



Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Facultad de Ingeniería
Centro de Investigación y Estudios de Posgrado

Medición de rayos gamma como método para evaluar el deterioro en las rocas de construcción de Real de Catorce, San Luis Potosí

T E S I S

Que para obtener el grado de:

Maestro en Ciencias en Geología Aplicada

Presenta:

Alejandro Méndez Gaona

Becario del CONACYT (CVU: 926119)

Asesor:

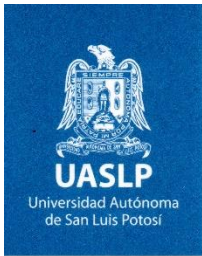
Dr. Rubén Alfonso López Doncel



San Luis Potosí, S. L. P.



Octubre de 2020



16 de julio de 2020

**DR. RUBÉN ALFONSO LÓPEZ DONCEL
P R E S E N T E.**

De conformidad con las facultades que el H. Consejo Técnico Consultivo otorgó a esta Secretaría, le comunico que ha sido propuesto como *Asesor del Trabajo de Tesis* que deberá desarrollar el **Ing. Alejandro Méndez Gaona**, para obtener el grado de **Maestro en Ciencias en Geología Aplicada**. Se le indica que es obligatoria la participación del Asesor en los Exámenes Previo y Final de Grado.

El tema propuesto para dicho trabajo es el siguiente:

"Medición de rayos gamma como método para evaluar el deterioro en las rocas de construcción de Real de Catorce, San Luis Potosí"

Solicito a Usted tome nota que dicho Tema ha quedado registrado y que su vigencia es de un año a partir de la fecha; si transcurrido ese lapso su asesorado no concluye el trabajo, deberá hacer nuevo trámite de registro y/o solicitar **prórroga** para la terminación del mismo.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

A T E N T A M E N T E



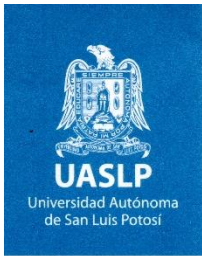
**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
DE INGENIERÍA
SECRETARÍA**
DR. RICARDO ROMERO MÉNDEZ
SECRETARIO DEL CONSEJO

Copia. ASESORADO.
COORDINADOR ACADÉMICO DEL POSGRADO.
CONSEJERO MAESTRO DEL POSGRADO.
H. CONSEJO TÉCNICO CONSULTIVO.
*etn.

www.uaslp.mx

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al39
fax (444) 826 2336

"1945-2020: 75 años de formación de profesionales en la Facultad de Ingeniería"



16 de julio de 2020

**ING. ALEJANDRO MÉNDEZ GAONA
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por el **Dr. Rubén Alfonso López Doncel** Asesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestro en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la Sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 16 de julio del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

“Medición de rayos gamma como método para evaluar el deterioro en las rocas de construcción de Real de Catorce, San Luis Potosí”

- Introducción.
1. Generalidades
 2. Marco Histórico de Real de Catorce y Marco Geológico y de la Sierra de Catorce
 3. Rocas naturales de construcción y su meteorización
 4. Radiación gamma natural y su aplicación en las rocas de construcción
 5. Resultados y discusión
- Conclusiones
Referencias
Anexos

“MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO”

A T E N T A M E N T E



DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN
DIRECTOR DE INGENIERÍA
DIRECCION

www.uaslp.mx

Copia. Archivo
*etn.

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al39
fax (444) 826 2336

“1945-2020: 75 años de formación de profesionales en la Facultad de Ingeniería”



UASLP
Universidad Autónoma
de San Luis Potosí



FACULTAD DE
INGENIERÍA



CENTRO DE
**INVESTIGACIÓN
Y ESTUDIOS
DE POSGRADO**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ

FACULTAD DE INGENIERÍA

Área de Investigación y Estudios de Posgrado

Aclaración

El presente trabajo que lleva por título:

Medición de rayos gamma como método para evaluar el deterioro en las rocas de construcción de Real de Catorce, San Luis Potosí

se realizó en el periodo agosto de 2018 a agosto de 2020 bajo la dirección del Dr. Rubén Alfonso López Doncel.

Originalidad

Por este medio aseguro que he realizado este documento de tesis para fines académicos sin ayuda indebida de terceros y sin utilizar otros medios más que los indicados.

Las referencias e información tomadas directa o indirectamente de otras fuentes se han definido en el texto como tales y se ha dado el debido crédito a las mismas.

El autor exime a la UASLP de las opiniones vertidas en este documento y asume la responsabilidad total del mismo.

Este documento no ha sido sometido como tesis a ninguna otra institución nacional o internacional en forma parcial o total.

Se autoriza a la UASLP para que divulgue este documento de Tesis para fines académicos.

Alejandro Méndez Gaona

Dedicatoria

Para mis papás y mis hermanos

Para Carlos

Para Lidia,

te amo

Agradecimientos

Les agradezco a mis papás Sóstenes y Ma. Tereza por el apoyo y soporte emocional que me han dado durante todo este proceso para completar la maestría. Son muy importantes para mí y espero poder ayudarlos también.

Gracias a mis hermanos Lucía, Axel, Alan, Sara y Julio (mi hermano también) por convivir conmigo y confiar en mí. Seguimos creciendo juntos.

Lidia te agradezco por los momentos de alegría, los días de reflexión, el tiempo y amor que has invertido en mí. Aún queda mucho que hacer, experimentar y vivir. Quiero hacerlo a tu lado.

Les doy gracias a los padres de Lidia por su comprensión y aceptación.

Le agradezco a mi asesor, el Dr. Rubén Alfonso López Doncel por la elección acertada del área de estudio, por las observaciones realizadas para mejorar este escrito y todas las facilidades proporcionadas durante la maestría. Fue un gusto trabajar con usted.

A los sinodales Dra. María Cristina Noyola Medrano y Dr. Damiano Sarocchi por sus sugerencias durante las evaluaciones y el examen previo.

Al CONACYT por concederme una beca completa los dos años de maestría (CVU: 926119).

Al Dr. Alfredo Aguillón Robles, Dr. José Rafael Barboza Gudiño, Dr. Rubén Alfonso López Doncel, Dr. Miguel Morales Gámez, Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz, Dr. José Ramón Torres Hernández por sus clases en las diversas materias que cursé. Aprendí algo de cada uno de ustedes.

A todo el personal del Instituto de Geología por su trato amable y siempre dispuestos a ayudar, entre ellos Charlie y el Sr. Efrén.

A mis amigos y compañeros de San Luis Potosí con los que conviví en clases y fuera del Instituto, especialmente a Luis y Adrián.

A mis amigos de Linares por su motivación para seguir mis metas y su apoyo incondicional, especialmente al Dr. Javier Aguilar, Dr. Uwe Jenchen y Dra. Yolanda Pichardo.

Al FAI (Fondo de Apoyo a la Investigación) C19-FAI-05-50.50 del Dr. Rubén Alfonso López Doncel por el apoyo financiero para todos los estudios realizados.

Al director del Centro Cultural Real de Catorce, Saúl Saucedo Covarrubias y al personal por su amabilidad y por proporcionar algunas muestras para los análisis llevados a cabo en este trabajo.

A la propietaria del Hotel Real de Álamos, la Sra. Antonia y su familia por hacer de nuestra estancia en Real de Catorce una experiencia inolvidable.

A la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León por el préstamo del espectrómetro portátil para medir rayos gamma.

Al Sr. Samuel de Escalerillas por el corte de los cubos para los experimentos petrofísicos.

Al Ing. Erasmo Mata Martínez por la excelente elaboración de las láminas delgadas y el corte de las muestras.

A la Ing. Claudia Hernández Galván por el análisis de difracción de rayos X de las muestras.

A las personas que omito involuntariamente. Estoy seguro de que cualquier interacción con ustedes ha cambiado mi forma de entender la realidad.

Alejandro Méndez Gaona

Índice

	Página
Resumen	VIII
Abstract	IX
Introducción	1
1. Generalidades	4
1.1. Justificación del trabajo	4
1.2. Hipótesis	4
1.3. Objetivos	5
1.4. Metas	6
1.5. Materiales y métodos	6
1.6. Área de estudio	10
2. Marco Histórico de Real de Catorce y Marco Geológico y de la Sierra de Catorce	13
2.1. Marco Histórico	13
2.2. Marco Geológico	15
2.2.1. Sierra de Catorce	15
2.2.2. Real de Catorce	19
3. Rocas naturales de construcción y su meteorización	27
3.1. Propiedades físicas y mecánicas	29
3.1.1. Densidad	30
3.1.2. Porosidad	30
3.1.3. Transporte de agua	32
3.1.3.1. Absorción capilar de agua	33
3.1.3.2. Absorción de agua por inmersión total	34
3.1.3.3. Expansión hídrica	35

3.1.4. Resistencia a la cristalización de sal	36
3.2. Deterioro de las rocas dimensionables	38
3.2.1. Deterioro por procesos físicos	39
3.2.2. Deterioro por procesos químicos	40
3.2.3. Deterioro por procesos biológicos	41
3.2.4. Deterioro por procesos antropogénicos	42
3.3. Caracterización del deterioro	42
3.3.1. Clasificación del deterioro	43
3.3.1.1. Grietas y deformación	44
3.3.1.2. Desprendimiento	45
3.3.1.3. Rasgos inducidos por la pérdida de material	48
3.3.1.4. Alteración cromática y depósito	50
3.3.1.5. Colonización biológica	54
3.3.2. Mapeo de los tipos de deterioro	57
3.3.3. Pruebas para determinar el deterioro	58
3.4. Meteorización	59
3.4.1. Meteorización física	61
3.4.2. Meteorización biológica	62
3.4.3. Meteorización química	63
3.4.4. Índices de meteorización	69
4. Radiación gamma natural y su aplicación en las rocas de construcción	77
4.1. Origen de los rayos gamma	78
4.2. Detección y registro de radiación gamma	79
4.3. Geoquímica y distribución de elementos radiactivos en minerales	81
4.4. Interpretación de los rayos gamma	83
5. Resultados y discusión	87

5.1. Mapeo litológico	87
5.2. Tipos y mapeos de daños	89
5.3. Radiación gamma	93
5.4. Elementos mayores	96
5.5. Difracción de rayos X	97
5.6. Petrografía y procedencia	97
5.7. Propiedades físicas	104
5.7.1. Densidad y porosidad	104
5.7.2. Absorción capilar de agua	105
5.7.3. Expansión hídrica	108
5.7.4. Resistencia a la cristalización de sal	109
5.8. Índices de meteorización	111
5.9. Discusión	112
Conclusiones	118
Referencias	120
Anexos	139
Anexo 1: Antecedentes y geología de la Sierra de Catorce	139
Anexo 2: Litología del Centro Cultural	166
Anexo 3: Litología de la Casa de cantera	168
Anexo 4: Daños del Centro Cultural	171
Anexo 5: Daños de la Casa de cantera	174
Anexo 6: Rayos gamma en afloramientos	178
Anexo 7: Rayos gamma en el Centro Cultural	179
Anexo 8: Rayos gamma en la Casa de cantera	183
Anexo 9: Absorción capilar	187
Anexo 10: Resistencia a la cristalización de sal	189

Lista de figuras

	Página
Figura 1. Uso de rocas como material de construcción y decoración en Real de Catorce.	1
Figura 2. Entrada a la antigua Casa de Moneda, actualmente Centro Cultural de Real de Catorce.	3
Figura 3. Parte inferior de la Casa de cantera, la cual funciona como galería de arte.	3
Figura 4. Ejemplo de medición de rayos gamma con un espectrómetro portátil en la Casa de cantera.	8
Figura 5. Localidades del municipio de Catorce y su ubicación en el estado de San Luis Potosí, México (tomado de INEGI, 2009).	11
Figura 6. Fotografía satelital del centro de Real de Catorce donde se muestran el Centro Cultural, la Casa de cantera y como referencia la salida del Túnel Ogarrío.	12
Figura 7. Fotografía de Real de Catorce durante 1898.	14
Figura 8. Distribución de la Mesa Central de México.	16
Figura 9. Mapa geológico y estructural de la Sierra de Catorce.	17
Figura 10. Carta geológica de la parte noroeste de la Sierra de Catorce.	18
Figura 11. Columna litológica para la Sierra de Catorce.	20
Figura 12. Localización de los afloramientos medidos y de las probables canteras (zona azul) ubicados al norte de Real de Catorce.	21
Figura 13. Brecha-conglomerado compuesto de clastos de diversos orígenes.	22
Figura 14. Capas volcánicas de color gris con fragmentos de obsidiana.	22
Figura 15. Afloramiento de arenisca conglomerática con estructuras de <i>ripples</i> .	23
Figura 16. Afloramientos donde se midieron rayos gamma.	24
Figura 17. Afloramiento de lutita color rojizo-púrpura.	25
Figura 18. Contacto entre las formaciones La Joya y Zuloaga.	26
Figura 19. Procedimiento para calcular densidad.	31
Figura 20. Experimento de absorción capilar de agua.	34
Figura 21. Prueba de expansión hídrica.	36
Figura 22. Fisuración radial del bloque de roca.	44
Figura 23. Losa de mármol con deformación.	45
Figura 24. Daño de deslaminación.	46
Figura 25. Disgregación de la roca en conjuntos o granos individuales.	47
Figura 26. Descamación de la superficie de un bloque de roca.	47

Figura 27. Erosión diferencial por pérdida de matriz alrededor de un fragmento volcánico.	48
Figura 28. Daño de origen mecánico causado por abrasión (zona con un color más claro).	49
Figura 29. Perforación.	50
Figura 30. Manchas de humedad creadas alrededor de una bajada de agua.	51
Figura 31. Crecimiento de cristales de sal en la superficie de las rocas, lo que se conoce como eflorescencia.	52
Figura 32. Daño por <i>graffiti</i> .	53
Figura 33. Pátina ferruginosa desarrollada en algunos bloques de arenisca.	53
Figura 34. Enmugrecimiento que se observa como material oscuro que probablemente está compuesto por partículas depositadas por la escorrentía de agua de lluvia.	54
Figura 35. Subflorescencia en la parte inferior del bloque.	55
Figura 36. Los nidos de insectos y de otros organismos también se incluyen en la categoría de colonización biológica.	55
Figura 37. Colonización biológica por algas.	56
Figura 38. Plantas pequeñas, como en este caso, y árboles pueden generar daños debido al crecimiento de sus raíces.	57
Figura 39. La serie de reacción de Bowen muestra la secuencia en que cristalizan los minerales a partir de un magma.	66
Figura 40. Perfil de meteorización idealizado desarrollado en un granito (aplicable a cualquier roca con minerales similares).	68
Figura 41. Diagrama A-CN-K en el que se observan las tendencias de meteorización.	73
Figura 42. Diagrama ternario MFW.	75
Figura 43. Espectros de emisión de rayos gamma del potasio y las series del torio y uranio con los picos distintivos de cada elemento (modificado de Schlumberger, 1998 y Wilford, 2002).	79
Figura 44. Registro de rayos gamma.	85
Figura 45. Izquierda: nomenclatura asignada a los bloques que componen la entrada este del Centro Cultural.	87
Figura 46. Leyenda litológica para los bloques del Centro Cultural.	88
Figura 47. Arriba: nomenclatura asignada a los bloques que componen la fachada de la Casa de cantera.	88
Figura 48. Leyenda litológica para los bloques de la fachada de la Casa de cantera.	89
Figura 49. Tipos de daños identificados en el Centro Cultural.	90
Figura 50. Mapeo de daños en el Centro Cultural.	91

Figura 51. Tipos de daños identificados en la Casa de cantera.	92
Figura 52. Mapeo de daños de la Casa de cantera.	93
Figura 53. Rayos gamma (cps) medidos en el Centro Cultural.	95
Figura 54. Rayos gamma (cps) medidos en la Casa de cantera.	95
Figura 55. Difractograma para la muestra RdC-C1.	97
Figura 56. Difractograma para la muestra RdC-C2.	98
Figura 57. Difractograma para la muestra RdC-C3.	98
Figura 58. Difractograma para la muestra RdC-CM1.	99
Figura 59. Difractograma para la muestra RdC-CV1.	99
Figura 60. Difractograma para la muestra RdC-L1.	100
Figura 61. Ejemplo de cuarzo policristalino de más de tres cristales ($Q_p > 3$).	102
Figura 62. Diagramas ternarios QFL (izquierda) y Q_mFLt (derecha) con las muestras graficadas.	104
Figura 63. Histogramas de la distribución del tamaño de poro.	106
Figura 64. Gráfica de la absorción capilar durante el primer minuto en el plano XY.	106
Figura 65. Gráfica de la absorción capilar durante el primer minuto en el plano XZ.	107
Figura 66. Variación del peso durante cada ciclo de cristalización de sal para las cuatro muestras.	109
Figura 67. Evidencia visual de la evolución de las muestras durante el experimento de resistencia a la cristalización de sal desde el inicio hasta el ciclo final 40.	110
Figura 68. Mapeo litológico simplificado del Centro Cultural.	114
Figura 69. Mapeo litológico simplificado de la Casa de cantera.	115
Figura A1. Reconstrucción paleogeográfica de México durante el depósito de la Formación Zacatecas (“Potosi Fan”) en el Triásico Superior.	155
Figura A2. Distribución de probabilidad de circones detríticos para la Formación Zacatecas en Real de Catorce.	156
Figura A3. Modelo de la evolución tectónica del antiguo margen oeste de Pangea durante el término del Paleozoico hasta el Jurásico Inferior-Medio (tomado de Barboza-Gudiño <i>et al.</i> , 2012).	157
Figura A4. Modelo del depósito de las rocas volcánicas de la Formación Nazas en un arco volcánico asociado con el desarrollo del margen continental activo del suroeste de Norteamérica durante el Jurásico (tomado de Barboza-Gudiño <i>et al.</i> , 2008).	158
Figura A5. Modelo de los deslizamientos subparalelos a las unidades estratigráficas.	159

Lista de tablas

	Página
Tabla 1. Ubicación de los afloramientos donde se midieron rayos gamma.	25
Tabla 2. Concentraciones normalizadas de elementos mayores.	96
Tabla 3. Conteo de más de 500 puntos por el método de Gazzi-Zuffa (Weltje, 2002).	101
Tabla 4. Parámetros para determinar el valor de cada diagrama ternario.	103
Tabla 5. Valores para cada vértice de los diagramas ternarios.	103
Tabla 6. Valores calculados para las propiedades de densidad y porosidad de las muestras.	105
Tabla 7. Resultados del cálculo de los índices de meteorización química, así como los valores de los componentes máficos y félsicos obtenidos con el índice de meteorización W.	112
Tabla 8. Promedio y desviación estándar de rayos gamma para litologías similares del Centro Cultural.	115
Tabla 9. Promedio y desviación estándar de rayos gamma para litologías similares de la Casa de cantera.	115
Tabla 10. Elementos radiactivos y su distribución en minerales.	117
Tabla A1. Litología de cada bloque del Centro Cultural con la descripción de las abreviaturas.	166
Tabla A2. Litología de cada bloque de la Casa de cantera con la descripción de las abreviaturas.	168
Tabla A3. Daños encontrados en cada bloque del Centro Cultural.	171
Tabla A4. Daños encontrados en cada bloque de la Casa de cantera.	174
Tabla A5. Valores de rayos gamma en los afloramientos.	178
Tabla A6. Valores de rayos gamma en el Centro Cultural.	179
Tabla A7. Valores de rayos gamma en la Casa de cantera.	183
Tabla A8. Resultados de la absorción capilar de agua en los planos XY y XZ para cada muestra durante un lapso de 3 horas.	187
Tabla A9. Peso de las muestras durante los 40 ciclos del experimento de resistencia a la cristalización de sal.	189

Resumen

Las rocas naturales de construcción, al igual que las rocas en los afloramientos, están expuestas a los efectos de la meteorización química, como la alteración de feldespatos y su transformación a minerales arcillosos. Cuando comienzan a meteorizarse, los feldespatos van perdiendo potasio progresivamente, el cual es un elemento móvil y que emite rayos gamma.

De acuerdo con la hipótesis planteada en esta tesis, mientras mayor sea el grado de meteorización será mayor la pérdida de potasio y se generarán menos rayos gamma, al contrario, con poca o nada de meteorización, la gran mayoría del potasio permanecería en la roca y se emitirían más rayos gamma.

En este trabajo se registraron rayos gamma en afloramientos de la Formación La Joya, en las rocas que componen la entrada del Centro Cultural de Real de Catorce y en la fachada de la Casa de cantera. Además, se calcularon índices de meteorización química para medir el grado de alteración de dichas rocas.

En los afloramientos, los índices tuvieron valores altos y rayos gamma bajos. Las rocas de ambas construcciones mostraron valores menores de índices de meteorización y rayos gamma más altos. Esto es particularmente notable en los mapeos de radiación en las partes inferiores de los edificios, lo cual está muy probablemente relacionado con el grado de deterioro de estas zonas. Como la hipótesis sugiere, se encontró que sí existe una relación entre la intensidad de la radiación gamma con la meteorización y el deterioro que experimentan las areniscas en los afloramientos de la Formación La Joya en las fachadas de las construcciones en Real de Catorce.

Se tiene que tomar en cuenta que el tipo de roca, la mineralogía y las propiedades físicas determinan los patrones de deterioro y el grado de meteorización, por lo que fue necesario realizar análisis petrográficos, difracción de rayos X y pruebas petrofísicas para evaluar la importancia de estos factores en la respuesta de rayos gamma y en la intensidad de la meteorización.

Abstract

Rock outcrops and natural building stones are exposed to the effects of chemical weathering, such as alteration of feldspars and their transformation into clay minerals. When weathering begins, feldspars progressively lose potassium, which is a mobile element that emits gamma rays.

According to the hypothesis, the greater the degree of weathering, the greater the loss of potassium and fewer emission of gamma rays, on the contrary, with little or no weathering, most of the potassium would remain in the rock and more gamma rays would be emitted.

Gamma rays were recorded in outcrops of the La Joya Formation, in the stones that make up the entrance to the Centro Cultural de Real de Catorce and in the facade of the Casa de Cantera. In addition, chemical weathering indices were calculated to measure the degree of alteration of these rocks.

In the outcrops, the indices had high values and low counts of gamma rays. The stones of both constructions showed lower values of weathering indices and higher counts of gamma rays. This is particularly noticeable in the radiation mapping in the lower parts of the buildings, which is most likely related to the degree of deterioration in these areas. As the hypothesis suggests, it was found that in fact, there is a relationship between the intensity of the gamma radiation with weathering and deterioration experienced by the sandstones in the outcrops of the La Joya Formation and on the facades of the buildings in Real de Catorce.

It must be taken into account that the type of rock, mineralogy and physical properties determine the deterioration patterns and degree of weathering, for which it was necessary to carry out petrographic analysis, X-ray diffraction and petrophysical tests to evaluate the importance of these factors in the gamma ray response and the intensity of the weathering.

Introducción

Las rocas han sido usadas como material de construcción desde los orígenes de las civilizaciones antiguas en todo el mundo. En particular, las areniscas son las rocas sedimentarias más utilizadas en la arquitectura y los monumentos, como se observa en la mayoría de los países europeos (Gutiérrez-Elorza, 2008; Siegesmund & Török, 2014; Wedekind *et al.*, 2018). En México también existen numerosas construcciones erigidas con rocas, como las que se encuentran en Real de Catorce (Fig. 1), las cuales forman parte del patrimonio cultural del país.



Figura 1. Uso de rocas como material de construcción y decoración en Real de Catorce. A. Entrada a la Capilla de Guadalupe. B. Figura sobre columna. C. Elemento decorativo en la fuente principal. D. Balcón con figura decorativa por debajo.

El hecho de que las rocas para construcción, llamadas rocas dimensionables, fueran extensamente usadas y sigan siendo utilizadas actualmente, se debe a su durabilidad y accesibilidad (Benavente *et al.*, 2004; Snethlage, 2014; Çelik & Aygün,

2019). Sin embargo, las rocas experimentan meteorización por procesos físicos, químicos y biológicos (Nesbitt, 2003; Siegesmund & Török, 2014). Lo mismo ocurre en las rocas que componen las fachadas de los edificios y monumentos, lo cual se conoce como deterioro (Siegesmund *et al.*, 2002; Steiger *et al.*, 2014). La cantidad o grado de deterioro depende de sus propiedades físicas, mecánicas, mineralógicas y químicas que pueden determinarse mediante metodologías directas e indirectas (Přikryl, 2013; Siegesmund & Dürrast, 2014).

Los métodos indirectos han ido ganando importancia debido a que no son invasivos y aportan datos significativos, ayudando así a la conservación del patrimonio (Arède *et al.*, 2017; Hashemi *et al.*, 2018; Menningen *et al.*, 2018; Orenday-Tapia *et al.*, 2018; Hatir *et al.*, 2019; Van Stappen *et al.*, 2019), siendo el martillo de Schmidt y la velocidad de propagación de ondas dos pruebas no destructivas muy comunes para evaluar el deterioro (Siegesmund *et al.*, 2002; Schuller, 2003; Goudie & Viles, 2010; Siedel & Siegesmund, 2014; Siegesmund & Dürrast, 2014; Snethlage, 2014). Otro método indirecto es la medición de rayos gamma con un espectrómetro portátil, lo que ha servido para distintos propósitos, por ejemplo, medir la radiación emitida por las rocas para evitar riesgos a la salud (Righi & Bruzzi, 2006; Lima *et al.*, 2015; Manić *et al.*, 2015) y definir estructuras arqueológicas sepultadas (Sanjurjo-Sánchez *et al.*, 2018a), pero no se ha utilizado extensamente para definir el grado de deterioro a pesar de las ventajas que tiene sobre otras pruebas (Sanjurjo-Sánchez *et al.*, 2018b), ya que sus resultados no se ven influenciados por el contenido de humedad, sales disueltas ni por la temperatura, sino que solamente dependen del contenido de potasio, uranio y torio en los minerales (Telford *et al.*, 1990; Schlumberger, 1998; Hyvönen *et al.*, 2005).

En este trabajo se plantea que los rayos gamma pueden aportar información en cuanto al grado de deterioro de las rocas dimensionables, en especial de las areniscas, al ser comparados con índices de meteorización química basados en la concentración de elementos mayores. Dichos índices se han usado para determinar el grado de meteorización en rocas de afloramientos (Bauluz *et al.*, 2000; Duzgoren-Aydin *et al.*, 2002; Duzgoren-Aydin & Aydin, 2003; Ocampo-Díaz *et al.*, 2016) y en rocas dimensionables (Esaki & Jiang, 2000; Topal & Sözmen, 2003; Sanjurjo-

Sánchez *et al.*, 2016). Para la toma de rayos gamma se seleccionó la entrada principal de la antigua Casa de Moneda, actualmente Centro Cultural (Fig. 2) y la denominada Casa de cantera (Fig. 3), ambas construcciones en Real de Catorce, San Luis Potosí, México.



Figura 2. Entrada a la antigua Casa de Moneda, actualmente Centro Cultural de Real de Catorce.



Figura 3. Parte inferior de la Casa de cantera, la cual funciona como galería de arte.

1. Generalidades

1.1. Justificación del trabajo

Real de Catorce fue agregado a la categoría de Pueblo Mágico en el 2001 por la Secretaría de Turismo (SECTUR, 2014) y declarado una zona de monumentos históricos en el 2012 por la Secretaría de Gobernación (SEGOB, 2012), quedando a cargo de su conservación el Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH). Por esta razón, que Real de Catorce forma parte del patrimonio cultural de México, y debido al deterioro presente en las construcciones, es indispensable continuar con la conservación y restaurar apropiadamente las zonas que lo necesiten.

Esta conservación y restauración se puede lograr mediante el conocimiento de las propiedades de las rocas, ya sea de Real de Catorce o de cualquier otro lugar, principalmente por medio de estudios indirectos no destructivos como la medición de rayos gamma con un espectrómetro portátil. Este registro de rayos gamma funciona en cualquier roca con minerales de potasio, por lo cual este método puede ser aplicable ampliamente en muchos tipos diferentes de rocas.

1.2. Hipótesis

En este trabajo se propone que existe una relación entre la emisión de rayos gamma y el grado de meteorización de las rocas. La hipótesis se fundamenta en que: (1) todas las rocas, sin importar si se encuentran aflorando o forman parte de las fachadas o estructuras de las construcciones experimentan meteorización o deterioro por procesos físicos, químicos y biológicos (Nesbitt, 2003; Steiger *et al.*, 2014); (2) la meteorización química causa la descomposición de los minerales menos estables y la creación de minerales secundarios, principalmente arcillosos, por medio de la pérdida de elementos móviles como el potasio, calcio y sodio (Chamley, 1989; Nesbitt, 2003; Boggs, 2006), lo cual puede medirse con índices de meteorización química que son relaciones entre los elementos móviles y estables, resultando en índices con valores altos cuando existe meteorización e índices con valores bajos cuando no hay meteorización (Parker, 1970; Nesbitt & Young, 1982;

Harnois, 1988; Fedo *et al.*, 1995; Ohta & Arai, 2007); (3) los rayos gamma se originan por el decaimiento de los elementos radioactivos como lo son el potasio y las familias de decaimiento del uranio y torio (Telford *et al.*, 1990; Blum, 1997; Schlumberger, 1998; Eisberg & Resnick, 2008); entre mayor sea la concentración de estos elementos en los minerales, los valores de rayos gamma serán más altos (Chopra *et al.*, 2002; Martinius *et al.*, 2002; Rider, 2002; Ruffell *et al.*, 2003; Šimíček *et al.*, 2012).

Se puede inferir, por lo tanto, que la pérdida de potasio generará valores altos de índices de meteorización en las rocas. Cabe señalar que este caso se refiere solamente a rocas que originalmente contienen minerales de potasio, por ejemplo, areniscas con feldespatos y ciertos fragmentos líticos, y que perdieron potasio por meteorización química. La poca concentración de este elemento generará valores bajos de rayos gamma. Al contrario, si una roca conserva su potasio original, tendrá valores bajos de índices de meteorización química y esta alta concentración de potasio generará valores altos de rayos gamma.

En resumen, si una roca tiene valores altos de índices de meteorización, tendrá valores bajos de rayos gamma, pero si tiene valores bajos de índices de meteorización tendrá valores altos de rayos gamma.

1.3. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es determinar el grado de meteorización y deterioro de las areniscas con las que están construidos el Centro Cultural de Real de Catorce y la Casa de cantera con valores de rayos gamma comparados con índices de meteorización química.

Además, se pretende relacionar las propiedades mecánicas, físicas y mineralógicas de las areniscas con los rayos gamma y así tener un panorama más amplio acerca de las causas del deterioro, lo que ayudará a la restauración y conservación del patrimonio cultural de Real de Catorce.

1.4. Metas

Para la realización del trabajo de tesis se establecieron diversas metas en campo y laboratorio, las cuales se describen a continuación:

- Hacer un mapeo litológico y un mapeo de daños del Centro Cultural y de la Casa de cantera.
- Localizar y describir los afloramientos con litología similar a las rocas dimensionables del Centro Cultural y de la Casa de cantera.
- Tomar valores de rayos gamma y muestras de roca en ambas construcciones y en los afloramientos.
- Preparar las muestras debidamente para los análisis de elementos mayores, dióxido de carbono (CO₂), difracción de rayos X y para la elaboración de láminas delgadas y cubos de roca.
- Calcular los índices de meteorización con los elementos mayores y el calcio perteneciente a silicatos con el CO₂.
- Reconocer las fases minerales, principalmente arcillosas, con la difracción de rayos X.
- Realizar petrografía con láminas delgadas y hacer experimentos petrofísicos y mecánicos de las rocas para conocer sus propiedades.
- Interpretar y relacionar los valores de rayos gamma con los índices de meteorización.
- Integrar los datos de todos los análisis para encontrar las relaciones que tienen con los valores de rayos gamma e índices de meteorización.

1.5. Materiales y métodos

Para el mapeo litológico se delimitaron todos los bloques de roca que componen las fachadas del Centro Cultural y de la Casa de cantera. Posteriormente se identificó el tipo de roca, las variaciones de la granulometría (desde grano grueso hasta grano fino), las estructuras sedimentarias (laminación y *ripples*) y otros componentes (clastos de limolita y cristales de cuarzo). La importancia de realizar un mapeo

litológico es que puede revelar la existencia de patrones en la forma del acomodo de los bloques y con el tipo de deterioro (Wedekind *et al.*, 2011, López-Doncel *et al.*, 2015; Mora-Navarro, 2015; Pötzl, 2015; Molina-Maldonado, 2016; Theodoridou & Török, 2019).

En el mapeo de deterioro se identificaron las diversas formas de daños tomando como base el glosario ilustrado del ICOMOS-ISCS (2011), el cual divide el deterioro en cinco clases principales: grietas y deformación, alteración cromática y depósito, desprendimiento, rasgos inducidos por pérdida de material y colonización biológica. Cada clase se subdivide a su vez en diferentes tipos que se detallarán en el capítulo 3: Rocas naturales de construcción y su meteorización. Al igual que el mapeo litológico, el mapeo de daños sirve para conocer si existen patrones de deterioro o si un tipo de roca es más propensa a cierto tipo de daño (Siedel & Siegesmund, 2014; Wedekind *et al.*, 2018, Hatır *et al.*, 2019).

Se buscaron y seleccionaron nueve afloramientos de arenisca con diversos tamaños de grano y estructuras sedimentarias que fueran similares a las rocas que se tienen en el Centro Cultural y en la Casa de cantera. En todos los afloramientos se tomaron valores de rayos gamma y en tres de ellos se recogieron muestras (RdC-C1, RdC-C2 y RdC-C3).

Una parte importante del trabajo fue la toma de rayos gamma en el Centro Cultural y en la Casa de cantera. Los fundamentos teóricos sobre la radiación gamma se presentan en el capítulo 4: Radiación gamma natural y su aplicación en las rocas de construcción. Al igual que en los afloramientos, los valores de rayos gamma se tomaron con un espectrómetro portátil (espectrómetro diferencial GRS 500 Scintrex) prestado por la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León. Esta herramienta registra los rayos gamma en cuentas por segundo (cps) mostrando los valores en la pantalla cada segundo o puede promediar las lecturas cada 10 segundos. Se prefirió registrar los rayos gamma cada segundo y posteriormente hacer el promedio para calcular la desviación y el error estándar.

El espectrómetro puede obtener el total de radiación gamma y también puede registrar individualmente los rayos gamma que emite el potasio y las series de

decaimiento del uranio y torio. Para este trabajo se tomaron valores totales e individuales.

Para la adquisición de los rayos gamma se colocó el espectrómetro en contacto con el bloque de roca (Fig. 4) o afloramiento que se deseaba medir y se seleccionó el tipo de registro, primero valores totales y posteriormente los valores de potasio, uranio y torio. Se tomaron mínimo 10 datos en un solo punto del bloque o afloramiento si la litología era similar, pero si la granulometría, los componentes o el tipo de daño variaba, fue necesario tomar más lecturas en otros puntos.



Figura 4. Ejemplo de medición de rayos gamma con un espectrómetro portátil en la Casa de cantera.

Con respecto a la recolección de muestras, como se indicó anteriormente, se recogieron tres muestras en los afloramientos (RdC-C1, RdC-C2 y RdC-C3). Además, dos fueron donadas por el Centro Cultural de Real de Catorce (RdC-CM1 y RdC-CV1) y una última muestra se obtuvo la fachada de una casa (RdC-L1).

Una parte del material recolectado se trituró para los diversos análisis geoquímicos y otra parte se usó para preparar seis láminas delgadas (una lámina por cada muestra) y 20 cubos de 6.5 cm x 6.5 cm.

Las muestras de roca se trituraron en el laboratorio de preparación del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí (UASLP) y se pasaron por un tamiz de 75 μm . El polvo menor a esta medida se separó para tres análisis: elementos mayores, CO_2 y difracción de rayos X. Los elementos mayores se calcularon en el laboratorio de geoquímica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) con un espectrómetro RIGAKU ZSX Primus II. El CO_2 se mandó calcular a laboratorios de Bureau Veritas Minerals en Vancouver, Canadá y la difracción de rayos X se realizó en el Instituto de Metalurgia de la UASLP con un difractómetro Bruker D8 Advance.

La elaboración de las láminas delgadas se efectuó en el laboratorio de preparación del Instituto de Geología de la UASLP. Primero se cortaron las rocas hasta un tamaño adecuado, posteriormente se pulieron con polvos abrasivos y lijas, se pegó un portaobjetos y se cortó la muestra sobrante. Al final se volvieron a pulir hasta llegar al espesor deseado. Con estas láminas se efectuó la petrografía con un conteo de 500 puntos siguiendo el método Gazzi-Zuffa (Weltje, 2002) que une los métodos de conteo de Indiana (método tradicional) y de Gazzi-Dickinson para incluir además dentro de la clasificación a los cristales mayores a 0.0625 mm contenidos dentro de fragmentos líticos. En el caso de los líticos metamórficos, se eligió la división propuesta por Garzanti & Vezzoli (2003) que consiste en la separación de los líticos de acuerdo con el grado de metamorfismo definido por la orientación y crecimiento principalmente de arcillas y micas. Posteriormente, los resultados de cada conteo se normalizaron y graficaron tomando en cuenta los parámetros de Dickinson *et al.* (1983) para los diagramas de procedencia QFL y QmFLt.

Además, las rocas se cortaron en 20 cubos de 6.5 cm \times 6.5 cm, excepto la muestra RdC-CV1 debido a su condición frágil. La medida está determinada según el tipo de experimento realizado, los cuales fueron: densidad de matriz, densidad aparente, porosidad, distribución de radio poro, absorción de agua por inmersión total (DIN 52102) (DIN, 2013), absorción capilar de agua (DIN EN ISO 15148) (DIN, 2018), resistencia a la cristalización de sal (DIN EN 12370) (DIN, 1999) y expansión hídrica con muestras de 10 cm de longitud y 1.5 cm de ancho según el procedimiento de López-Doncel *et al.* (2013). Los detalles de cada prueba se describen en el capítulo

3: Rocas naturales de construcción y su meteorización. Todos estos experimentos fueron realizados en el laboratorio de petrofísica del Instituto de Geología de UASLP, a excepción de la distribución del tamaño de poro que se efectuó con un porosímetro de mercurio en la Universidad de Göttingen, Alemania.

El grado de meteorización fue calculado con el índice de alteración química (*chemical index of alteration*, CIA) (Nesbitt & Young, 1982), índice de meteorización química (*chemical index of weathering*, CIW) (Harnois, 1988), índice de alteración de plagioclasas (*plagioclase index of alteration*, PIA) (Fedo *et al.*, 1995) e índice de meteorización (*weathering index*, W) (Ohta & Arai, 2007). Las fórmulas empleadas se encuentran en la sección correspondiente del capítulo 3: Rocas naturales de construcción y su meteorización. Para el cálculo correcto de los índices fue necesario corregir el óxido de calcio total (CaO) para separarlo en el CaO que pertenece a los carbonatos y el CaO* de los silicatos. Esto se logró con la concentración de CO₂ en las muestras siguiendo el procedimiento de Ocampo-Díaz (2011).

1.6. Área de estudio

El Centro Cultural y la Casa de cantera se ubican en Real de Catorce, cabecera del municipio Catorce, el cual se localiza en la parte norte del estado de San Luis Potosí, México y se encuentra en las coordenadas geográficas 23°41'34" de latitud norte y 100°53'23" de longitud oeste, con una altitud promedio de 2,715 msnm (metros sobre el nivel del mar) (Fig. 5) (Sánchez-Crispín *et al.*, 1994).

El municipio colinda al oeste con el estado de Zacatecas, al noroeste con el municipio de Vanegas, al noreste con Cedral, al este con Matehuala y al sur con Villa de Guadalupe y se encuentra aproximadamente a 250 kilómetros al norte de la ciudad de San Luis Potosí, capital del estado del mismo nombre (Carrizales-Aguilar *et al.*, 2009; Delgadillo-Amaro, 2018).

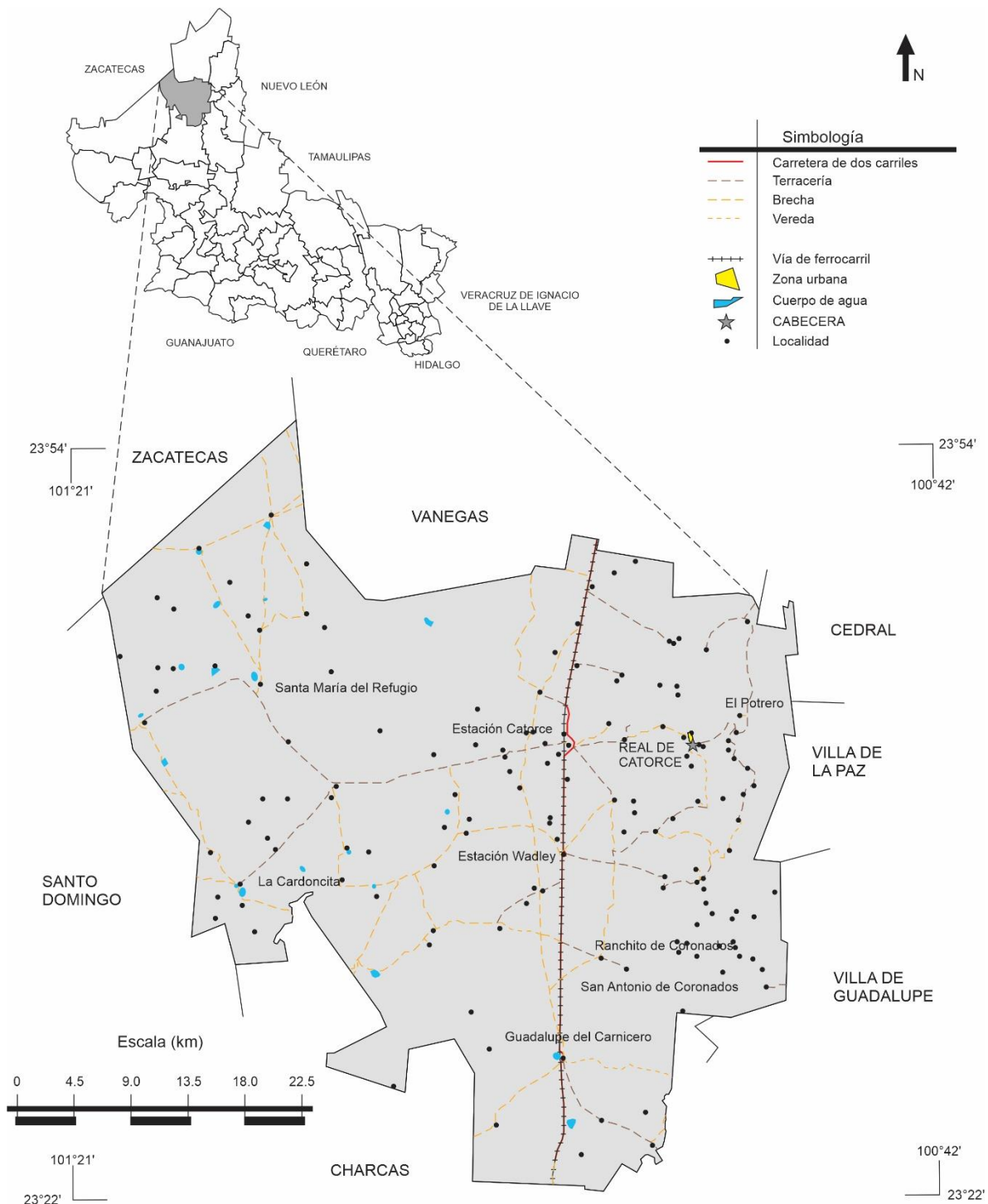


Figura 5. Localidades del municipio de Catorce y su ubicación en el estado de San Luis Potosí, México (tomado de INEGI, 2009).

El acceso principal desde San Luis Potosí hasta Real de Catorce es por la carretera número 57, pasando por Matehuala y posteriormente se continúa hacia el oeste por

la carretera número 62 que comunica a los municipios de Cedral y Vanegas. Después de 17 km por la misma vía se sigue un camino empedrado de cerca de 23 km hacia el sur por los poblados de El Potrero y El Refugio hasta el túnel Ogarrio para entrar en Real de Catorce. Otras vías de acceso a Real de Catorce son veredas o caminos de terracería que pasan por Estación Catorce que se ubica al oeste (Carrizales-Aguilar *et al.*, 2009).

Para acceder al Centro Cultural de Real de Catorce se sigue la calle Lanzagorta por aproximadamente 400 m al oeste de la salida del Túnel Ogarrio. La entrada principal está enfrente de la Parroquia de la Purísima Concepción (Fig. 6). A la Casa de cantera se puede llegar siguiendo la misma calle Lanzagorta igualmente hacia el oeste cerca de 120 m y posteriormente al norte por la calle Zaragoza poco menos de 50 m. Se ubica entre las calles Constitución y Xicoténcatl (Fig. 6).

Es importante notar que la palabra “cantera” no significa que las rocas que componen a la Casa de cantera sean de origen volcánico, más bien indica que las rocas fueron extraídas de una cantera.

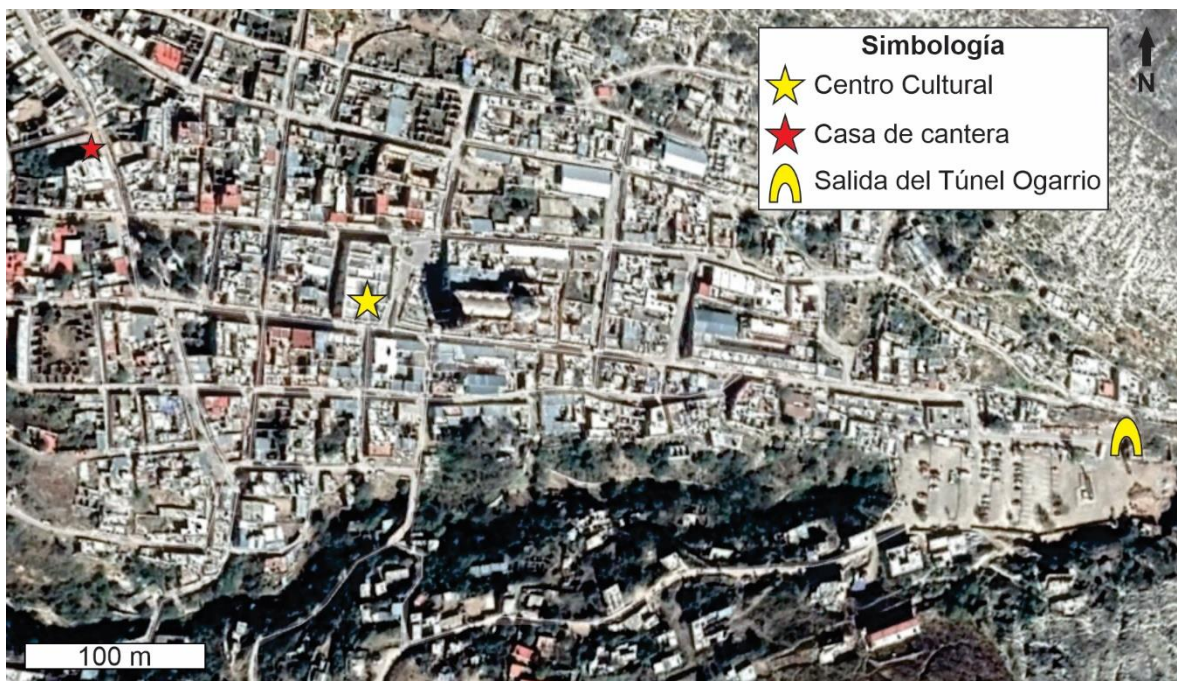


Figura 6. Fotografía satelital del centro de Real de Catorce donde se muestran el Centro Cultural, la Casa de cantera y como referencia la salida del Túnel Ogarrio.

2. Marco Histórico de Real de Catorce y Marco Geológico y de la Sierra de Catorce

2.1. Marco Histórico

La historia de Real de Catorce está estrechamente ligada con la exploración minera, la cual se realizó durante un par de siglos alrededor de la Sierra de Catorce. A partir de 1770, había informes cada vez más frecuentes de vetas de plata dentro de la sierra, por lo cual los mineros se asentaron en la zona de Real de Catorce, a la cual se le conoció en el año de 1772 como Real de Nuestra Señora de la Concepción de Guadalupe de Álamos. En ese mismo año se encuentra y explota una de las primeras minas conocida como Descubridora. Conforme se descubrían más vetas, más personas iban a Real de Catorce, lo que dio origen a una primera época de auge (Sánchez-Crispín *et al.*, 1994; Cordero-Herrera, 2007; Delgadillo-Amaro, 2018).

En 1852 se estableció la Casa de Moneda y alrededor de 1880 hubo otra época de auge en la que existió una modernización de los métodos de extracción y mayor inversión (Cordero-Herrera, 2007). Para 1893, Real de Catorce se encontraba en gran esplendor, con edificaciones de dos o tres niveles construidas con rocas (Fig. 7). Al este se inició la construcción del túnel Ogarrío a finales del siglo XIX y se finalizó a principios del siglo XX (Sánchez-Crispín *et al.*, 1994; Delgadillo-Amaro, 2018).

A partir del año 1905 comenzó a declinar la población de Real de Catorce. Esto fue producto de la escasez de trabajo porque las minas eran cerradas cuando ya no resultaban rentables. Para 1921, Real de Catorce tenía 733 habitantes. Las condiciones de vida no eran favorables y la mayoría de las casas se encontraban desocupadas, por lo cual las edificaciones se deterioraban rápidamente (Cordero-Herrera, 2007; Delgadillo-Amaro, 2018).



Figura 7. Fotografía de Real de Catorce durante 1898. Es notable que casi todas las construcciones que se ven actualmente en Real de Catorce ya estaban hechas para la fecha de la fotografía (tomado de SEDUVOP, 2004).

Sin embargo, en los años setenta la zona se hizo famosa por el peyote, lo que originó que aumentara la actividad turística junto con la realización de diversas obras de infraestructura como el empedrado del camino de Cedral a Real de Catorce, la restauración de la plaza de toros y el palenque. En las siguientes décadas el comercio, turismo y la población siguieron aumentando (Delgadillo-Amaro, 2018).

Recientemente se le ha dado mayor importancia a la restauración de las construcciones y al patrimonio cultural de Real de Catorce. Por ejemplo, Díaz-Berrio (1976) realizó un estudio sobre los monumentos históricos. Además, en el 2001, Real de Catorce entró en el programa de Pueblos Mágicos de la Secretaría de Turismo (SECTUR, 2014). En el año 2004 se iniciaron los trabajos de restauración de la Casa de Moneda, creándose en el lugar un Centro Cultural. Las obras se

concluyeron en 2007 cuando fue reinaugurado e inició sus actividades (Delgadillo-Amaro, 2018).

Por otra parte, el Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH) impulsó la declaratoria de Real de Catorce como Monumento Histórico, la cual se publicó el 29 de noviembre de 2012 en el Diario Oficial de la Federación (SEGOB, 2012), e inició un importante esfuerzo por impedir su deterioro. También el INAH se ha ocupado de determinar el aspecto original de los edificios, establecer políticas de restauración, preservar el patrimonio histórico y elaborar un catálogo de los monumentos históricos (Delgadillo-Amaro, 2018).

2.2. Marco Geológico

Real de Catorce se ubica en la Sierra de Catorce que está localizada en la porción norte del estado de San Luis Potosí y forma parte del este de la Mesa Central (Fig. 8). Es un área económicamente importante por lo que se han llevado a cabo numerosas investigaciones acerca de los yacimientos minerales, estratigrafía y paleontología (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005) (véase el Anexo 1: Antecedentes y geología de la Sierra de Catorce).

2.2.2. Sierra de Catorce

La Sierra de Catorce es un levantamiento tectónico con una orientación general N-S volcado hacia el este (Fig. 9). Está delimitada en su margen oeste por una marcada zona de fallas normales (Taxco-San Miguel de Allende) (Fig. 10), mientras que en el este se desarrollaron fallas normales menores, pero ambos conjuntos tienen una orientación N-S. En los extremos norte y sur se encuentra fallamiento normal de orientación W-NW (Barboza-Gudiño & Torres-Hernández, 1999; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005, 2007; Barboza-Gudiño *et al.*, 2012; Mascuñano *et al.*, 2013). Internamente está constituida por una serie de pliegues asimétricos con vergencia E-NE en la porción oeste y por pliegues simétricos con plano axial vertical en la parte este (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

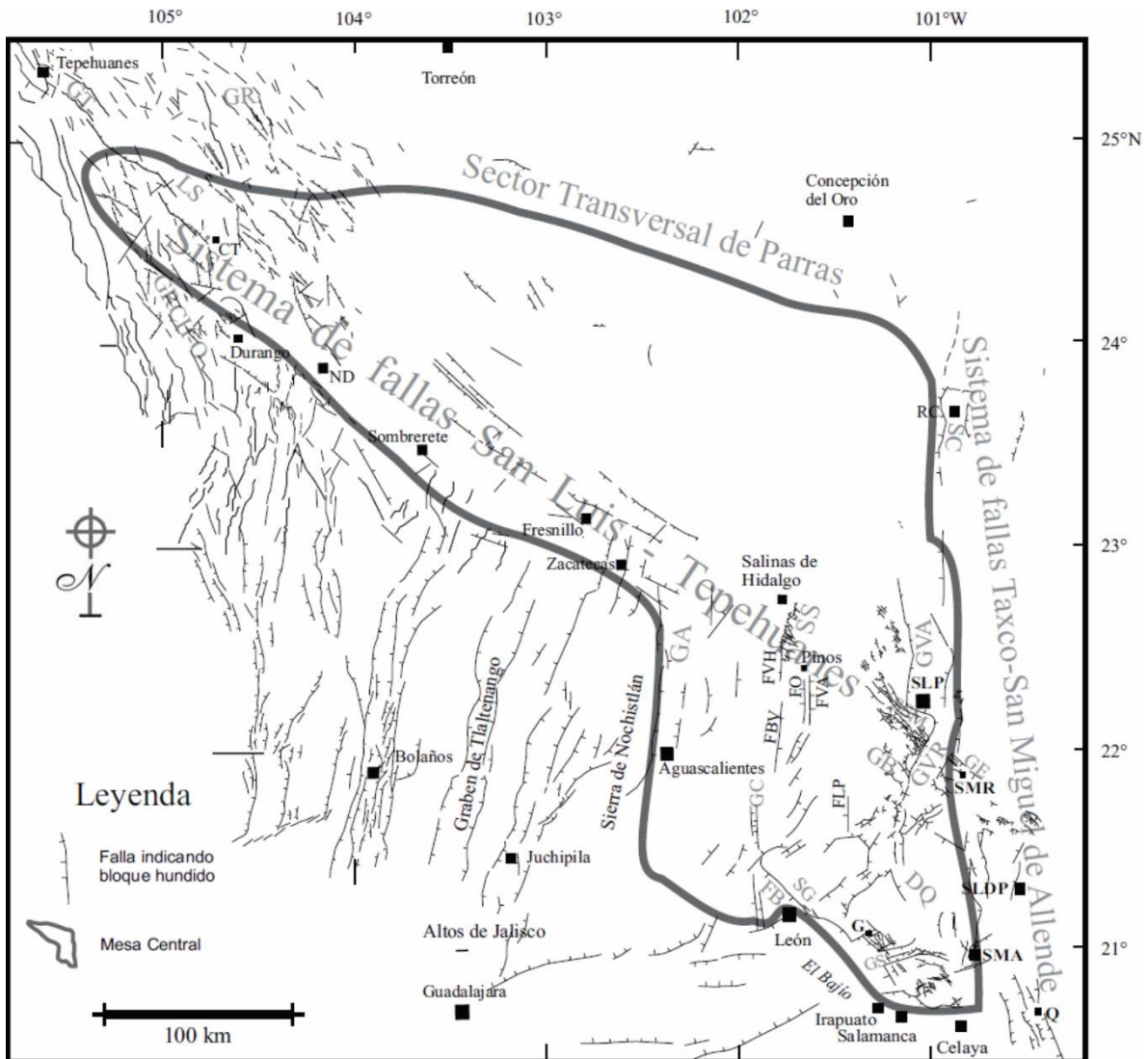


Figura 8. Distribución de la Mesa Central de México con las principales estructuras. DQ: depresión de La Quemada. FB: falla del Bajío. FBV: falla Buena Vista. FLP: falla Los Pájaros. FO: falla El Obraje. FVA: falla Villa de Arriaga. FVH: falla Villa Hidalgo. G: Guanajuato. GA: graben de Aguascalientes. GB: graben de Bledos. GC: graben El Cuarenta. GE: graben de Enramadas. GR: graben de Rodeo. GRCH-O: graben Río Chico-Otinapa. GS: graben de la Sauceda. GT: graben de Tepehuanes. GVA: graben de Villa de Arista. GVR: graben Villa de Reyes. LS: laguna de Santiaguillo. ND: Nombre de Dios. Q: Querétaro. RC: Real de Catorce. SC: Sierra de Catorce. SG: Sierra de Guanajuato. SLDP: San Luis de la Paz. SLP: San Luis Potosí. SMA: San Miguel de Allende. SMR: Santa María del Río. SS: sierra de Salinas. SSM: Sierra de San Miguelito (tomado de Nieto-Samaniego *et al.*, 2005).

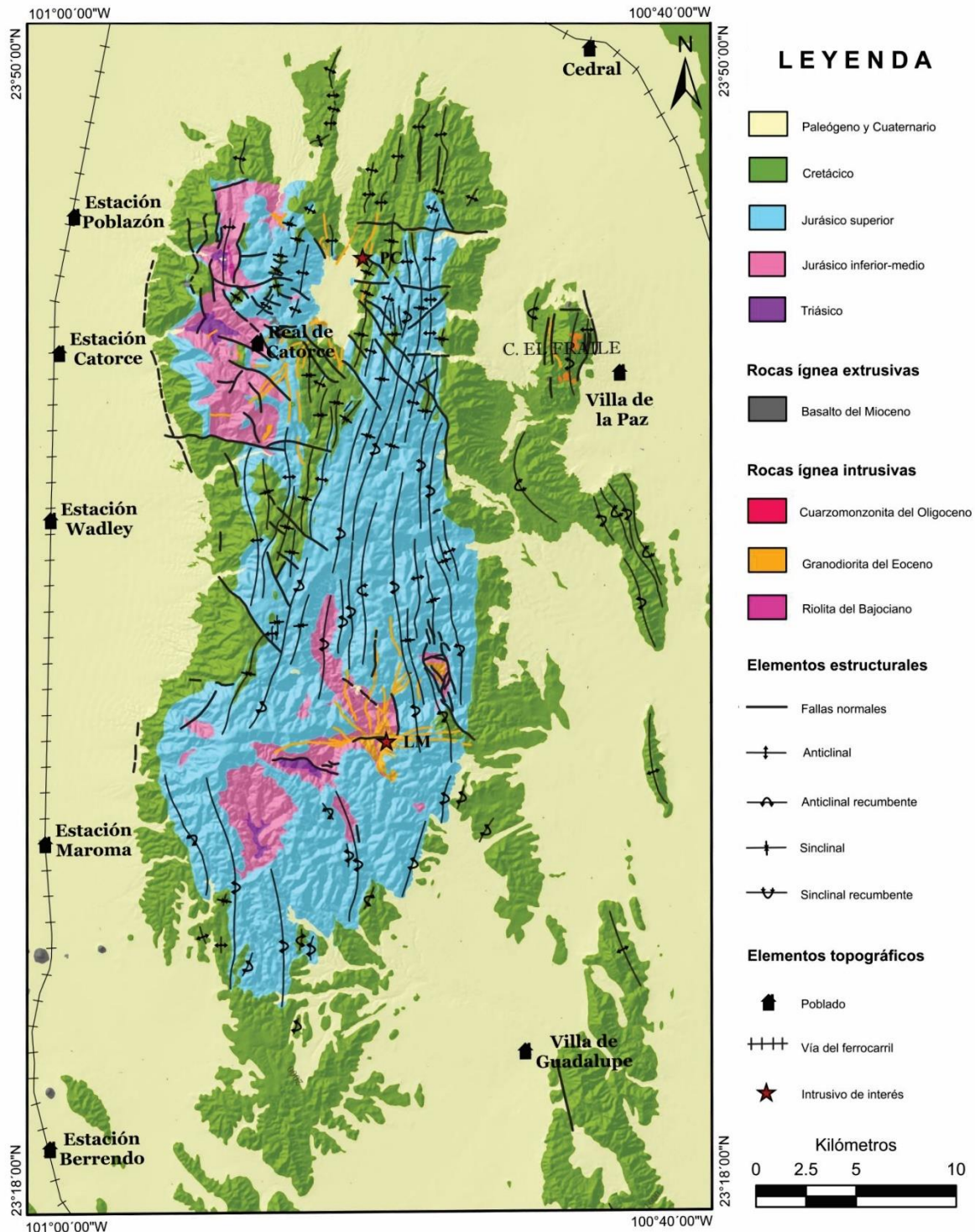
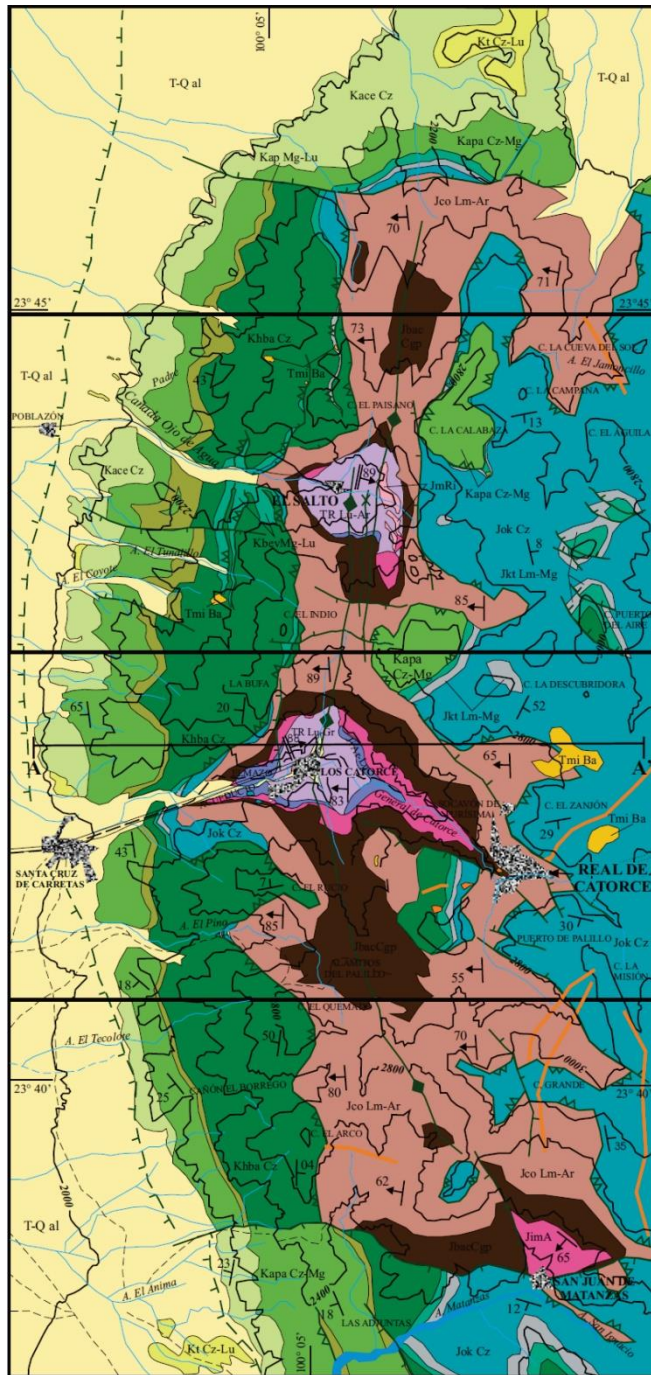


Figura 9. Mapa geológico y estructural de la Sierra de Catorce. LM: La Maroma. PC: Potrero de Catorce (tomado de Huerta-González, 2017).



↑ N

LEYENDA

	T-Q al	Depósitos aluviales (limos, arenas, gravas, conglomerados, etc.) del Terciario superior-Cuaternario
	Tmi Ba	Basaltos del Mioceno?
	Kt Cz-Lu	Alternancia de calizas arcillosas y lutitas del Cretácico Superior (Turoniano/Formación Indidura)
	Kace Cz	Calizas delgadas con bandas de pedernal negro del Albiano superior-Cenomaniano (Fm. Cuesta del Cura)
	Kapa Cz-Mg	Alternancia de caliza - margas del Aptiano superior-Albiano inferior (Formación Tamaulipas Superior)
	Kap Mg-Lu	Marga - Lutita. Aptiano (Formación La Peña)
	Khba Cz	Calizas en bancos gruesos con nódulos de pedernal. Hauteriviano-Barremiano (Fm. Tamaulipas Inferior)
	KbevMg-Lu	Marga - Lutita. Berriasiense-Valanginiano (Formación Taraises)
	Jkt Lm-Mg	Limolita - Marga. Kimmeridgiano-Titoniano, incluyendo posiblemente la base del Berriasiense (Formación La Caja)
	Jok Cz	Caliza. Oxfordiano-Kimmeridgiano (Formación Zuloaga)
	Jco Lm-Ar	Limolita roja - arenisca. Calloviano-Oxfordiano (parte superior de la Formación La Joya)
	JbaC-Jp	Conglomerado polimictico - brecha. Bathoniano-Calloviano (parte inferior de la Formación La Joya)
	JmRi	Porfido riolítico (Formación Nazas)
	JimA	Productos volcánicos de composición intermedia. Jurásico Inferior a Medio (Formación Nazas)
	Ji Ar-Lu	Areniscas y lutitas de la unidad informal capas Cerro El Mazo
	TR Lu-Gr	Secuencia siliciclastica turbiditica probablemente del Triásico Superior (Formación Zacatecas)
		Diques y pequeñas apófisis cuarzo-monzoníticas del Eoceno
		Superficies de corrimiento en gran medida paralelas a las unidades litológicas (incluye en este caso a las superficies de cabalgadura (s.s))
		Falla normal
		Falla normal inferida
		Eje anticlinal
		Eje sinclinal
		Curva de nivel
		Rumbo y echado de capas
		Rumbo y echado del clivaje (S _i) regularmente subparalelo a las capas (S _c)
		Rumbo y echado del clivaje (S _j)

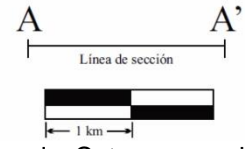
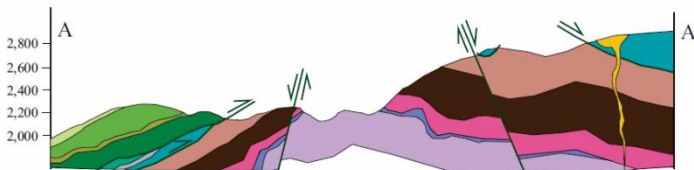


Figura 10. Carta geológica de la parte noroeste de la Sierra de Catorce que incluye un perfil geológico W-E que pasa por el norte de Real de Catorce (tomado de Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

La Sierra de Catorce está compuesta por una secuencia de más de 2500 m de espesor (Fig. 11) (Silva-Romo *et al.*, 2000) que comienza con los sedimentos siliciclásticos del Triásico Superior depositados por abanicos submarinos de aguas profundas asignados a la Formación Zacatecas. Sobre estas capas hay rocas volcánicas del Jurásico Inferior-Medio interpretadas como Formación Nazas, la cual, en algunas zonas, puede estar interestratificada con una unidad informal clástica denominada Capas Cerro El Mazo. A esta sucesión le siguen rocas sedimentarias de origen continental-marino somero del Jurásico Medio-Superior de la Formación La Joya. Esta secuencia es grano-decreciente y consiste en conglomerados basales seguidos por areniscas, limolitas y lutitas. Este paquete se encuentra debajo de una secuencia potente que esencialmente consiste en rocas carbonatadas que abarca desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004, 2012).

El Cenozoico en la Sierra de Catorce está representado por conglomerados continentales, intrusiones porfídicas y diques. También están expuestos en menor proporción flujos de lava máfica y piroclastos asociados del Mioceno-Cuaternario (Barajas-Nigoche, 2008; Mascuñano *et al.*, 2013; Huerta-González, 2017). Para una descripción detallada de las formaciones presentes véase el Anexo 1: Antecedentes y geología de la Sierra de Catorce.

2.2.3. Real de Catorce

Se hizo un recorrido por la zona de Real de Catorce con la finalidad de identificar las posibles canteras de donde se obtuvieron las rocas utilizadas para las construcciones, para medir la radiación gamma natural y recoger muestras. Los afloramientos más parecidos a las areniscas que se usaron en la construcción del Centro Cultural y de la Casa de cantera se encontraron al norte de Real de Catorce (Fig. 12). El mapa geológico de la zona (Fig. 10) ubica en esta parte a las rocas de la Formación La Joya, específicamente el contacto entre los conglomerados polimícticos y las areniscas.

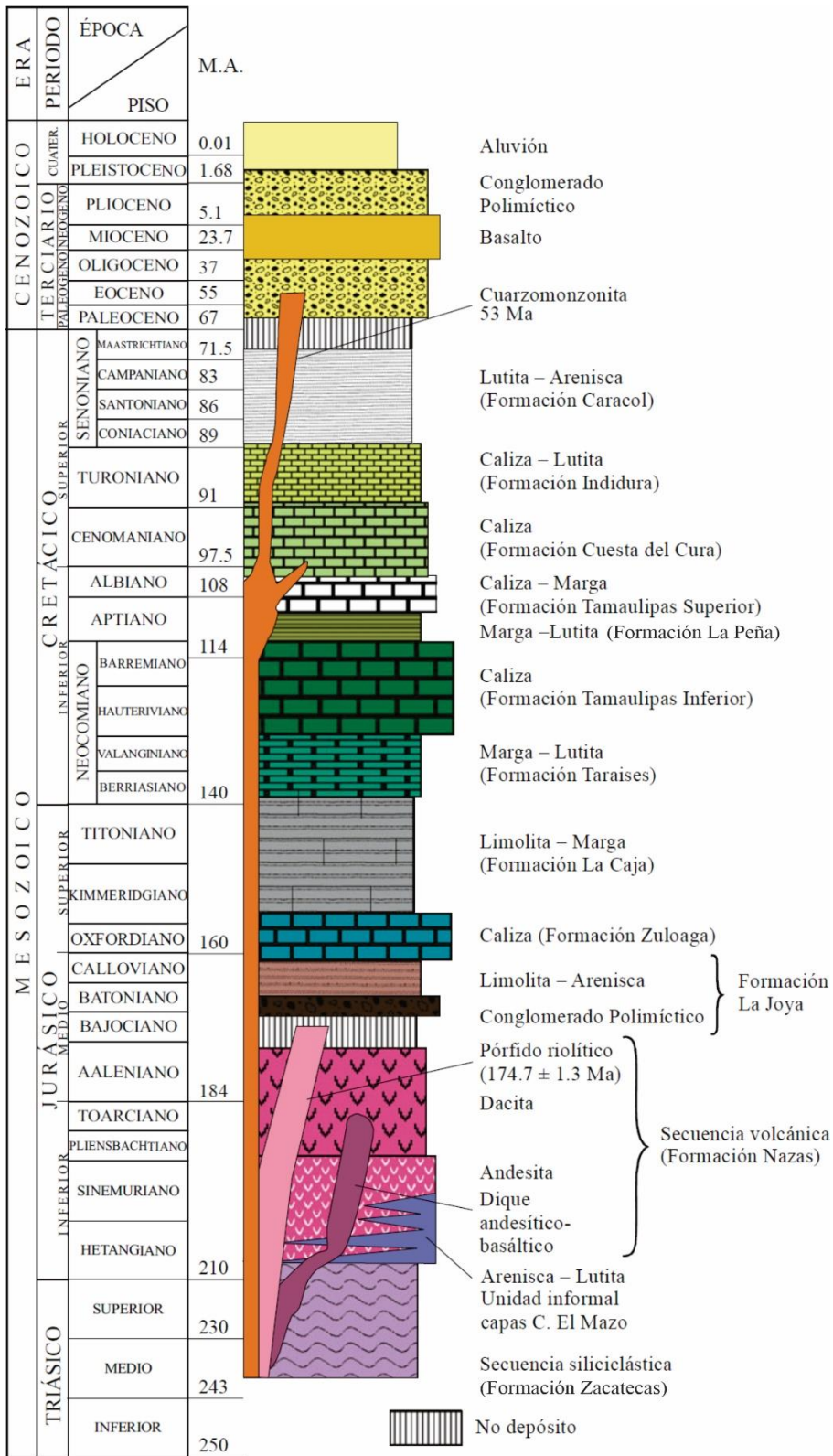


Figura 11. Columna litol3gica para la Sierra de Catorce (tomado de Barboza-Gudi3o *et al.*, 2004).



Figura 12. Localización de los afloramientos medidos y de las probables canteras (zona azul) ubicados al norte de Real de Catorce. Como referencia se incluye la Casa de cantera (estrella roja).

Las brechas y conglomerados contienen clastos de diversos tamaños y de distintos orígenes (Fig. 13). En general, el espesor de los estratos va desde medio a grueso y en ocasiones se puede distinguir gradación normal. Estas capas tienen areniscas conglomeráticas intercaladas, las cuales también presentan gradación normal.

En un punto se identificaron unas capas de origen volcánico de color gris oscuro en contacto con los conglomerados (Fig. 14). Es notable la presencia de fragmentos de obsidiana con un máximo de 3 cm de largo, además de huecos de disolución posiblemente de los mismos pedazos de obsidiana u otros minerales. Su espesor no llega a superar los 5 m en total y no se encontraron en otras áreas, por lo que pueden representar solamente depósitos locales.

Las areniscas conglomeráticas le siguen estratigráficamente a las brechas y conglomerados. Las primeras se van haciendo más comunes, mientras que los últimos van disminuyendo en espesor y se hacen más escasos.



Figura 13. Brecha-conglomerado compuesto de clastos de diversos orígenes. Presenta gradación normal con clastos de tamaño menor a 5 cm. Este tipo de litología no está representado en las construcciones analizadas.



Figura 14. Capas volcánicas de color gris con fragmentos de obsidiana en contacto con conglomerados.

Las areniscas conglomeráticas se caracterizan por contener marcas de *ripples* en sus cimbras (Fig. 15) y otras estructuras como laminación cruzada. Los espesores de estos estratos son mayormente medios y pueden presentar gradación normal.



Figura 15. Afloramiento de arenisca conglomerática con estructuras de *ripples*.

Estratigráficamente sobre estas capas se encontraron las areniscas más parecidas a las que se utilizaron en las construcciones de Real de Catorce. Estas son areniscas de grano grueso, medio y fino de color amarillento-rojizo que pueden estar intercaladas con capas de limolita que generalmente se presenta en estratos delgados y láminas.

Se seleccionaron nueve afloramientos de estas areniscas (Fig. 16) (Tabla 1), procurando medir la emisión de rayos gamma en diferentes granulometrías, con presencia y ausencia de láminas de limolita, etc. En estos afloramientos, además, se tomaron tres muestras para la realización de las pruebas descritas en el capítulo 1: Generalidades.

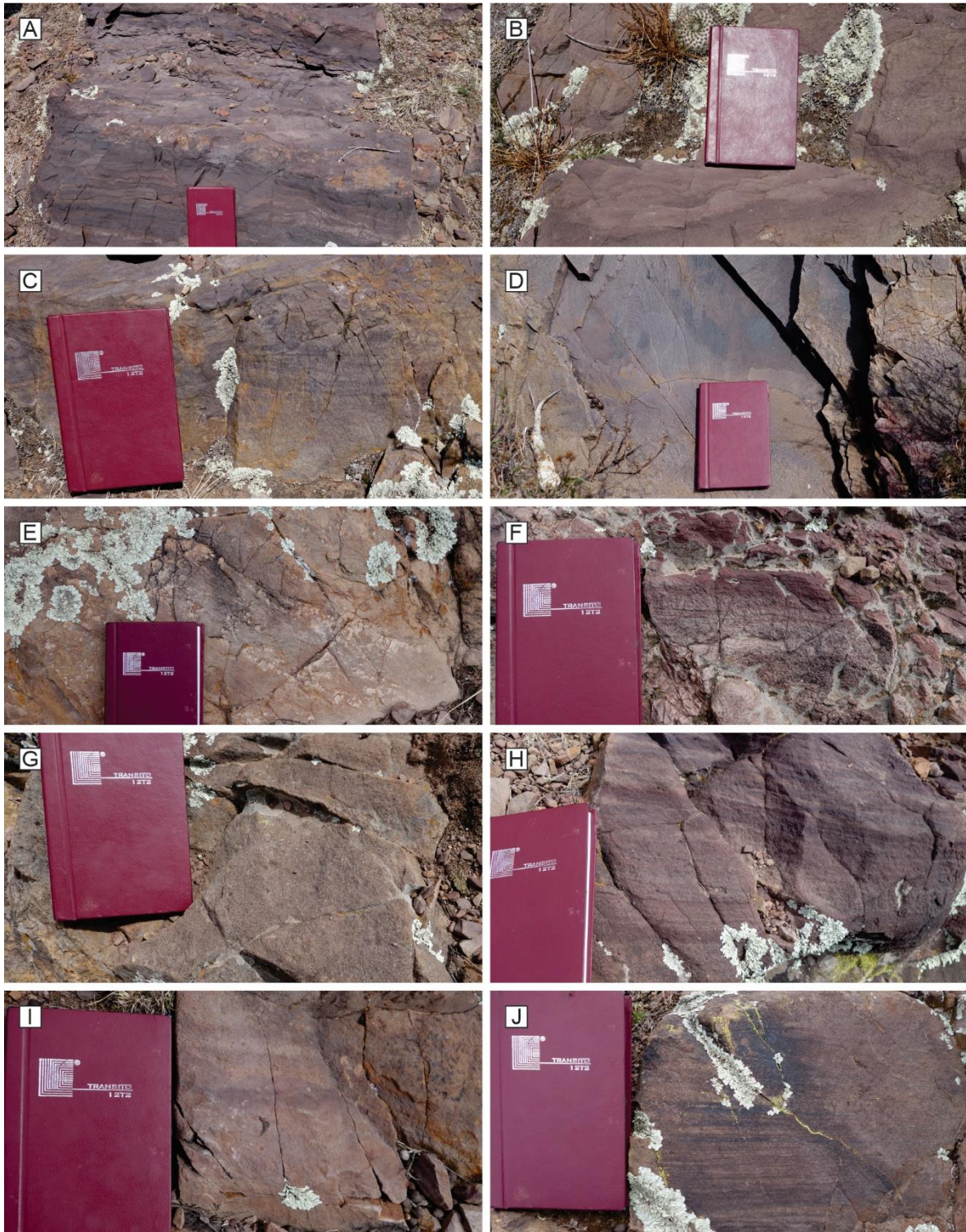


Figura 16. Afloramientos donde se midieron rayos gamma. A. Arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino y limolita. B y C son un solo afloramiento. B y D. Arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino. C y F. Arenisca de grano grueso y medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino. E y G. Arenisca de grano grueso y medio. H e I. Arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino. J. Arenisca de grano medio con laminación de arenisca de grano fino.

Tabla 1. Ubicación de los afloramientos donde se midieron rayos gamma.

Número de afloramiento	Coordenadas	Altitud (metros sobre nivel del mar)
Afloramiento 1 (A1)	23°41'56"N 100°53'40"W	2,632 msnm
Afloramiento 2 (A2)	23°41'57"N 100°53'40"W	2,627 msnm
Afloramiento 3 (A3)	23°41'57"N 100°53'38"W	2,637 msnm
Afloramiento 4 (A4)	23°41'57"N 100°53'37"W	2,645 msnm
Afloramiento 5 (A5)	23°41'58"N 100°53'37"W	2,639 msnm
Afloramiento 6 (A6)	23°41'59"N 100°53'36"W	2,648 msnm
Afloramiento 7 (A7)	23°41'59"N 100°53'35"W	2,658 msnm
Afloramiento 8 (A8)	23°41'58"N 100°53'34"W	2,665 msnm
Afloramiento 9 (A9)	23°41'58"N 100°53'33"W	2,670 msnm

Sobre las secuencias de arenisca hay depósitos de limolita y lutita de color rojizo-púrpura caracterizadas por superficies y fracturas que muestran un color amarillento debido a la meteorización (Fig. 17). Al igual que los conglomerados, este tipo de litología no se utilizó para la construcción de estructuras en Real de Catorce debido a que se deteriora fácilmente.



Figura 17. Afloramiento de lutita color rojizo-púrpura con superficies de meteorización que adquieren un color amarillento.

Cubriendo a la parte superior de la Formación La Joya, la secuencia de limolita-lutita, se puede observar a la Formación Zuloaga. Como es común en diversas regiones de la Sierra de Catorce, el contacto entre ambas está marcado por un horizonte de desplazamiento con deformación en el que se encuentran calizas trituradas en forma de milonitas (Fig. 18).

Si bien la caliza es abundante a los alrededores de Real de Catorce, no fue utilizada para la construcción. Esto se debió posiblemente al color gris de la caliza, el cual, cuando se compara estéticamente con el de las areniscas de la Formación La Joya, es menos llamativo.



Figura 18. Contacto entre las formaciones La Joya y Zuloaga caracterizado por una zona de milonita.

3. Rocas naturales de construcción y su meteorización

Las rocas naturales de construcción o rocas dimensionables son definidas como un recurso natural con un amplio rango de aplicaciones, por ejemplo, en la construcción, decoración, como material de relleno, en la restauración y en la reconstrucción de monumentos (Siegesmund & Török, 2014).

De las rocas dimensionables, las areniscas son por mucho las rocas sedimentarias detríticas más comúnmente usadas en la arquitectura y en el patrimonio cultural. Esto se puede constatar en la mayoría de los países europeos, donde las estructuras históricas y monumentos construidos con areniscas aún siguen preservados (Gutiérrez-Elorza, 2008; Siegesmund & Török, 2014; Wedekind *et al.*, 2018). También en México se observa la utilización de areniscas para la construcción, tal es el caso de Real de Catorce en San Luis Potosí y la zona arqueológica de Monte Albán en Oaxaca (Lerma-Pérez, en prensa), entre otros.

Estas rocas están sujetas a procesos físicos, químicos y biológicos originados por la meteorización, además de influencias antropogénicas. La variabilidad y los patrones de deterioro dependen de las propiedades físicas, mecánicas, químicas y mineralógicas de las rocas dimensionables. Por lo tanto, el conocimiento de dichas propiedades es un requerimiento básico para comprender los complejos mecanismos involucrados en el deterioro (Siegesmund *et al.*, 2002; Sanjurjo-Sánchez *et al.*, 2016; Příklad, 2017).

Entonces, para conocer las características de las rocas naturales de construcción, es necesaria una evaluación de su composición y propiedades físicas. Para esto se requiere una investigación petrográfica detallada y experimentos petrofísicos (Goudie & Viles, 2010; Příklad, 2013, 2017). La observación *in situ* de los patrones de deterioro en las estructuras aporta también información valiosa (Siegesmund *et al.*, 2002; Goudie & Viles, 2010; Příklad, 2013; Padilla-Ceniceros *et al.*, 2017).

En México existen numerosos ejemplos de estudios de este tipo en rocas que componen monumentos y construcciones históricas que forman parte del patrimonio cultural. En Morelia, Michoacán, Ostroumov *et al.* (2003) analizaron la mineralogía

y las propiedades geoquímicas involucradas en el deterioro del Exconvento de San Francisco. Igualmente, en la ciudad de Morelia, Martínez-Martínez *et al.* (2018) determinaron la durabilidad y compatibilidad de las rocas de cantera que se han utilizado en trabajos de restauración recientes. Wedekind *et al.* (2011) investigaron las rocas que componen al Templo Mayor, a la Catedral Metropolitana y al Palacio de los condes de Heras y Soto en la Ciudad de México. González-Sámano (2012) y López-Doncel *et al.* (2015) describieron las tobas del centro histórico de la capital del estado de San Luis Potosí. López-Doncel *et al.* (2013) hicieron estudios sobre las tobas que se utilizan en diversas construcciones en Guanajuato, enfocándose principalmente en una propiedad de las rocas conocida como expansión hídrica. En el mismo estado, Velasco-Sánchez (2013) realizó petrografía, petrofísica y geoquímica de las rocas del Templo de la Compañía de Jesús. También en Guanajuato, Pötzl (2015) analizó las rocas de construcción de la zona arqueológica denominada Casas Tapadas de Plazuelas. Wedekind *et al.* (2013) trabajaron con la expansión hídrica de rocas dimensionables de varios estados del centro de México y en esa misma zona López-Doncel *et al.* (2016) se enfocaron en la resistencia a la cristalización de sal en tobas. López-Doncel *et al.* (2018) analizaron la expansión termal de tobas de varias partes del país. En el centro histórico de Querétaro, Molina-Maldonado (2016) estudió las rocas de construcción, mientras que, en Aguascalientes, Padilla-Ceniceros *et al.* (2017) investigaron el deterioro de las rocas que componen a la Catedral Basílica.

Como la mayor parte de las estructuras que se estudian forman parte del patrimonio cultural de un país o del mundo, generalmente se permite un muestreo muy limitado para los estudios petrográficos y mecánicos, por lo que las técnicas de medición no invasivas han ido adquiriendo mayor importancia (Schuller, 2003; Sanjurjo-Sánchez *et al.*, 2016; Přikryl, 2017; Menningen *et al.*, 2018; Orenday-Tapia *et al.*, 2018).

La mayoría de las pruebas no destructivas ni invasivas que se han empleado tienen que ver con la transmisión y velocidad de ondas (Siegesmund *et al.*, 2002; Siegesmund & Dürrast, 2014; Snethlage, 2014; Menningen *et al.*, 2018), termografía infrarroja, georradar, martillo de Schmidt (Schuller, 2003; Goudie & Viles, 2010; Siedel & Siegesmund, 2014; Hatir *et al.*, 2019), fluorescencia de rayos X (Sanjurjo-

Sánchez *et al.*, 2016) y resistividad eléctrica utilizadas para obtener información acerca de las características físicas como porosidad, deterioro o para revelar anomalías estructurales de las rocas y otros materiales que componen al edificio (Schuller, 2003; Orenday-Tapia *et al.*, 2018; Hatir *et al.*, 2019).

Ejemplos de trabajos realizados con métodos no destructivos en México son los efectuadas en el Templo Mayor de la Ciudad de México por Mora-Navarro (2015) utilizando fluoroespectrometría de rayos X y termohigrometría para caracterizar los materiales. En Aguascalientes, Orenday-Tapia *et al.* (2018) midieron la velocidad de ondas sísmicas para determinar las propiedades mecánicas de las rocas del Templo de San Antonio de Padua.

En cuanto al método no destructivo de la medición de rayos gamma con un espectrómetro portátil en rocas naturales de construcción utilizado en esta tesis, sus características, propiedades y la forma en la que se interpretan los registros se detallarán en el capítulo 4: Radiación gamma natural y su aplicación en las rocas de construcción.

A continuación, se describen las propiedades físicas de las rocas naturales de construcción y cómo determinarlas, además de los procesos que originan el deterioro, los tipos de daños que existen y la metodología utilizada para caracterizarlos. Igualmente, en este capítulo se incluye el marco teórico de la meteorización física, biológica y química, así como también el concepto de índice de meteorización y sus variantes.

3.1. Propiedades físicas y mecánicas

Las propiedades de las rocas dimensionables incluyen su densidad, porosidad, absorción capilar, absorción por inmersión total, adsorción y difusión de vapor, características de secado, conductividad y expansión termal, expansión hídrica y resistencia a la compresión, tensión, flexión, abrasión y a la cristalización de sales (Siegesmund & Dürrast, 2014).

3.1.1. Densidad

La densidad de una roca se clasifica en dos tipos diferentes que son la densidad de la matriz (ρ_{matriz}) y la densidad aparente (ρ_{bulk}). El primer tipo depende solamente de sus componentes minerales y no toma en cuenta la porosidad, mientras que la densidad aparente sí incluye la porosidad (Siegesmund & Dürrast, 2014).

Existen diferentes maneras para determinar la densidad de las muestras de roca. Una forma simple es la medición de una muestra sumergida en agua, es decir, el método de Arquímedes, sin embargo, este método no toma en cuenta los poros a los que el agua no puede acceder. Para calcular la densidad se necesitan los siguientes parámetros: el peso de la muestra en condiciones secas (m_{seca}), el peso en condiciones completamente saturadas (m_{sat}) y el peso de la muestra completamente sumergida en agua (m_{sum}). Las condiciones completamente saturadas se logran quitando el aire de los poros mediante una bomba de vacío (Fig. 19A) y después se le llena de agua destilada para que los poros se saturen (Fig. 19B). El peso sumergido se obtiene al medir el peso de la muestra mientras se encuentra suspendida dentro de un recipiente con agua destilada (Fig. 19C). La densidad de la matriz (ρ_{matriz}) puede ser determinada con la siguiente ecuación (Siegesmund & Dürrast, 2014):

$$\rho_{matriz} = \rho_{agua} \times \left(\frac{m_{seca}}{m_{seca} - m_{sum}} \right).$$

Por otra parte, la densidad aparente (ρ_{bulk}) puede ser calcula con las mismas variables de la siguiente manera (Siegesmund & Dürrast, 2014):

$$\rho_{bulk} = \rho_{agua} \times \left(\frac{m_{seca}}{m_{sat} - m_{sum}} \right).$$

3.1.2. Porosidad

La porosidad de una roca está definida por la relación del volumen total de poro con el volumen de la roca (Přikryl, 2013). Se pueden distinguir dos tipos diferentes de porosidad: efectiva y total. La primera comprende todos los poros en una roca a los que pueden acceder fluidos, mientras que la segunda incluye todos los poros,

incluso los aislados. Esto significa que la porosidad efectiva será igual o más pequeña que la porosidad total (Siegesmund & Dürrast, 2014).

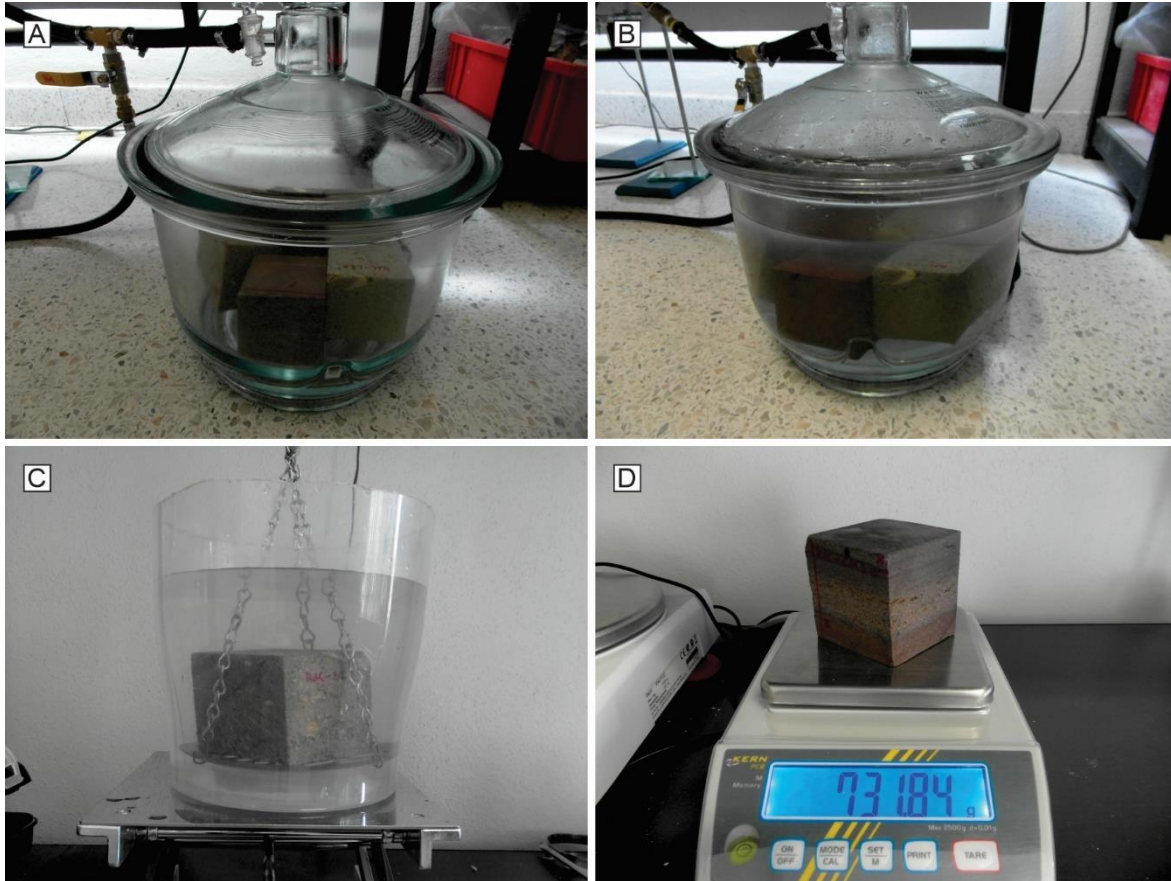


Figura 19. Procedimiento para calcular densidad. A. Extraer el aire de los poros de las muestras mediante una bomba de vacío. B. Saturar los poros de las rocas agregando agua destilada. C. Determinar el peso sumergido de la muestra. D. Obtener el peso en condiciones saturadas.

El porcentaje de la porosidad se calcula con las mismas variables usadas para la determinación de la densidad:

$$\text{Porosidad}(\%) = \left(\frac{m_{sat} - m_{seca}}{m_{sat} - m_{sum}} \right) \times 100.$$

Además del volumen de espacio de poro, otra característica que hay que conocer sobre una roca es el tamaño de los poros, el cual está determinado por el radio de poro que representa la forma ideal de un poro. La principal clasificación del tamaño de poro divide la porosidad en microporos, mesoporos y macroporos. Los

microporos son poros menores a $0.1 \mu\text{m}$, los mesoporos o poros capilares están entre $0.1 \mu\text{m}$ y $1000 \mu\text{m}$ (1 mm), mientras que los poros mayores a 1 mm son definidos como macroporos (Siegesmund & Dürrast, 2014; Pötzl *et al.*, 2018; Dinçer & Bostancı, 2019).

Para determinar la distribución del tamaño de poro se utiliza principalmente la técnica de porosimetría de mercurio. Este método está basado en la intrusión y extrusión de mercurio que permite la medida de poros en rangos mayores a $0.002 \mu\text{m}$. La distribución se representa mediante histogramas en los que se pueden distinguir tres tipos: unimodal, irregular y bimodal (Siegesmund & Dürrast, 2014).

Es importante mencionar que la porosidad tiene un efecto directo e indirecto en la mayoría de las propiedades físicas de las rocas y es, por lo tanto, considerado el parámetro más importante (Benavente *et al.*, 2004; Příklad, 2013, 2017; López-Doncel *et al.*, 2015; Dinçer & Bostancı, 2019). Por ejemplo, las areniscas con mayor porosidad son más propensas a la cristalización de sal que las areniscas con menores valores de porosidad. Sin embargo, estas tendencias tienen excepciones principalmente relacionadas con la distribución de radio de poro. Las areniscas con una distribución unimodal y un porcentaje pequeño de microporos pueden resistir más ciclos de cristalización de sal que las areniscas con un porcentaje mayor de microporos (Siegesmund & Dürrast, 2014).

3.1.3. Transporte de agua

El agua es uno de los principales agentes involucrados en la mayoría de los procesos de meteorización que toman lugar en rocas dimensionables. Los daños que experimentan están determinados por la presencia de agua y esto tiene un impacto inmenso en la estabilidad a largo plazo de las construcciones. La presencia de agua también tiene afecta las propiedades petrofísicas y mecánicas de las rocas, la cual, a su vez, está determinada por la porosidad de la roca (Siegesmund & Dürrast, 2014; López-Doncel *et al.*, 2015). Las propiedades hídricas significativas son la absorción capilar de agua, la cantidad total de agua absorbida y la expansión hídrica (Siegesmund & Dürrast, 2014).

3.1.3.1. Absorción capilar de agua

Una roca dimensionable porosa experimenta absorción de agua mientras está expuesta a las condiciones meteorológicas como parte de una construcción, lo cual ocurre principalmente por medio de la capilaridad (Siegesmund & Dürrast, 2014; Padilla-Ceniceros *et al.*, 2017) que causa o acelera los procesos de deterioro como solubilización y cristalización de sales, congelamiento-derretimiento, ataque biológico y químico, erosión por viento, etc. (Franzoni *et al.*, 2014). Este proceso está relacionado a la fuerza de absorción capilar originada por los poros con diámetros entre 0.1 μm y 1 mm, es decir, que el mecanismo de absorción capilar depende principalmente del tamaño de poro y de la geometría del sistema poroso (Siegesmund & Dürrast, 2014; Dinçer & Bostancı, 2019).

La absorción capilar de agua puede ser determinada en laboratorio usando un espécimen cúbico de roca (6.5 cm \times 6.5 cm) con solo un lado en contacto con agua destilada (Fig. 20). Se debe tener cuidado que la absorción de agua ocurra solo y constantemente en el lado inferior. Para esto, el recipiente con agua tiene que ser suficientemente grande para que no haya un cambio importante en el nivel de agua durante la absorción. Esta propiedad es descrita con el coeficiente de absorción de agua (valor w) que está determinado por:

$$\text{Valor } w \left[\frac{\text{kg}}{(\text{m}^2 \text{h}^{0.5})} \right] : w = \frac{m_w}{\sqrt{t}},$$

donde m_w es la superficie relacionada con la absorción de agua (kg/m^2) y t es el tiempo de absorción en horas (Siegesmund & Dürrast, 2014).

Es recomendable que esta prueba se realice en los planos paralelos a la laminación (plano XY) y también con esta estructura sedimentaria en posición vertical (plano XZ). Esto para medir las diferencias de absorción generadas debido a la anisotropía de las estructuras. Se espera que la absorción capilar sea mayor cuando las láminas están en posición vertical, ya que es más fácil para el agua moverse entre las capas.

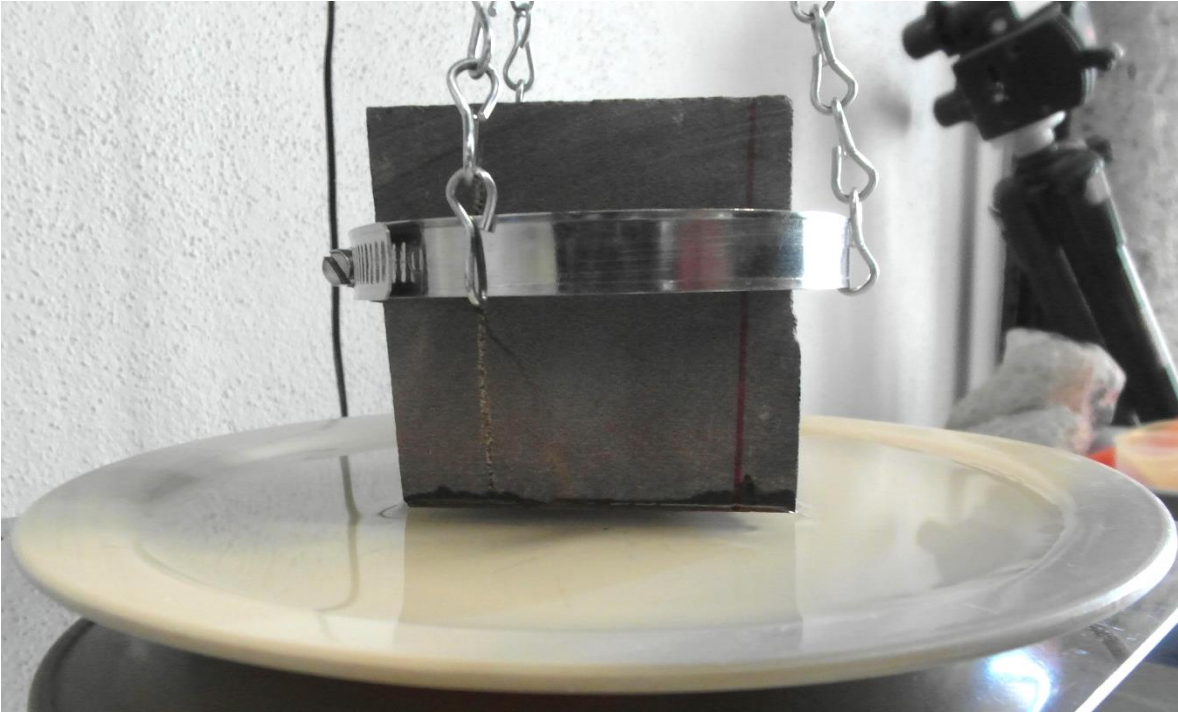


Figura 20. Experimento de absorción capilar de agua. El plano inferior de la muestra debe solamente tocar la superficie del agua para que esta se absorba capilarmente.

3.1.3.2. Absorción de agua por inmersión total

La absorción de agua por inmersión total es la diferencia entre el peso de una muestra totalmente sumergida en agua y su peso seco. Los métodos usuales para determinar este tipo de absorción son mediante la inmersión total bajo presión atmosférica y en condiciones de vacío (Siegesmund & Dürrast, 2014).

El valor de absorción total de agua bajo condiciones de presión atmosférica indica cuánta agua puede absorber una roca durante 24 horas cuando se sitúa por debajo del nivel de agua. Sin embargo, esta prueba provee un valor relativo que solo es válido para las condiciones experimentales dadas. El otro método, la inmersión total en el vacío, crea una importante fuerza o efecto de absorción que hace que el agua penetre en los poros más fácilmente. Se calcula con la siguiente fórmula:

$$W_{vac} = \left(\frac{m_{sat} - m_{seca}}{m_{seca}} \right) \times 100,$$

con W_{vac} (%peso) como la absorción de agua en vacío, m_{sat} (g) como el peso de la muestra después de la absorción forzada de agua y m_{seca} (g) como el peso seco de muestra (Siegesmund & Dürrast, 2014).

Es importante saber que la absorción de agua es un proceso relativamente lento y que una saturación total de la roca con valores casi constantes puede lograrse solo después de experimentos muy largos con duraciones mayores a los dos años (Siegesmund & Dürrast, 2014).

3.1.3.3. Expansión hídrica

La deformación de las rocas dimensionables puede estar relacionada a diferentes procesos, principalmente cambios en la temperatura y en el contenido de humedad. Cuando la humedad provoca cambios de longitud o de volumen, a esta deformación se le conoce como expansión y contracción hídrica, las cuales son procesos importantes de meteorización física que causan descamación, microdescamación (Siegesmund & Dürrast, 2014), craquelado, grietas y erosión diferencial. Esta dilatación es atribuida en gran medida a la presencia de minerales arcillosos expansivos como la montmorillonita e illita (Ruedrich *et al.*, 2011; Wedekind *et al.*, 2013, 2018; Siegesmund & Dürrast, 2014; Siegesmund & Török, 2014; Steiger *et al.*, 2014; López-Doncel *et al.*, 2015; Pötzl *et al.*, 2018).

Esta propiedad puede determinarse con muestras de roca de 10 cm de largo y 1.5 cm de ancho colocadas en agua destilada y completamente cubiertas por la superficie del agua (López-Doncel *et al.*, 2013) (Fig. 21). La expansión hídrica puede ser medida con micrómetros digitales que alcanzan a registrar cambios de longitud de 0.01 mm.

Las investigaciones de laboratorio han demostrado que la expansión hídrica es un proceso reversible donde no existe dilatación residual después de que la muestra de roca regresa al nivel original de humedad. Sin embargo, se ha encontrado que en las areniscas con una expansión hídrica pronunciada y un gran número de microporos exhibieron una reducción de la resistencia. Esto sugiere que existe una relación entre el tamaño de poro (Ruedrich *et al.*, 2011; Wedekind *et al.*, 2013; Pötzl

et al., 2018), el grado de saturación, la intensidad de la expansión hídrica y la reducción de la resistencia en las areniscas (Siegesmund & Dürrast, 2014).

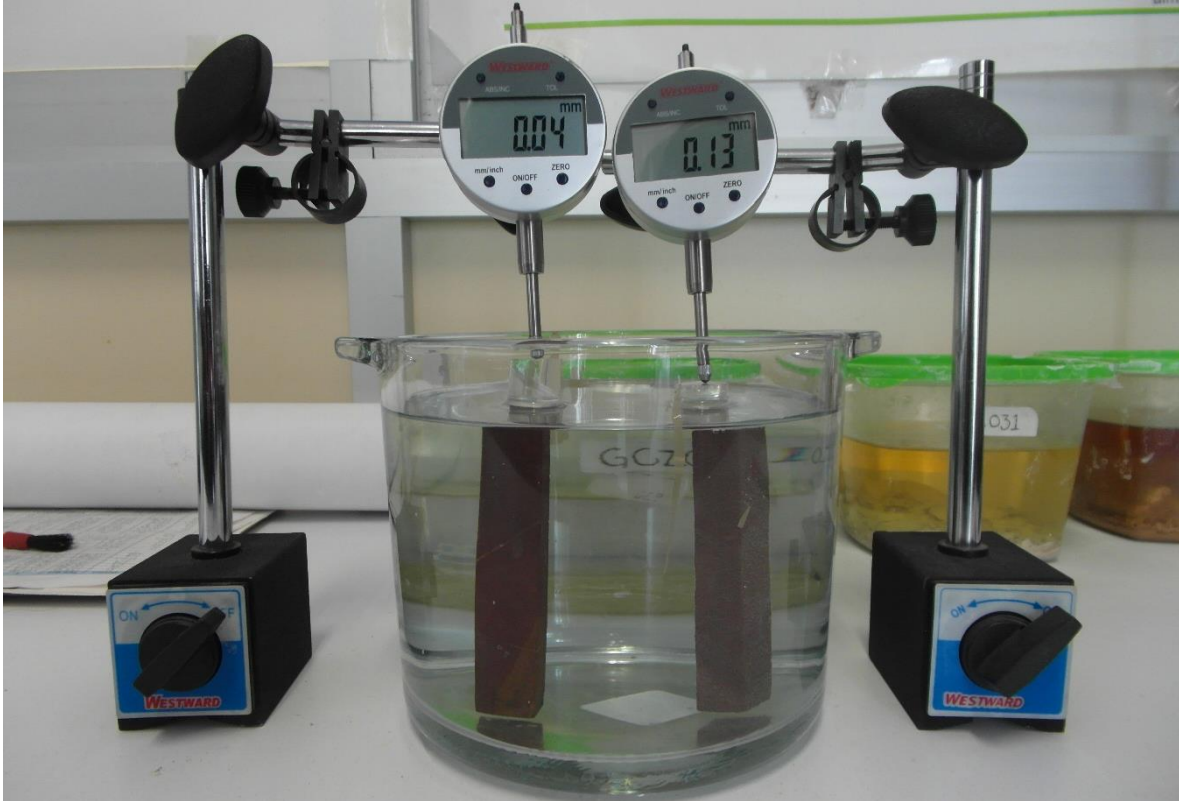


Figura 21. Prueba de expansión hídrica. Se colocan muestras de 10 cm de largo y 1.5 cm de ancho en agua destilada. Las variaciones de longitud se registran con micrómetros.

3.1.4. Resistencia a la cristalización de sal

La resistencia a la cristalización de sal se refiere a la propiedad de una roca para soportar la presión generada por el crecimiento confinado de cristales de sal en los poros (Benavente *et al.*, 2004; Steiger *et al.*, 2014; Özşen *et al.*, 2017; Pötzl *et al.*, 2018; Çelik & Aygün, 2019). Para que ocurra este proceso, es necesario que exista un aporte abundante de sales, agua y las condiciones ambientales adecuadas. Dichas sales pueden derivarse de contaminantes del aire, por la brisa marina, por la disolución de rocas en el subsuelo (Goudie & Viles, 2010) y por el contacto directo del agua lluvia en la superficie de las rocas (Steiger *et al.*, 2014; Özşen *et al.*, 2017). En algunos casos, las sales pueden provenir del mismo material de construcción,

tales como morteros o de un tratamiento químico inapropiado (Siegesmund *et al.*, 2002; Çelik & Aygün, 2019).

Para evaluar la resistencia o durabilidad de una roca al deterioro por sal se efectúa una prueba denominada pérdida de peso por secado (*dry weight loss*, DWL) (Özşen *et al.*, 2017) donde se tienen las etapas de inmersión total y secado por ciclos. La inmersión de la muestra de 6.5 cm x 6.5 cm se lleva a cabo en una solución de sulfato de sodio (Na₂SO₄) debido a que es una sal muy común y porque es extremadamente destructiva (Çelik & Aygün, 2019). La solución empleada tiene una concentración del 10 % y se deben mantener sumergidas durante cuatro horas según la norma DIN EN 12370 (DIN, 1999). Acabado ese lapso, se sacan de la solución y se calientan en un horno de laboratorio para que la sal cristalice durante un mínimo de ocho horas. Posteriormente, se mide su peso y se pueden tomar fotografías para evidenciar la evolución de las eflorescencias. Los principales objetivos de la prueba de cristalización de sal son predecir a largo plazo la durabilidad de las rocas dimensionables, establecer las características de deterioro y evaluar el impacto de la sal en la roca (Çelik & Aygün, 2019).

La resistencia a la cristalización de sal está determinada por la porosidad (Özşen *et al.*, 2017). Por ejemplo, las areniscas con mayor porosidad son más propensas a la cristalización de sal que las areniscas con valores bajos de porosidad. Sin embargo, estas tendencias tienen excepciones que están relacionadas principalmente con la distribución del tamaño de poro. Las areniscas con una distribución unimodal y un porcentaje pequeño de microporos pueden resistir más ciclos de cristalización de sal que las areniscas con un porcentaje mayor de microporos (Stück *et al.*, 2013; Siegesmund & Dürrast, 2014; López-Doncel *et al.*, 2016; Çelik & Aygün, 2019).

Otro factor que puede influir la resistencia a la cristalización de sal es la capacidad de absorber agua, ya que las sales están disueltas en el agua absorbida. Es de esperarse, por lo tanto, que las rocas con los valores más altos de absorción de agua tienen más posibilidades de permitir la cristalización de sal (López-Doncel *et al.*, 2016).

3.2. Deterioro de las rocas dimensionables

La roca es generalmente considerada como uno de los materiales más resistentes para la construcción, sin embargo, es susceptible al deterioro (Steiger *et al.*, 2014). Este término se refiere al proceso de meteorización química y desintegración física que ocurre en las rocas de construcción (Fookes *et al.*, 1988; Wedekind *et al.*, 2011; López-Doncel *et al.*, 2013).

La resistencia de la roca natural a los procesos de deterioro está en función de variables internas y externas. Entre las variables internas están la composición mineralógica, fábrica, la presencia de heterogeneidades y sus propiedades físicas. Las variables externas se refieren al ambiente en el que está expuesta la roca y pueden ser el clima, la contaminación atmosférica, la presencia de agua, los efectos biológicos, desastres naturales, actividades humanas y las interacciones de otros materiales con las rocas (Přikryl, 2013; Siedel & Siegesmund, 2014; Theodoridou & Török, 2019). De estos, el factor más significativo para el origen del deterioro es la presencia de agua (Stück *et al.*, 2013; Siegesmund & Dürrast, 2014; López-Doncel *et al.*, 2015; Dinçer & Bostancı, 2019), ya que no solamente puede inducir reacciones químicas, sino que puede causar daño físico por congelamiento, controla la cristalización de sal y es un componente necesario para la colonización biológica (Siegesmund *et al.*, 2002; Franzoni *et al.*, 2014; Hatır *et al.*, 2019). Hay numerosos factores secundarios que también afectan las propiedades de la roca incluyendo los métodos de extracción, el procesamiento del bloque y el acabado de su superficie. Incluso después de ser colocados en una estructura, las rocas pueden interactuar con otros materiales (Fookes *et al.*, 1988; Esaki & Jiang, 2000) y ser afectadas por procesos terciarios relacionados con el mantenimiento y restauración (Přikryl, 2013).

A continuación, se describe el origen de los daños que pueden ocurrir en función del proceso principal que los genera, ya sea mecánico, químico, biológico o antropogénico (Steiger *et al.*, 2014).

3.2.1. Deterioro por procesos físicos

El daño mecánico en las rocas de construcción puede ser el resultado de una carga que supera su resistencia. Generalmente este tipo de deterioro resulta por el diseño de los edificios. Por ejemplo, las grietas que se forman sobre las puertas y ventanas son resultado de cargas asimétricas. Otras veces, el agrietamiento es causado por el asentamiento diferencial de las estructuras cuando se encuentran sobre el suelo (Steiger *et al.*, 2014). Es posible que también se generen grietas en las construcciones y monumentos debido a terremotos y por fallas, como se ha registrado en la Ciudad de México (Ovando-Shelley *et al.*, 2013), en el Centro Histórico de San Luis Potosí (López-Doncel *et al.*, 2006) y en Monte Albán, Oaxaca (Lerma-Pérez, en prensa).

El fuego es otro fenómeno que causa deterioro de tipo físico porque puede inducir esfuerzos en las rocas debido a que no conducen bien el calor. Esto significa que, si la superficie de una roca está en contacto con fuego, su temperatura exterior será completamente diferente a su temperatura en el interior. El fuego puede inducir fisuras, fracturas y descoloración. Además, hay que tomar en cuenta el daño que puede sufrir una roca debido al choque térmico causado por los intentos de extinguir algún incendio con agua, acción que hace que la superficie caliente de la roca se enfríe rápidamente y se origine más deterioro (Goudie & Viles, 2010; Steiger *et al.*, 2014).

Como se describió anteriormente, la presencia de agua influye en el tipo y extensión del deterioro. De los fenómenos que controla, los dos más importantes que contribuyen al deterioro de las rocas naturales de construcción son la expansión hídrica y la cristalización de sal (Ruedrich *et al.*, 2011; Steiger *et al.*, 2014; Pötzl *et al.*, 2018), siendo este último el factor más dañino para el deterioro de las rocas (Benavente *et al.*, 2004; Siegesmund & Dürrast, 2014; López-Doncel *et al.*, 2015, 2016; Özşen *et al.*, 2017; Çelik & Aygün, 2019). Su efecto se ve reflejado en patrones como la pérdida de material, exfoliación, ampollas, deslaminación y disgregación (Steiger *et al.*, 2014; Özşen *et al.*, 2017). En el caso de rocas con minerales arcillosos, como algunas areniscas, la retención de humedad de las

arcillas tiende a acumular sales en sus superficies, así que el patrón de microdescamación puede evolucionar a descamación. La eflorescencia y subeflorescencia son otros patrones importantes de deterioro (Steiger *et al.*, 2014).

3.2.2. Deterioro por procesos químicos

Los procesos químicos que causan daños en las rocas dimensionables se refieren a la disolución o alteración de sus constituyentes minerales a través de reacciones químicas íntimamente relacionadas con la contaminación atmosférica y con el depósito de sustancias ácidas (Steiger *et al.*, 2014).

La velocidad de dichas reacciones depende de la cantidad y el tiempo de contacto del agua en los minerales. También está sujeta a la solubilidad del mineral, ya que la mayoría de los silicatos exhiben una solubilidad muy baja en agua. De los minerales principales, la calcita y la dolomita tienen las solubilidades más altas, seguidas por los feldespatos, minerales arcillosos y el cuarzo. Finalmente, la velocidad de las reacciones químicas depende de la acidez (pH) de la solución porque la solubilidad de los minerales se incrementa en soluciones ácidas (menor pH) (Goudie & Viles, 2010; Steiger *et al.*, 2014).

La sustancia que más genera acidez en el agua natural es el dióxido de carbono (CO₂), siendo responsable de la mayor parte de la meteorización de las rocas en escala de tiempo geológico. Por otra parte, los depósitos ácidos provenientes de la lluvia ácida y gases contaminantes son la mayor fuente del ion H⁺, el cual incrementa significativamente la velocidad de las reacciones de disolución de minerales. Además, el depósito ácido también puede ser originado por la presencia de morteros generalmente alcalinos (Goudie & Viles, 2010; Siedel & Siegesmund, 2014; Steiger *et al.*, 2014; Fereidooni & Khajevand, 2019).

Las reacciones de disolución de los silicatos llevan a la formación de nuevos compuestos minerales, principalmente óxidos hidratados (oxihidróxidos) de hierro o aluminio y arcillas como la caolinita. Además, se forman sales de sodio, potasio y calcio, es decir, sales de los elementos más móviles (Steiger *et al.*, 2014).

3.2.3. Deterioro por procesos biológicos

El biodeterioro es el resultado de la interacción de organismos en las rocas dimensionables. Es importante reconocer que los factores biogénicos no pueden separarse claramente de los tipos de deterioro y más bien deben considerarse como el resultado de procesos combinados, ya que el biodeterioro puede originar cambios físicos y químicos (Steiger *et al.*, 2014).

Con respecto a los microorganismos, su crecimiento está determinado por la disponibilidad de agua. Esto significa que las rocas con más poros, con mayor capacidad de retener grandes cantidades de agua, son fácilmente colonizadas por una gran variedad de microorganismos como bacterias, hongos y líquenes. Las bacterias están adaptadas para tolerar altas concentraciones de sal, mientras que los hongos y líquenes son capaces de crecer con mucha menos cantidad de agua y toleran períodos de sequía. Lo anterior explica por qué las bacterias se encuentran principalmente en zonas protegidas de la luz solar, al contrario de los hongos y líquenes que habitan las superficies secas expuestas a la radiación ultravioleta del sol, los cuales pueden encontrarse como manchas negras, verdes y café oscuro sobre las rocas (Steiger *et al.*, 2014). Todos estos microorganismos generan ácidos que pueden atacar y disolver los minerales presentes (Siegesmund *et al.*, 2002).

Además, el deterioro biológico puede ser causado por el crecimiento de vegetación. Por ejemplo, las hierbas y helechos deterioran a las rocas con los esfuerzos mecánicos inducidos por sus raíces. Este tipo de daño se incrementará con el desarrollo de vegetación más alta y grande, como arbustos e incluso árboles, resultando en el rompimiento de las rocas (Steiger *et al.*, 2014).

Los animales también pueden contribuir al biodeterioro. Por ejemplo, es sabido que las hormigas cavan debajo de las estructuras para construir sus nidos y si los túneles son profundos pueden inducir subsidencia de la estructura y grietas. Otro tipo de deterioro es causado por el guano de, por ejemplo, murciélagos, lo cual es una fuente soluble de sal que pueden lixiviarse en las rocas. Además, los perros pueden contribuir al deterioro con sus desechos y el ganado al rascarse en las rocas, lo que origina daños de origen mecánico (Steiger *et al.*, 2014).

3.2.4. Deterioro por procesos antropogénicos

Finalmente, otro tipo de deterioro importante, que puede considerarse también como biodeterioro, es el causado por el ser humano (Steiger *et al.*, 2014). Sus influencias comienzan durante los procesos de extracción, donde las rocas están sujetas a los efectos de las técnicas de extracción y a la colocación de las piezas en la mampostería (Siegesmund *et al.*, 2002).

Relacionado con esto, están los materiales usados como morteros que pueden interactuar también con las rocas y, si no se escogen correctamente, serán eventualmente una fuente de deterioro (Siegesmund *et al.*, 2002; Goudie & Viles, 2010). Además, el diseño de los edificios puede hacer que el agua fluya sobre una mayor superficie y que las rocas experimenten colonización biológica. Por otra parte, la colocación de canaletas y bajadas de agua en sitios poco estratégicos permite que el agua penetre en las paredes, generando expansión hídrica y, si hay sales presentes, la formación de cristales (Steiger *et al.*, 2014).

Estos problemas son subsecuentemente seguidos por restauración, los cuales deben tomar en cuenta la condición original de las rocas para no hacerlas más susceptibles a los daños y elegir adecuadamente los materiales de restauración para que sean compatibles (Steiger *et al.*, 2014).

Los procesos antropogénicos también afectan el ambiente por medio de la contaminación del aire que, como se detalló en la parte de deterioro por procesos químicos, influye en la disolución de minerales (Siegesmund *et al.*, 2002). Finalmente, se puede constatar el daño antropogénico a los monumentos durante las guerras y por el vandalismo (Steiger *et al.*, 2014).

3.3. Caracterización del deterioro

Caracterizar el deterioro de las rocas de construcción implica primeramente reconocer los tipos de daños y su intensidad (Steiger *et al.*, 2014), por lo que es necesario describir los patrones de deterioro. Se ha elegido para esta tesis la clasificación del ICOMOS-ISCS (2011) porque es la asociación internacional parte

de la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, UNESCO) que se encarga de la restauración y conservación de los monumentos patrimonio de la humanidad.

En segundo lugar, debido a que existen numerosas formas o patrones de daño que pueden ser el resultado de diferentes procesos, se requieren análisis para interpretar el origen del patrón observado (Steiger *et al.*, 2014). Estos análisis incluyen medidas de varias propiedades *in situ* y mediante pruebas de laboratorio, además de análisis mineralógicos y petrográficos. Entre las mediciones que se realizan en las fachadas de las construcciones están numerosos métodos geofísicos no destructivos que han sido probados con éxito y también se han desarrollado técnicas poco destructivas para la investigación de la meteorización (Siedel & Siegesmund, 2014).

Una vez que se han determinado los procesos de deterioro se pueden elegir las rocas de construcción apropiadas para la conservación y restauración de las rocas deterioradas (Siedel & Siegesmund, 2014).

3.3.1. Clasificación del deterioro

Los daños en la superficie de las rocas de construcción pueden ser descritos con terminología específica usando criterios morfológicos y geométricos. Con este propósito se recomienda utilizar un sistema estándar nacional e internacional como lo es el glosario del ICOMOS-ISCS (2011) (Siedel & Siegesmund, 2014).

El glosario está dividido en cinco categorías de daños: deformación y grietas, desprendimiento, rasgos inducidos por pérdida de material, alteración cromática y depósito, y colonización biológica. Estos tipos están separados de acuerdo con las formas del deterioro, sin incluir el origen, exceptuando los daños de origen mecánico que aluden claramente al proceso que origina los daños (ICOMOS-ISCS, 2011). A continuación, se describen brevemente los tipos de daños que es posible encontrar en las rocas dimensionables.

3.3.1.1. Grietas y deformación

Esta categoría comprende dos tipos de daños: grietas y deformación. Las grietas son definidas como la separación claramente visible de una roca en dos partes. Se subdivide de acuerdo con su geometría, tamaño y cantidad de grietas en: fracturas, fisuración radial, fisuras, craquelado y disyunción en lajas. Las grietas pueden originarse por anclajes de hierro oxidados que generan presión (Fig. 22), terremotos, fuego y heladas (ICOMOS-ISCS, 2011).



Figura 22. Fisuración radial del bloque de roca como respuesta a la presión ejercida por la oxidación del anclaje de hierro de la ventana. Centro Histórico de San Luis Potosí.

La deformación es el cambio de forma de una roca manifestado por torsiones o pandeos. Este tipo de daño afecta principalmente a losas de mármol (Fig. 23) (ICOMOS-ISCS, 2011), pero también se ha observado en losas de granito, conglomerado y caliza (Siedel & Siegesmund, 2014).



Figura 23. Losa de mármol con deformación. La anchura de la losa es de aproximadamente 50 cm. Cementerio Española (Saucito) en San Luis Potosí.

3.3.1.2. *Desprendimiento*

La categoría de desprendimiento incluye todas las formas de deterioro que muestran disgregación de la roca (Siedel & Siegesmund, 2014) tales como ampollas, estallido, deslaminación, disgregación, fragmentación, disyunción de películas y descamación (ICOMOS-ISCS, 2011).

Las ampollas son elevaciones semiesféricas en la superficie de la roca, mientras que el estallido se refiere a la pérdida de la superficie por tensiones internas que se manifiestan por desprendimientos en forma de cráter. La deslaminación afecta a las rocas que presentan laminación y se trata de la separación de dichas láminas (Fig. 24). Cuando estas capas se encuentran de forma retorcida a este daño se le nombra exfoliación (ICOMOS-ISCS, 2011).

La disgregación se refiere al desprendimiento de granos o conjuntos de granos (Fig. 25). Se subdivide en desmenuzamiento y disgregación granular. El primero es el desprendimiento de conjuntos de granos que generalmente son pequeños (menores de 2 cm), mientras que el segundo conlleva el desprendimiento de los

granos de los que se compone la roca, por lo que su tamaño depende de la granulometría de la roca. De esta manera, la disgregación granular tiene tres tipos: pulverización para rocas de grano muy fino, disgregación sacaroidea para mármoles y arenización para areniscas y granitos (ICOMOS-ISCS, 2011).



Figura 24. Daño de deslaminación caracterizado por la separación de las láminas. Centro Cultural de Real de Catorce.

La fragmentación es la rotura de la roca en partes de dimensiones variables con forma, volumen y tamaño irregular. Se tienen dos tipos: fragmentación en esquirlas y desconchadura. La primera se refiere al desprendimiento de piezas finas del cuerpo principal de la roca, mientras que la segunda es el tipo de fragmentación que se tienen en las aristas de un bloque. La disyunción de películas es el desprendimiento de una capa superficial fina (milimétrica o submilimétrica). Por otro lado, la descamación es el desprendimiento de pedazos de roca en forma de escamas con espesores que varían de centímetros a milímetros (Fig. 26). Este tipo de daño se divide en microdescamación, cuando los fragmentos son milimétricos, y descamación perimetral cuando el desprendimiento es paralelo a la superficie de la roca (ICOMOS-ISCS, 2011).



Figura 25. Disgregación de la roca en conjuntos o granos individuales. Generalmente cuando existe este daño se encuentran depósitos del mismo material en la parte inferior. Centro Histórico de San Luis Potosí.

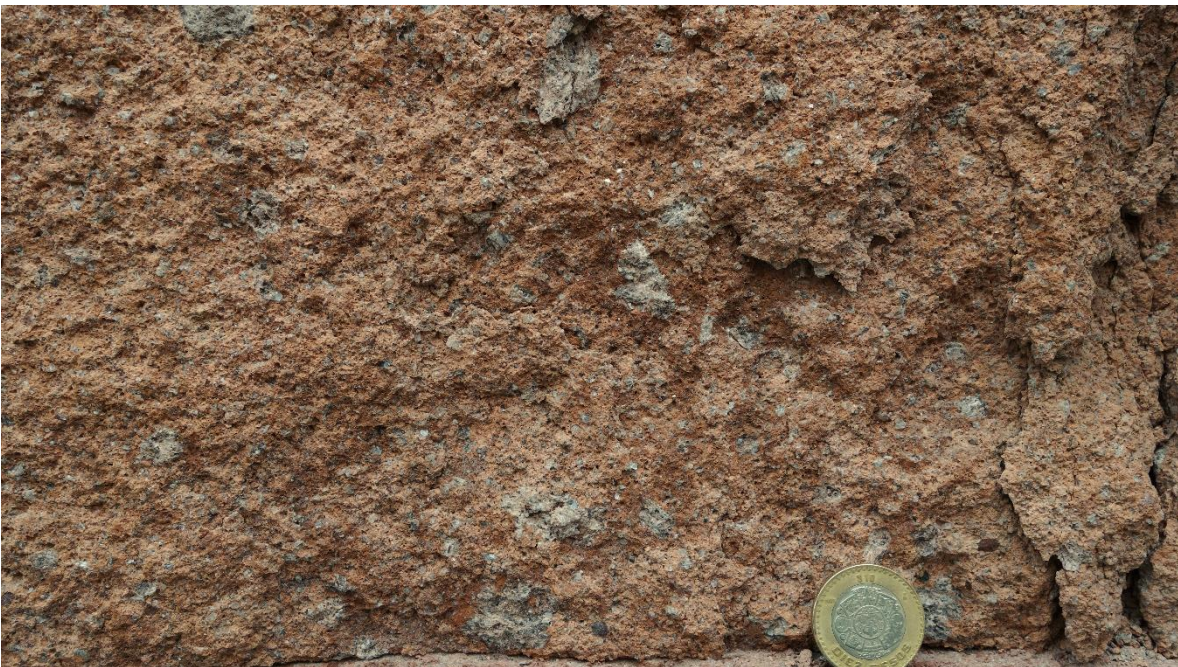


Figura 26. Descamación de la superficie de un bloque de roca. Centro Histórico de San Luis Potosí.

3.3.1.3. Rasgos inducidos por la pérdida de material

Esta familia de deterioro es importante porque los términos permiten describir un daño aun cuando el proceso que lo originó ya no esté en curso. Esta categoría se divide en alveolización, erosión, daños de origen mecánico, microkarstificación, faltante, perforación y *pitting* (ICOMOS-ISCS, 2011).

La alveolización se refiere a la formación de cavidades en la superficie de la roca, generalmente de varios centímetros. Cuando se trata del desarrollo de un solo alveolo en los bordes se le conoce como craterización. La erosión es la pérdida de la superficie original de la roca y se distinguen tres tipos: erosión diferencial, redondeamiento e incremento de rugosidad. La erosión diferencial sucede cuando la erosión no avanza con la misma velocidad en distintas zonas de la roca y puede ser el resultado de la pérdida de componentes o de matriz (Fig. 27). El redondeamiento sucede preferentemente en las aristas de la roca, generando una forma redondeada. El incremento de rugosidad se refiere a la pérdida selectiva de pequeñas partículas que originalmente tenían una superficie suave (ICOMOS-ISCS, 2011).



Figura 27. Erosión diferencial por pérdida de matriz alrededor de un fragmento volcánico. Centro Histórico de San Luis Potosí.

Los daños de origen mecánico involucran la pérdida de material debido a acciones mecánicas como: daños por impacto, incisiones, excoriaciones, abrasión y repicado. Los daños por impacto se originan por el impacto de algún proyectil o herramienta. Las incisiones se producen por una herramienta cortante, mientras que las excoriaciones son rayaduras hechas por un objeto punzante de menor tamaño. La abrasión se debe al rozamiento de la superficie de la roca con algún abrasivo (Fig. 28). El repicado resulta por golpes con una herramienta punzante con el fin de prepararla para la adhesión de un revestimiento (ICOMOS-ISCS, 2011).



Figura 28. Daño de origen mecánico causado por abrasión (zona con un color más claro). Más abajo se distingue otro tipo de daño denominado faltante. Centro Histórico de San Luis Potosí.

La microkarstificación son pequeñas depresiones interconectadas de varios milímetros. Son formadas por la disolución principalmente de rocas calcáreas expuestas a escorrentías (ICOMOS-ISCS, 2011).

Las partes faltantes se refieren al espacio vacío en el que antes existía obviamente una parte de roca. Este tipo de daño se encuentra en zonas particularmente expuestas como en las salientes y en las esculturas. Su único subtipo es el hueco,

que es un agujero u orificio en la superficie de la roca (Fig. 28) (ICOMOS-ISCS, 2011).

La perforación es uno o varios orificios producidos por una herramienta punzante o creadas por un animal. Tienen tamaños milimétricos hasta varios centímetros y son mucho más profundas que anchas (Fig. 29). El *pitting*, por otra parte, son perforaciones o una serie de puntos, pero con tamaños menores a un milímetro (ICOMOS-ISCS, 2011).



Figura 29. Perforación. Si bien puede tratarse de un daño de origen mecánico, no se le considera como un subtipo de esta categoría debido a que también puede ser resultado de la acción de un animal. Centro Histórico de San Luis Potosí.

3.3.1.4. Alteración cromática y depósito

La categoría de alteración cromática y depósito incluye los daños que se caracterizan por modificar el color de una roca y también el depósito de material de diversos orígenes en la superficie. Estos daños incluyen costras, depósito, alteración cromática, eflorescencia, incrustación, película, brillo superficial, *graffiti*, pátina, enmugrecimiento y subeflorescencia (ICOMOS-ISCS, 2011).

La costra es una acumulación de material que puede incluir partículas exógenas en la superficie de un bloque de roca. Por ejemplo, el subtipo de costra negra se compone de partículas atmosféricas atrapadas en una matriz de yeso, mientras que el otro tipo, la costra salina, está compuesta de sales solubles. El depósito se refiere a la acumulación de salpicaduras de pintura y mortero, polvo, restos de productos o materiales utilizados en restauración, excremento de animales, fragmentos de roca, etc. (Fig. 25) (ICOMOS-ISCS, 2011).

La alteración cromática es el cambio de color de una roca. Está subdividida en coloración, decoloración, manchas de humedad y tinción. La coloración implica un cambio de color, mientras que la decoloración se trata de la pérdida de color, por ejemplo, de oscuro a claro. Las manchas de humedad corresponden a un oscurecimiento de la superficie debido a la presencia de humedad (Fig. 30). La tinción es el tipo de alteración cromática generada principalmente por corrosión de metales como el hierro o cobre (ICOMOS-ISCS, 2011).



Figura 30. Manchas de humedad creadas alrededor de una bajada de agua, indicando una posible fuga. Centro Histórico de San Luis Potosí.

La eflorescencia es la acumulación salina en la superficie de la roca, las cuales se observan como manchas blancuzcas (Fig. 31). La incrustación es una capa superficial endurecida firmemente adherida al sustrato de roca que proviene de la disolución de la misma roca por la percolación de agua. Cuando la incrustación tiene una forma nodular, botroidal o framboidal se le llama concreción. La película se refiere a un recubrimiento muy fino que sigue la superficie de la roca, pudiendo ser de origen biológico o tratarse de capas protectoras. El brillo superficial se da cuando una superficie de la roca refleja total o parcialmente la luz (ICOMOS-ISCS, 2011).



Figura 31. Crecimiento de cristales de sal en la superficie de las rocas, lo que se conoce como eflorescencia. Centro Histórico de San Luis Potosí.

Los grabados, excoriaciones, incisiones o pinturas que se aplican en la superficie de la roca como resultado, generalmente, de vandalismo son conocidos como *graffiti* (Fig. 32) (ICOMOS-ISCS, 2011).

La pátina es la alteración cromática del material como resultado de agentes naturales o artificiales. Se subdivide en pátina ferruginosa y pátina de oxalato. La primera es una capa de color oscuro y enriquecida en minerales arcillosos con alto contenido de hierro que suele aparecer en areniscas ferruginosas (Fig. 33), mientras

que la pátina de oxalato es una capa de tonos naranjas o marrones enriquecida en oxalatos cálcicos común sobre mármoles y calizas (ICOMOS-ISCS, 2011).



Figura 32. Daño por *graffiti*. Existen algunos *graffitis* que, debido a su importancia histórica, no necesariamente se consideran como daños. Centro Histórico de San Luis Potosí.



Figura 33. Pátina ferruginosa desarrollada en algunos bloques de arenisca. La apariencia color marrón oscuro permite identificarla claramente. Muro de la antigua alhóndiga en Real de Catorce.

El enmugrecimiento es el depósito de una fina capa de partículas exógenas que da lugar a una apariencia sucia en la superficie. Dichas partículas pueden provenir de contaminantes atmosféricos o por la escorrentía de agua (Fig. 34) (ICOMOS-ISCS, 2011).



Figura 34. Enmugrecimiento que se observa como material oscuro que probablemente está compuesto por partículas depositadas por la escorrentía de agua de lluvia. Centro Histórico de San Luis Potosí.

La subflorescencia es la acumulación de sales por debajo de la superficie de la roca, por lo que solamente son observables cuando se desprende la capa superficial del bloque (Fig. 35) (ICOMOS-ISCS, 2011).

3.3.1.5. Colonización biológica

Esta categoría involucra la colonización por plantas y microorganismos tales como bacterias, cianobacterias, algas, hongos y líquen, además de los organismos que anidan sobre y dentro de las rocas (Fig. 36) (ICOMOS-ISCS, 2011).



Figura 35. Subflorescencia en la parte inferior del bloque. La identificación de este daño es posible debido al desprendimiento de la superficie de la roca. Centro Histórico de San Luis Potosí.



Figura 36. Los nidos de insectos y de otros organismos también se incluyen en la categoría de colonización biológica. Centro Histórico de San Luis Potosí.

Las algas son organismos vegetales microscópicos sin tallos ni hojas. Sus colonias pueden ser de color verde, café o negras y se encuentran principalmente en sustratos que permanecen húmedos durante períodos prolongados (Fig. 37).



Figura 37. Colonización biológica por algas. Se distinguen por su color principalmente verde y por su desarrollo en zonas húmedas. Centro Histórico de San Luis Potosí.

El líquen está constituido por un conjunto de hongos y algas, pudiendo ser de color amarillo, gris, naranja, verde o negro. El musgo forma masas de colores verdosos y generalmente se observa como un conjunto de hojas muy pequeñas. Los hongos son organismos microscópicos con colonias que tienen un aspecto filamentosos con colores blancos, grises y negros (ICOMOS-ISCS, 2011).

Las plantas son comúnmente organismos vegetales con raíces, troncos y hojas (Fig. 38). Su crecimiento en construcciones se da debido al poco mantenimiento y porque existe una fuente de agua. Sus raíces pueden llegar a romper los bloques de roca, como sucede con árboles grandes (ICOMOS-ISCS, 2011).



Figura 38. Plantas pequeñas, como en este caso, y árboles pueden generar daños debido al crecimiento de sus raíces. Centro Histórico de San Luis Potosí.

3.3.2. Mapeo de los tipos de deterioro

Después de que se han registrado las formas de los daños, se recomienda hacer un mapeo del deterioro. Los mapeos son una herramienta con la que se pueden detectar la frecuencia, distribución e intensidad del deterioro en diferentes lugares de la construcción y son importantes porque son el punto de partida para proponer medidas de restauración, además de que pueden indicar los mecanismos causantes de los daños (Siedel & Siegesmund, 2014).

Para efectuar un mapeo se necesita, en primer lugar, un plano, una fuente fotogramétrica o fotografías con la menor distorsión posible en donde se van anotando los daños. Es más fácilmente detallar y diferenciar los daños cuando el mapeo se hace lo más cerca posible a las rocas, utilizando la vista y el tacto para identificar los efectos del deterioro (Siedel & Siegesmund, 2014).

Las rocas que exhiben daños deben de ir marcadas con diferentes colores para visualizar fácilmente el tipo y extensión del deterioro, lo cual se efectúa actualmente con programas de computadora, donde es posible que los daños y el tipo de roca se combinen en un solo mapeo o se expongan en diferentes capas (Siedel & Siegesmund, 2014).

Como se describió anteriormente, los resultados adquiridos del mapeo dan una visión del tipo, intensidad y distribución de los daños. Sin embargo, para evaluar precisamente las causas de los daños se necesita información detallada de las rocas y sus propiedades, lo cual es posible mediante pruebas *in situ* y de laboratorio que se detallan a continuación (Siedel & Siegesmund, 2014).

3.3.3. Pruebas para determinar el deterioro

En la mayoría de los casos de estudio, las construcciones que experimentan deterioro son monumentos que forman parte del patrimonio cultural, por lo que se requieren condiciones especiales de investigación y de muestreo para que se preserve el material tanto como sea posible, mientras que, al mismo tiempo, se debe determinar la naturaleza del daño y su intensidad. Estas condiciones hacen que los métodos no destructivos hayan ganado importancia para determinar cómo las propiedades de las rocas condicionan el tipo de deterioro (Siedel & Siegesmund, 2014).

A pesar de esto, la mayoría de los resultados de las pruebas no destructivas están sujetas a la interpretación y son afectadas por condiciones ambientales como el contenido de humedad, de sal y por la temperatura (Siedel & Siegesmund, 2014). A diferencia de estas pruebas, el registro de radiación gamma utilizado en este trabajo no es afectado por las condiciones descritas, ya que varía simplemente por el contenido de los elementos potasio, uranio y torio, lo cual se explicará detalladamente el capítulo 4: Radiación gamma natural y su aplicación en las rocas de construcción.

En contraste con la mayoría de las mediciones *in situ*, las pruebas petrofísicas en la roca proveen información directa acerca de las propiedades del material y sus cambios debido a la meteorización. Además, la caracterización petrográfica de las rocas con microscopía de láminas delgadas es un método común que aporta información sobre la composición mineralógica y su fábrica (Siedel & Siegesmund, 2014).

El propósito principal de todas las pruebas mencionadas es encontrar las causas del deterioro y proveer bases científicas para tomar medidas apropiadas de restauración (Siedel & Siegesmund, 2014).

3.4. Meteorización

La meteorización se refiere al conjunto de procesos naturales que desintegran a las rocas (Siegesmund *et al.*, 2002; Holden, 2005; Tarbuck *et al.*, 2005; Boggs, 2006; Carlson *et al.*, 2011; Harvey, 2012; Lutgens *et al.*, 2012; Siegesmund & Török, 2014; Steiger *et al.*, 2014; Fereidooni & Khajevand, 2019) por su interacción con la atmósfera, el agua y con los organismos (Chamley, 1989; Hamblin & Christiansen, 2004; Monroe *et al.*, 2007; Ceryan, 2008; Ceryan *et al.*, 2008; Huggett, 2011). De esta manera se divide en meteorización física o mecánica, química y biológica (Selley, 2000; Gutiérrez-Elorza, 2008; Marshak, 2013).

La meteorización física resulta en la disgregación y fragmentación de las rocas sin cambios en su composición, mientras que en la meteorización química se descomponen los constituyentes de las rocas para formar minerales secundarios (Fookes *et al.*, 1988; Tarbuck *et al.*, 2005; Monroe *et al.*, 2007; Lutgens *et al.*, 2012). Por otra parte, se le conoce como meteorización biológica a los efectos físicos y químicos combinados producidos por procesos orgánicos (Selley, 2000; Ceryan *et al.*, 2008; Gutiérrez-Elorza, 2008; Siegesmund & Török, 2014). Es importante tener en cuenta que, aunque domine algún tipo de meteorización, ambos procesos suceden juntos y sus efectos a menudo son difíciles de separar (Hamblin & Christiansen, 2004; Carlson *et al.*, 2011; Marshak, 2013).

La velocidad a la que ocurre la meteorización y el tipo dominante está en función del clima, de la disponibilidad de agua, de la topografía o relieve y de la litología (Chamley, 1989; Singh *et al.*, 2005; Tarbuck *et al.*, 2005; Monroe *et al.*, 2007; Lutgens *et al.*, 2012; Fereidooni & Khajevand, 2019). Por ejemplo, en regiones cálidas y húmedas dominará la meteorización química, mientras que en climas secos y regiones polares predomina la meteorización física (Nesbitt, 2003; Carlson *et al.*, 2011; Huggett, 2011; Harvey, 2012; Siegesmund & Török, 2014). Además, el

clima controla la intensidad, frecuencia y duración de la precipitación, la evaporación, escorrentía y las variaciones de temperatura (Fookes *et al.*, 1988; Hamblin & Christiansen, 2004). Las precipitaciones son claramente un factor importante en la meteorización porque aportan el agua necesaria para las reacciones químicas y otros procesos mecánicos (Boggs, 2006; Gutiérrez-Elorza, 2008; Carlson *et al.*, 2011). Las temperaturas bajas causan que esta agua se congele, lo que resulta en la fragmentación mecánica de una roca. Por otra parte, un incremento en la temperatura hace que la tasa de reacciones químicas y la actividad biológica aumente (Hamblin & Christiansen, 2004; Tarbuck *et al.*, 2005; Huggett, 2011; McAllister *et al.*, 2017). La topografía influye en los procesos de meteorización porque, conforme el ángulo de un talud se incrementa, los productos resultantes de la meteorización pueden ser removidos fácilmente por escorrentía, exponiendo así la superficie de la roca nuevamente (Fookes *et al.*, 1988). Sin embargo, la meteorización tiende a ser más efectiva cuando se tienen inclinaciones bajas debido a que el agua es retenida más tiempo y puede generar más alteración (Boggs, 2006). Por último, la litología también controla la intensidad de la meteorización. Esto se debe a que las rocas porosas, heterogéneas y fracturadas son menos resistentes y, por lo tanto, más propensas a la meteorización (Chamley, 1989; Esaki & Jiang, 2000; Fereidooni & Khajevand, 2019). Las fracturas, por ejemplo, causan un incremento en la superficie expuesta de una roca, lo que permite una mayor penetración de agua y más meteorización física y química (Tarbuck *et al.*, 2005; Lutgens *et al.*, 2012; Marshak, 2013). La composición mineral es igualmente de gran importancia. Algunos minerales, tales como cuarzo, son muy estables y permanecen inalterados por períodos largos de tiempo, pero otros, como el olivino y los feldespatos, son muy inestables y comienzan a descomponerse rápidamente debilitando mecánicamente la roca (Hamblin & Christiansen, 2004; Ceryan, 2008; Marshak, 2013).

Para cuantificar los efectos de los varios tipos de meteorización se han propuesto numerosos índices de meteorización o alteración, los cuales se basan en los cambios físicos, mineralógicos, petrográficos, mecánicos y químicos que experimentan las rocas en sus propiedades al meteorizarse (Parker, 1970; Nesbitt

& Young, 1982; Harnois, 1988; Fedo *et al.*, 1995; Esaki & Jiang, 2000; Gupta & Rao, 2001; Benavente *et al.*, 2004; Aydin & Basu, 2006; Ohta & Arai, 2007; Ceryan, 2008; Ceryan *et al.*, 2008; Rigopoulos *et al.*, 2010; Meunier *et al.*, 2013; Fereidooni & Khajevand, 2019).

A continuación, se describen los procesos de cada tipo de meteorización ya que es importante conocer el comportamiento de los minerales a la alteración. Igualmente se da una introducción a los fundamentos de la medición de la intensidad de la meteorización mediante índices de meteorización, los cuales fueron calculados en esta tesis para comprar su respuesta con el registro de rayos gamma.

3.4.1. Meteorización física

La meteorización física es cualquier proceso que esencialmente causa la fragmentación *in situ* de las rocas sin que exista un cambio químico. Básicamente, la meteorización física fragmenta las rocas debido a la aplicación constante de una serie de esfuerzos (Esaki & Jiang, 2000; Nesbitt, 2003; Topal & Sözmen, 2003; Boggs, 2006; Gutiérrez-Elorza, 2008; Marshak, 2013). Tales esfuerzos se originan por la cristalización de sales y agua, por hidratación-deshidratación y por calentamiento-enfriamiento, los cuales llevan eventualmente a la ruptura de la roca (Fookes *et al.*, 1988; Chamley, 1989; Selley, 2000; Siegesmund *et al.*, 2002; Hamblin & Christiansen, 2004; Holden, 2005; Juárez-Badillo & Rico-Rodríguez, 2005; Tarbuck *et al.*, 2005; Monroe *et al.*, 2007; Carlson *et al.*, 2011; Huggett, 2011; Lutgens *et al.*, 2012).

La formación de cristales de sal y el congelamiento-descongelamiento del agua involucran la producción de esfuerzos por la cristalización en fracturas y poros de la roca. Esto se debe a que el agua tiene un efecto anómalo de expansión que causa una disminución de su densidad y un incremento de volumen cercano al 10 %, lo que genera suficiente esfuerzo para que las rocas se agrieten (Leeder, 1994; Selley, 2000; Holden, 2005; Tarbuck *et al.*, 2005; Monroe *et al.*, 2007; Huggett, 2011; Harvey, 2012; Lutgens *et al.*, 2012; Marshak, 2013). Estos procesos de cristalización ocurren cuando existe un aporte adecuado de humedad y sal, cuando hay fracturas,

grietas y poros en los que el agua puede entrar y en donde las temperaturas permitan la cristalización de sales y congelamiento-descongelamiento de agua (Hamblin & Christiansen, 2004; Boggs, 2006; Gutiérrez-Elorza, 2008).

Otros factores que pueden contribuir a la meteorización mecánica en ciertas condiciones incluyen los incrementos de volumen causados por la hidratación principalmente de minerales arcillosos (Boggs, 2006). Este humedecimiento y posterior secado produce efectos disruptivos porque las rocas se expanden y contraen, induciendo la formación de microgrietas y la ampliación de fracturas preexistentes (Gutiérrez-Elorza, 2008; Huggett, 2011).

La expansión y contracción termal de la roca causada por cambios diarios y anuales de temperatura es otro proceso de meteorización física (Hamblin & Christiansen, 2004). Debido a que las rocas no conducen bien el calor, su exposición a la luz solar puede llevar al desarrollo de gradientes termales entre su parte interna y externa, provocando expansión y contracción que resulta en la formación de fracturas. De la misma manera, los minerales al poseer diferentes coeficientes de expansión termal generan esfuerzos a lo largo de los contactos de los granos (Fookes *et al.*, 1988; Selley, 2000; Tarbuck *et al.*, 2005; Huggett, 2011). Es posible que la fragmentación de las rocas por estos procesos termales ocurran también durante incendios, ya que se alcanzan temperaturas muy altas rápidamente (Holden, 2005; Boggs, 2006; Monroe *et al.*, 2007; Gutiérrez-Elorza, 2008; Marshak, 2013).

Finalmente, otro proceso físico que causa meteorización es el causado por la descompresión de las rocas. Cuando existe una sobrecarga de material en la superficie terrestre y, por diversos motivos, es removida, causa que las rocas a profundidad tengan menos presión encima, originándose así una expansión y la posterior formación de fracturas (Selley, 2000; Hamblin & Christiansen, 2004; Boggs, 2006; Monroe *et al.*, 2007; Gutiérrez-Elorza, 2008; Marshak, 2013).

3.4.2. Meteorización biológica

Se conoce como meteorización biológica a la interacción de organismos y rocas mediante una combinación de procesos físicos y químicos (Holden, 2005; Lutgens

et al., 2012; Siegesmund & Török, 2014). Estos organismos pueden ser bacterias, hongos, plantas, animales e incluso el mismo ser humano (Tarbuck *et al.*, 2005; Monroe *et al.*, 2007; Carlson *et al.*, 2011; Huggett, 2011) y, al igual que los demás tipos de meteorización, depende de las condiciones ambientales y de las características de las rocas (Gutiérrez-Elorza, 2008).

Uno de los principales procesos físicos de meteorización causados por las plantas, en su mayoría árboles, es la fragmentación de las rocas y la extensión de grietas preexistentes por el esfuerzo generado por sus raíces (Hamblin & Christiansen, 2004; Holden, 2005; Monroe *et al.*, 2007; Carlson *et al.*, 2011; Huggett, 2011; Harvey, 2012; Siegesmund & Török, 2014). Un efecto similar es el creado por animales que cavan túneles o construyen sus nidos en las rocas débiles, agrandando grietas y fracturas (Selley, 2000; Tarbuck *et al.*, 2005; Gutiérrez-Elorza, 2008; Lutgens *et al.*, 2012; Marshak, 2013).

Los microorganismos, las raíces de las plantas y los organismos en descomposición contribuyen a la meteorización química al aportar sustancias como dióxido de carbono y ácidos en el suelo que aceleran las reacciones químicas de alteración que disuelven minerales (Selley, 2000; Nesbitt, 2003; Holden, 2005; Tarbuck *et al.*, 2005; Gutiérrez-Elorza, 2008; Carlson *et al.*, 2011; Huggett, 2011; Lutgens *et al.*, 2012; Marshak, 2013). Además, los líquenes que habitan en la superficie de las rocas pueden extraer nutrientes de los minerales por medio de intercambio iónico, alterando de esta manera los minerales (Hamblin & Christiansen, 2004; Monroe *et al.*, 2007; Siegesmund & Török, 2014).

3.4.3. Meteorización química

La meteorización química es la alteración de las rocas por reacciones químicas entre elementos (oxígeno) y compuestos (dióxido de carbono) que se encuentran en la atmósfera, en el agua y en los constituyentes minerales, creando productos minerales secundarios (Nesbitt & Young, 1984; Fookes *et al.*, 1988; Nesbitt & Markovics, 1997; Nesbitt *et al.*, 1997; Siegesmund *et al.*, 2002; Hamblin & Christiansen, 2004; Holden, 2005; Juárez-Badillo & Rico-Rodríguez, 2005; Ceryan,

2008, 2012; Huggett, 2011; Marshak, 2013; Sanjurjo-Sánchez *et al.*, 2016). Como se describió anteriormente, la meteorización química depende de varios factores (climáticos, tectónicos, litológicos), siendo el más significativo la presencia de agua (Selley, 2000; Nesbitt, 2003; Singh *et al.*, 2005; Tarbuck *et al.*, 2005; Boggs, 2006; Monroe *et al.*, 2007; Gutiérrez-Elorza, 2008; Li & Yang, 2010; Carlson *et al.*, 2011; Harvey, 2012; Lutgens *et al.*, 2012; Shao *et al.*, 2012).

Los cuatro tipos principales de reacciones químicas responsables de la alteración de las rocas son la disolución, hidratación, oxidación e hidrólisis (Hamblin & Christiansen, 2004; Juárez-Badillo & Rico-Rodríguez, 2005; Tarbuck *et al.*, 2005; Monroe *et al.*, 2007), siendo este último el más importante (Parker, 1970; Chamley, 1989; Boggs, 2006; Huggett, 2011; Harvey, 2012).

La disolución es un proceso donde un mineral se disuelve completamente en agua y sus iones son lixiviados o removidos, por lo que no se precipitan otras sustancias (Boggs, 2006; Monroe *et al.*, 2007; Marshak, 2013). Estas reacciones son posibles cuando el agua es ligeramente ácida (Hamblin & Christiansen, 2004; Tarbuck *et al.*, 2005).

En la hidratación, moléculas de agua son añadidas a la superficie o estructura cristalina de un mineral para formar un nuevo producto (Boggs, 2006), por ejemplo, los óxidos de hierro cuando se hidratan se convierten en oxihidróxidos (Gutiérrez-Elorza, 2008). Este proceso de meteorización química ocurre más fácilmente en minerales arcillosos (Huggett, 2011; Marshak, 2013).

La oxidación es el tipo de reacción química donde el oxígeno se combina con un mineral formando uno completamente diferente. Este proceso es especialmente importante en la meteorización de minerales que tienen un alto contenido de hierro (Hamblin & Christiansen, 2004; Boggs, 2006; Huggett, 2011; Marshak, 2013). Un producto de esta reacción es la hematita (Tarbuck *et al.*, 2005; Monroe *et al.*, 2007; Carlson *et al.*, 2011).

La hidrólisis es una reacción química donde iones hidrógeno (H^+) sustituyen a los iones móviles de los minerales y liberándolos en solución (Monroe *et al.*, 2007; Harvey, 2012; Marshak, 2013). Este reemplazo de iones comienza con la liberación

de elementos alcalinos (Na, K) y alcalinotérreos (Mg, Ca) (Chamley, 1989; Leeder, 1994; Bauluz *et al.*, 2000; Selley, 2000; Nesbitt, 2003; Hamblin & Christiansen, 2004; Tarbuck *et al.*, 2005; Ceryan, 2008; Gutiérrez-Elorza, 2008; Carlson *et al.*, 2011; Huggett, 2011), mientras que el Al y Ti permanecen esencialmente inmóviles (Harnois, 1988; Nesbitt & Young, 1989) y el Si varía ligeramente, mostrando una disminución con el incremento de la meteorización (Duzgoren-Aydin & Aydin, 2003; Gutiérrez-Elorza, 2008; Ceryan, 2012).

Debido a que los feldespatos se componen de K, Na y Ca, son minerales inestables que se meteorizan fácilmente (Pettijohn *et al.*, 1973; Folk, 1980; McLennan *et al.*, 1980; Nesbitt & Young, 1982, 1989; Duzgoren-Aydin & Aydin, 2003; Nesbitt, 2003). En contraste, el cuarzo, por su composición química y estructura cristalina, es muy poco soluble (Nesbitt & Young, 1984; Nesbitt *et al.*, 1997; Hamblin & Christiansen, 2004; Tarbuck *et al.*, 2005; Monroe *et al.*, 2007; Carlson *et al.*, 2011; Huggett, 2011; Harvey, 2012; Lutgens *et al.*, 2012).

Además de la influencia que tienen los elementos en la meteorización, se ha observado que existe una correlación entre el orden de cristalización de los minerales y su tendencia para meteorizarse, que esencialmente es la serie de reacción de Bowen (Fig. 39) (Selley, 2000; Tarbuck *et al.*, 2005; Lutgens *et al.*, 2012). Los minerales que cristalizan a temperaturas más altas tienen el mayor grado de desequilibrio con las condiciones superficiales y por lo tanto tienden a ser menos estables que los minerales que cristalizan a menores temperaturas (Boggs, 2006; Monroe *et al.*, 2007; Gutiérrez-Elorza, 2008).

Al examinar la serie de reacción de Bowen, se puede observar que el olivino cristaliza primero y es, por lo tanto, menos resistente a la meteorización química (Lutgens *et al.*, 2012). Las plagioclasas de calcio son extremadamente inestables, mientras que las plagioclasas de sodio son más estables (Folk, 1980). Sin embargo, se meteorizan más rápidamente que los feldespatos de potasio (Nesbitt & Young, 1982, 1984, 1989; Nesbitt *et al.*, 1997; Hamblin & Christiansen, 2004). De estos, la microclina es el más estable (Folk, 1980). A su vez, la moscovita es más resistente

que los feldespatos (Hamblin & Christiansen, 2004) y el cuarzo, que cristaliza al final, es el mineral más resistente (Lutgens *et al.*, 2012).

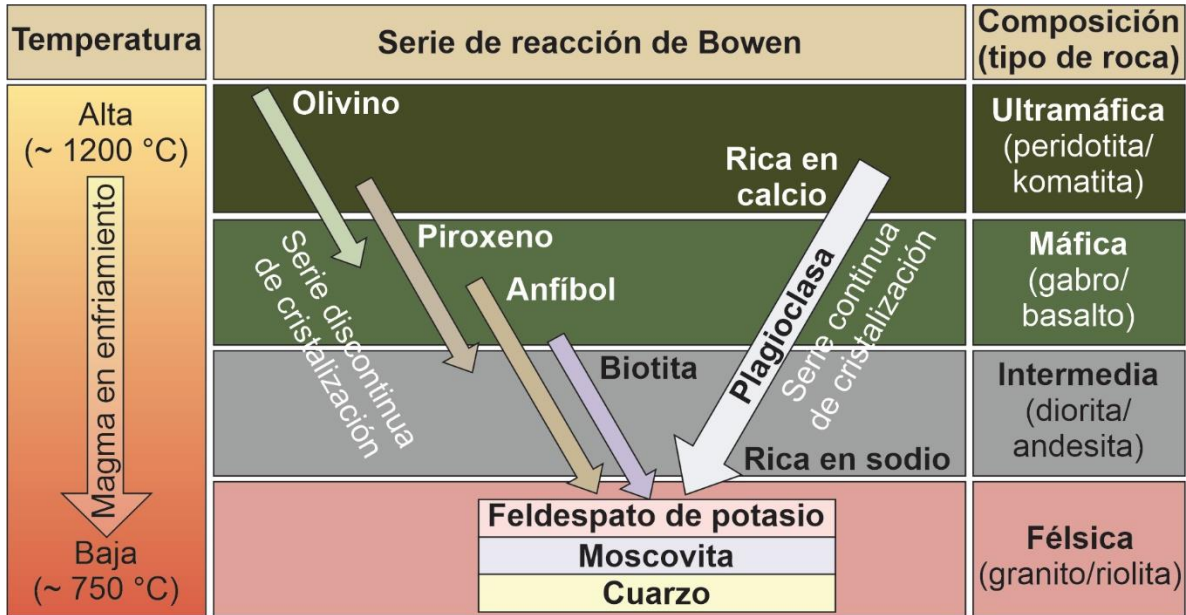


Figura 39. La serie de reacción de Bowen muestra la secuencia en que cristalizan los minerales a partir de un magma. Esta serie también representa el orden en que se meteorizan los minerales, primero el olivino y al final el cuarzo porque es más estable (tomado de Lutgens *et al.*, 2012).

Generalmente la meteorización de los minerales más inestables, principalmente feldespatos, lleva a la producción de arcillas (Nesbitt & Young, 1982; Leeder, 1994; Fedo *et al.*, 1995; Monroe *et al.*, 2007; Gutiérrez-Elorza, 2008; Carlson *et al.*, 2011; Ceryan, 2012; Harvey, 2012; Lutgens *et al.*, 2012) como caolinita (Pettijohn *et al.*, 1973; Folk, 1980; Nesbitt & Young, 1989; Tarbuck *et al.*, 2005), illita, esmectitas (montmorillonita, nontronita, beidellita) (Nesbitt & Young, 1984; Boggs, 2006) y vermiculita, además de sericita, epidota y clorita (Ceryan, 2008). Usualmente, aparte de minerales arcillosos se forman óxidos y minerales asociados (Chamley, 1989; Hamblin & Christiansen, 2004; Bahlburg & Dobrzinski, 2011; Meunier *et al.*, 2013) como hematita (Tarbuck *et al.*, 2005; Carlson *et al.*, 2011) y gibbsita (Folk, 1980; Nesbitt & Young, 1984; Nesbitt *et al.*, 1997; Selley, 2000). La ocurrencia de todos estos minerales secundarios es prueba de que ha ocurrido meteorización química (Nesbitt, 2003).

Para comprender mejor las distribuciones entre elementos y minerales que suceden durante el curso de la meteorización se han propuesto modelos para las rocas y sus productos de alteración. El perfil de meteorización para un lecho rocoso se muestra en la Figura 40 y se divide en las siguientes cuatro zonas mineralógicas:

- La zona IV se encuentra inmediatamente sobre la roca no meteorizada, es la menos alterada y está caracterizada por abundantes fragmentos de roca, feldespato y cuarzo en ausencia de minerales arcillosos (Nesbitt *et al.*, 1997; Nesbitt, 2003).
- Los feldespatos y los granos de cuarzo son más abundantes en la zona III, pudiendo estar presentes cantidades apreciables de fragmentos de roca y cantidades pequeñas de minerales arcillosos (illita, esmectitas y vermiculita) (Dobereiner *et al.*, 1993; Nesbitt *et al.*, 1997). Si las rocas que se lixivian contienen minerales ricos en K (como ortoclasa) se formará illita, mientras que si están formados principalmente por Mg se formará montmorillonita (Folk, 1980; Nesbitt & Young, 1984; Boggs, 2006).
- La zona II se caracteriza por la abundancia de cuarzo seguido por feldespatos, muchos minerales arcillosos (especialmente caolinita e illita) y menor cantidad de fragmentos de roca (Nesbitt *et al.*, 1997).
- La zona I es la parte más intensamente meteorizada y contiene grandes cantidades de cuarzo, minerales arcillosos secundarios (caolinita principalmente) y otros productos de alteración (gibbsita, goetita y hematita) (Nesbitt & Markovics, 1997). Los feldespatos y fragmentos de roca son raros o están ausentes en esta zona del perfil. Si la tasa de meteorización química es baja y se tiene un grado de erosión alto, puede que no se desarrolle esta zona porque los materiales son erosionados antes que la meteorización química pueda producir la mineralogía apropiada (Nesbitt *et al.*, 1997).

Para realizar estudios de procedencia de sedimentos mediante meteorización hay que tomar en cuenta que, en la mayoría de las ocasiones, las rocas reflejan la mineralogía de la porción erosionada de los perfiles de meteorización y no la del lecho rocoso no alterado. Por ejemplo, la erosión de zona I generará materiales con minerales arcillosos y cuarzo de tamaño de arena. Si se erosiona la zona I y II, habrá

presentes además algunos feldespatos, mientras que si las zonas I, II y III fueran erosionadas, los detritos resultantes contendrían más feldespatos (Nesbitt, 2003). Esto también es importante para conocer la historia de meteorización de los sedimentos y su grado de alteración mediante índices de meteorización.

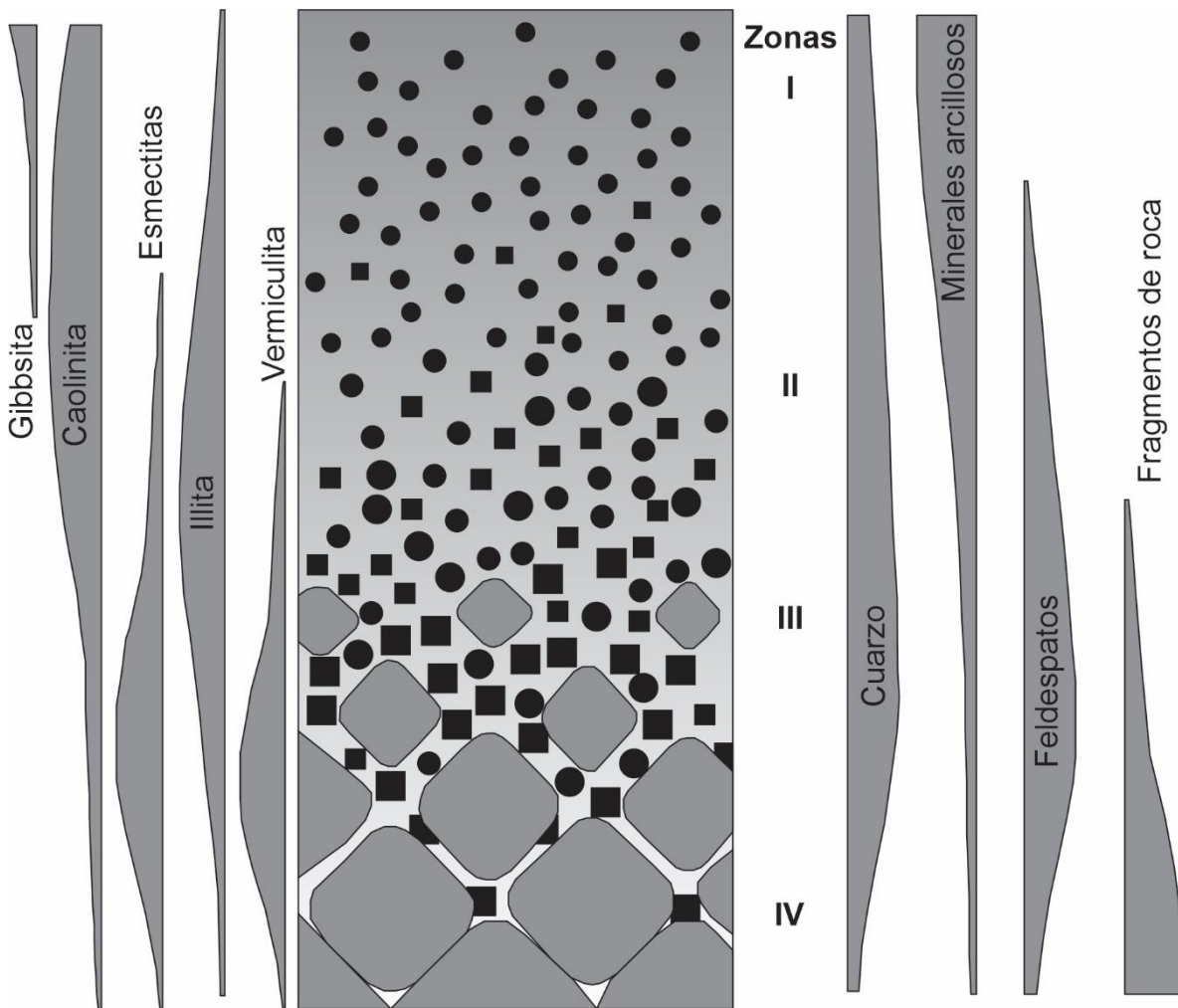


Figura 40. Perfil de meteorización idealizado desarrollado en un granito (aplicable a cualquier roca con minerales similares) donde se muestran las proporciones de minerales secundarios en la izquierda y las proporciones de los minerales que se encuentran en el perfil a la derecha. La escala vertical puede variar dependiendo de las condiciones climáticas y tectónicas. Las figuras grises en forma de diamante representan fragmentos de roca, los cuadros negros son feldespatos y los círculos representan al cuarzo. La intensidad de la meteorización está indicada por el fondo en escala de grises, siendo mayor en la parte superior (modificado de Nesbitt, 2003).

3.4.4. Índices de meteorización

La mayor parte de las propiedades químicas, mineralógicas, petrográficas, físicas y geotécnicas de una roca son significativamente alteradas por la meteorización, como se presentó anteriormente, por lo que en la literatura se ha sugerido una amplia variedad de índices de meteorización que se calculan a partir de dichas propiedades para medir cuantitativamente la extensión, intensidad o grado de meteorización física o química que ha experimentado una roca o sedimento (Gupta & Rao, 2001; Duzgoren-Aydin *et al.*, 2002; Topal & Sözmen, 2003; Ohta & Arai, 2007; Ceryan, 2008, 2012; Ceryan *et al.*, 2008; Rigopoulos *et al.*, 2010; Sanjurjo-Sánchez *et al.*, 2016).

Se han utilizado diversos índices para medir la meteorización en sedimentos (McLennan, 1993; Nesbitt & Young, 1996; Singh *et al.*, 2005; Goldberg & Humayun, 2010; Li & Yang, 2010; Shao *et al.*, 2012), afloramientos de areniscas y otras rocas sedimentarias (Nesbitt & Markovics, 1997; Bauluz *et al.*, 2000; Bahlburg & Dobrzinski, 2011; Ocampo-Díaz, 2011; Ocampo-Díaz *et al.*, 2016), ígneas (Nesbitt & Young, 1989; Duzgoren-Aydin *et al.*, 2002; Duzgoren-Aydin & Aydin, 2003; Basu *et al.*, 2009; Ceryan, 2012), metamórficas (Dobereiner *et al.*, 1993; Price & Velbel, 2003) y en rocas dimensionables (Topal & Sözmen, 2001, 2003; Zaid *et al.*, 2015; Sanjurjo-Sánchez *et al.*, 2016; Fereidooni & Khajevand, 2018). Sin embargo, se necesita tomar en cuenta que, para que los índices sean útiles, tienen que arrojar valores distintos para las rocas meteorizadas y las que no han experimentado alteración (Fedo *et al.*, 1995), además, los resultados de ambos tipos de roca tienen que compararse para representar adecuadamente el grado de meteorización (Gupta & Rao, 2001). En el caso de los índices usados en las rocas de construcción, se pueden comparar los valores con muestras de cantera (Sanjurjo-Sánchez *et al.*, 2016) y se debe tener presente que los resultados obtenidos no representan a todo el monumento porque no se puede tomar una muestra de cada roca de la construcción por motivos de preservación (Hatir *et al.*, 2019). Por último, se debe reconocer que ningún índice usado individualmente modela todos los procesos involucrados en la meteorización, por lo que es imprescindible que se combinen varios índices dependiendo del tipo de estudio (Ceryan, 2008).

Entre los índices que se basan en propiedades físicas y mecánicas de las rocas están el del grado de meteorización total (*total weathering degree*, TWD) que suma el grado de meteorización física (*physical weathering degree*, PWD) y el grado de meteorización química (*chemical weathering degree*, CWD) representados por la porosidad efectiva y el contenido de agua en rocas meteorizadas respectivamente (Esaki & Jiang, 2000), la relación de resistencias (*strenght ratio*, Rs) que usa la resistencia a la compresión uniaxial de la roca meteorizada y no meteorizada (Gupta & Rao, 2001), el estimador petrofísico de durabilidad (*petrophysical durability estimator*, PDE) que es la relación de los poros con la resistencia del material (Benavente *et al.*, 2004), el índice de la relación esfuerzo-deformación (*stress-strain ratio* o *Brazilian deformational index*, BDI) (Aydin & Basu, 2006), el índice de la velocidad de ondas P (*P-wave velocity index*, Ivp) y el índice de porosidad efectiva (*index of effective porosity*, Iefp), ambos de Ceryan *et al.* (2008) y la prueba de meteorización acelerada (*accelerated weathering test*, AWT) (Fereidooni & Khajevand, 2019). Índices mineralógicos y petrográficos incluyen el índice de resistencia micropetrográfica (*micropetrographic strength index*, Ips) y el índice de reemplazamiento (*replacement index*, Irep), ambos de Rigopoulos *et al.* (2010).

Los índices químicos generalmente se basan en proporciones de óxidos mayores. Su premisa es que el comportamiento de elementos químicos está controlado por el grado de meteorización, por lo que se espera que, conforme la intensidad de la meteorización se incremente, permanezcan constantes ciertos óxidos inmóviles, incluyendo Al₂O₃, Fe₂O₃ y TiO₂, y que disminuya el SiO₂, Na₂O, K₂O, CaO y MgO considerados móviles (Harnois, 1988; Esaki & Jiang, 2000; Duzgoren-Aydin *et al.*, 2002; Price & Velbel, 2003; Topal & Sözmen, 2003; Ceryan, 2008, 2012; Shao *et al.*, 2012; Sanjurjo-Sánchez *et al.*, 2016). Duzgoren-Aydin *et al.* (2002) presentaron una evaluación exhaustiva de más de 30 índices de meteorización química y concluyeron que los índices basados en la relación de óxidos móviles con uno o más óxidos inmóviles caracterizan adecuadamente los cambios inducidos por la meteorización.

Ejemplos de índices de meteorización química son el índice de meteorización de Parker (1970), índice de alteración química (*chemical index of alteration*, CIA)

(Nesbitt & Young, 1982), índice de meteorización química (*chemical index of weathering*, CIW) (Harnois, 1988), índice de alteración de plagioclasas (*plagioclase index of alteration*, PIA) (Fedo *et al.*, 1995), índice de meteorización W de Ohta & Arai (2007), el índice de lixiviación química (*chemical leaching index*, CLI) que mide los elementos móviles, índice de productos de meteorización química (*chemical weathering product index*, CWPI) que mide los elementos inmóviles e índice de meteorización química total (*total chemical weathering index*, TCWI) que es la suma del CLI y CPWI, los tres propuestos por Ceryan (2008) y la escala de intensidad de meteorización (*weathering intensity scale*, WIS) (Meunier *et al.*, 2013). De estos índices, se utilizaron el CIA, CIW, PIA y el índice W para cuantificar el grado de meteorización química de las areniscas de Real de Catorce.

El CIA se calcula con la siguiente fórmula empleando proporciones moleculares (Nesbitt & Young, 1982):

$$CIA = \left(\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O} \right) \times 100,$$

donde CaO* se refiere al CaO que pertenece solamente a los silicatos.

El valor del CIA representa la proporción de Al₂O₃ contra los óxidos móviles en una muestra, lo que significa que refleja cambios en la proporción de feldespatos y minerales arcillosos (Nesbitt & Young, 1984; McLennan, 1993; Fedo *et al.*, 1995; Nesbitt & Markovics, 1997; Nesbitt, 2003). Es por esta razón que la albita, anortita y los feldespatos de potasio no alterados arrojan valores de 50, la moscovita de 75, la illita y montmorillonita varían entre 75 y 85, mientras que la caolinita tiene valores muy cercanos a 100 (Nesbitt & Young, 1982, 1989; Bauluz *et al.*, 2000). En las rocas, valores de CIA entre 45 y 55 indican que no están meteorizadas, mientras que valores cercanos a 100 indican una intensa meteorización por la remoción de elementos alcalinos y alcalinotérreos (McLennan, 1993; Fedo *et al.*, 1995; Nesbitt, 2003; Singh *et al.*, 2005).

Existen factores no relacionados con la meteorización que pueden afectar el valor del CIA y deben tomarse en cuenta, incluyendo la procedencia del sedimento, el sorteo y los procesos posteriores al depósito que llevan a la adición de K, como la

illitización y el metasomatismo (Fedo *et al.*, 1995; Price & Velbel, 2003; Goldberg & Humayun, 2010), y la presencia de calcita, dolomita o apatito (Nesbitt & Young, 1982). En el caso de la procedencia, como se detalló en la parte anterior, las rocas reflejan principalmente la mineralogía del perfil de meteorización, más bien que el de la roca no alterada, la cual depende de las tasas de erosión (Nesbitt, 2003). El sorteo implica la separación del sedimento de tamaño de arcilla y las arenas. Debido a que el aluminio está concentrado en los minerales arcillosos, un mayor sorteo corresponderá con sedimentos más finos y una mayor concentración de aluminio, lo que a su vez generará valores más altos del CIA. En los granos más grandes se pueden concentrar feldespatos, por lo que se espera que las arenas arrojen valores más bajos del CIA (Goldberg & Humayun, 2010; Shao *et al.*, 2012). Por otra parte, cuando existe illitización o metasomatismo de K en algunos minerales, lo cual se puede constatar con un análisis petrográfico, se tienen que corregir los valores del CIA graficando los resultados en el diagrama A-CN-K o su variante A-CNK-FM, restringiendo así los valores composicionales (Fedo *et al.*, 1995; Goldberg & Humayun, 2010). Finalmente, para la presencia de calcita, dolomita y apatito, fácilmente distinguibles petrográficamente o con difracción de rayos X, se necesita hacer una corrección del CaO total a CaO* mediante el contenido de CO₂ y P₂O₅ (McLennan, 1993; Fedo *et al.*, 1995; Nesbitt, 2003; Singh *et al.*, 2005) ya que si no se efectúa el CIA arrojará valores anormalmente bajos (Bahlburg & Dobrzinski, 2011). McLennan (1993) sugirió calcular el CaO* mediante el cociente CaO/Na₂O, mientras que Fedo *et al.* (1995) y Ocampo-Díaz (2011) propusieron cálculos estequiométricos más precisos.

La variación química que resulta de la meteorización puede ser graficada en el diagrama ternario Al₂O₃-(CaO*-Na₂O)-K₂O (A-CN-K) (Fig. 41) y su variante que incorpora FeO y MgO, el diagrama triangular A-CNK-FM (Nesbitt & Young, 1984, 1989; McLennan, 1993). En el primero, la parte superior del triángulo corresponde al Al₂O₃, el ápice izquierdo es la suma del CaO* y Na₂O, mientras que el K₂O está en la punta de la derecha. Para el diagrama A-CNK-FM, la suma de CaO* y Na₂O incluye también al K₂O, mientras que la suma de FeO y MgO toma el lugar del K₂O en la punta derecha del triángulo.

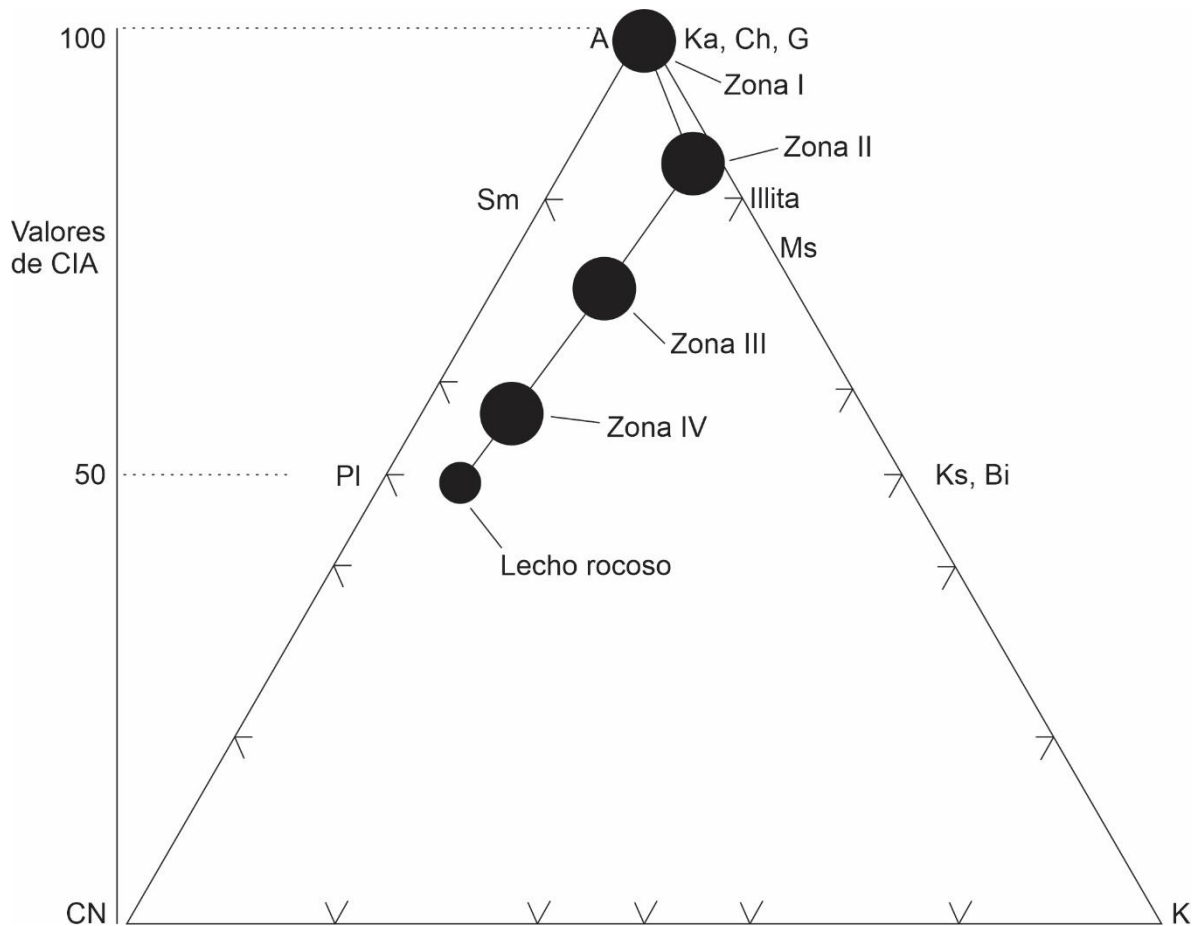


Figura 41. Diagrama A-CN-K en el que se observan las tendencias de meteorización. En este caso se han graficado las zonas del perfil de meteorización de la Figura 40. Las puntas del diagrama ternario son A (Al_2O_3), CN (CaO^*+Na_2O), K (K_2O) en proporciones molares. La escala a la izquierda indica valores del CIA. Ka: caolinita. Ch: clorita. G: gibbsita. Sm: esmectita. Ms: moscovita. Pl: plagioclasa. Ks: feldespatos de potasio. Bi: biotita (modificado de Nesbitt, 2003).

La albita y la anortita se graficarían a la mitad de la línea de A-CN, al igual que toda la serie entre estos minerales. La meteorización química resulta en la alteración progresiva de las plagioclasas llegando al punto en donde queda poco Ca o Na en el residuo. En esta situación, las composiciones se graficarían cerca de la línea A-K para los minerales resultantes como la illita y feldespatos de K. Posteriormente, con el aumento de la meteorización, las composiciones se dirigen hacia el punto del Al_2O_3 por la disolución de las fases potásicas, como en el caso de la caolinita (Nesbitt & Young, 1984, 1989; Nesbitt *et al.*, 1997; Nesbitt, 2003).

El CIW involucra las proporciones moleculares de aluminio, calcio y sodio sin tomar en cuenta el potasio, calculándose con la siguiente fórmula (Harnois, 1988):

$$CIW = \left(\frac{Al_2O_3}{Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O} \right) \times 100.$$

En el CIW, al igual que el CIA, el Al_2O_3 es usado como el componente inmóvil, mientras que el CaO^* y Na_2O son los componentes móviles. Este índice no incorpora al potasio porque, aunque puede ser lixiviado, puede también acumularse como residuo durante la meteorización (Harnois, 1988).

Sin embargo, no incluir potasio en su fórmula crea algunos problemas con respecto al contenido de aluminio, ya que, si la roca contiene feldespatos de K, la proporción de aluminio será mayor y no reflejará adecuadamente la meteorización, sino que arrojará valores muy altos (Fedo *et al.*, 1995).

Por esta razón, y para evitar valores anormales por enriquecimiento de K, Fedo *et al.* (1995) sugirieron el PIA para monitorear solamente la meteorización de plagioclasas:

$$PIA = \left(\frac{Al_2O_3 - K_2O}{Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O - K_2O} \right) \times 100.$$

El PIA tiene valores de 50 para rocas no meteorizadas y valores cercanos a 100 para minerales arcillosos como caolinita e illita (Fedo *et al.*, 1995).

Estos tres índices se basan en que algunos óxidos son móviles (Na_2O , CaO y K_2O) y otros inmóviles (Al_2O_3), sin considerar el comportamiento de los óxidos restantes. Ohta & Arai (2007) crearon un índice de meteorización que toma en cuenta todos los elementos mayores utilizando un análisis estadístico de componentes principales en el que se estudiaron cuidadosamente las variaciones de numerosos perfiles de meteorización.

Además, introdujeron un diagrama ternario que muestra las tendencias máficas, félsicas y de meteorización (*mafic*, *felsic*, *weathering*, MFW) (Fig. 42) (Ohta & Arai, 2007).

En este diagrama, la meteorización de plagioclasas se observa como un incremento de hacia el valor W a lo largo de la línea de F-W, lo cual se refiere a la transformación de las plagioclasas a caolinita. Lo mismo sucede con la alteración de minerales

máficos, que se mueven hacia el vértice W siguiendo la línea M-W. En resumen, un incremento en el valor W puede ser explicado por la pérdida progresiva de minerales primarios y un incremento correspondiente en la abundancia de minerales arcillosos secundarios (Ohta & Arai, 2007).

Para calcular el índice W se sigue la siguiente fórmula (Ohta & Arai, 2007):

$$W = 0.203 \times \ln(\text{SiO}_2) + 0.191 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.296 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.215 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.002 \times \ln(\text{MgO}) - 0.448 \times \ln(\text{CaO}^*) - 0.464 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) - 0.008 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 1.374.$$

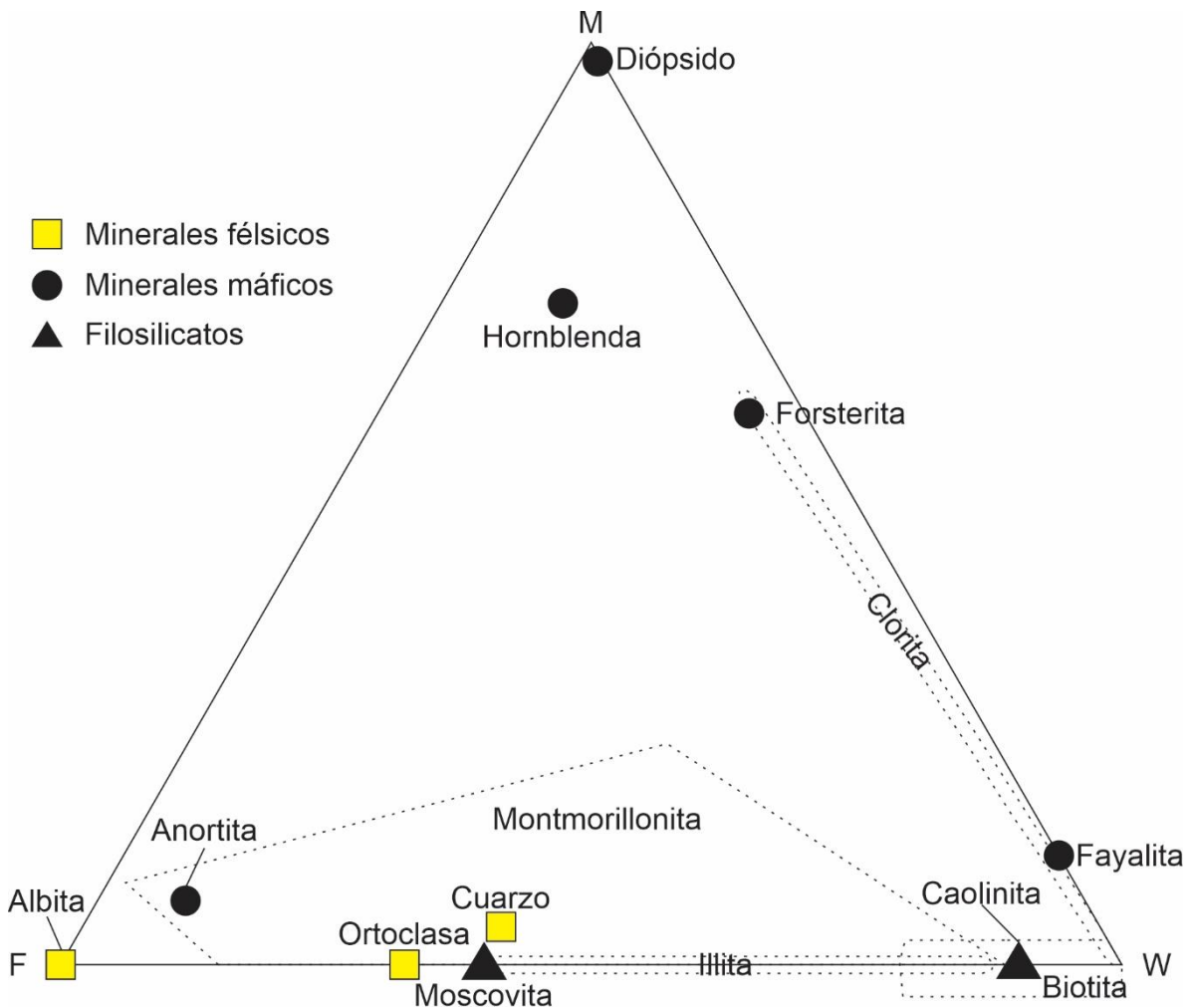


Figura 42. Diagrama ternario MFW. En este ejemplo se grafican minerales típicos formadores de roca. Los minerales félsicos se grafican cerca de la línea F-W, mientras que los minerales máficos se ubican cerca de la línea M-W (a excepción de la anortita) y los filosilicatos se grafican hacia el vértice W (modificado de Ohta & Arai, 2007).

Aparte del cálculo de la meteorización, se puede definir la procedencia de una fuente máfica (M) o félsica (F) con las siguientes fórmulas (Ohta & Arai, 2007):

$$M = -0.395 \times \ln(\text{SiO}_2) + 0.206 \times \ln(\text{TiO}_2) - 0.316 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.160 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) + 0.246 \times \ln(\text{MgO}) + 0.368 \times \ln(\text{CaO}^*) + 0.073 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) - 0.342 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) + 2.266.$$

$$F = 0.191 \times \ln(\text{SiO}_2) - 0.397 \times \ln(\text{TiO}_2) + 0.020 \times \ln(\text{Al}_2\text{O}_3) - 0.375 \times \ln(\text{Fe}_2\text{O}_3) - 0.243 \times \ln(\text{MgO}) + 0.079 \times \ln(\text{CaO}^*) + 0.392 \times \ln(\text{Na}_2\text{O}) + 0.333 \times \ln(\text{K}_2\text{O}) - 0.892.$$

Debido a que todos estos índices tienen limitaciones, es necesario que se combinen varios índices basados en diferentes criterios para obtener un valor representativo de la meteorización (Ohta & Arai, 2007; Ceryan, 2008).

4. Radiación gamma natural y su aplicación en las rocas de construcción

La radiación gamma natural se refiere al conjunto de ondas electromagnéticas originadas por el decaimiento de elementos radiactivos (Telford *et al.*, 1990; Blum, 1997; Schlumberger, 1998; Eisberg & Resnick, 2008). Su medición es común en diversos campos de la geología, por ejemplo, en la industria petrolera donde se utilizan como registros geofísicos de rutina en los pozos (Ettensohn *et al.*, 1979; Asquith & Gibson, 1983; Cant, 1992; Hesselbo, 1996; Biju-Duval, 2002; Rider, 2002; Fabricius *et al.*, 2003; Doveton & Merriam, 2004; Hampson *et al.*, 2005; Allen & Allen, 2013) y también en el estudio de suelos con fuentes aéreas de rayos gamma (Dickson & Scott, 1997; Gunn *et al.*, 1997; Pickup & Marks, 2000; Wilford, 2002, 2011, 2012; Hyvönen *et al.*, 2005; Viscarra-Rossel *et al.*, 2014). Además, utilizar espectrómetros portátiles para registrar variaciones en la radiación gamma es una práctica usual para hacer análogos de reservorios con afloramientos (Slatt, 2000; Evans *et al.*, 2007; Eltom *et al.*, 2013; Méndez-Gaona, 2014; Keeton *et al.*, 2015) e identificar y diferenciar tamaños de grano, ambientes de depósito y facies (Rider, 1990; Van Wagoner *et al.*, 1990; Davies & Elliott, 1996; Parkinson, 1996; Krassay, 1998; Chen & Chan, 2002; Martinius *et al.*, 2002; Ruffell *et al.*, 2003, 2006; Hsieh *et al.*, 2005; Hesselbo *et al.*, 2009; Koptíková *et al.*, 2010; Šimíček *et al.*, 2012; Lerma-Pérez, 2017, Cruz-Pérez, 2018). Como se presentó en el capítulo: Introducción, también se han usado para cuantificar las dosis de radiación emitidas por los materiales de los edificios (Beretka & Mathew, 1985; Risica *et al.*, 2001; Righi & Bruzzi, 2006; Sonkawade *et al.*, 2008; Moharram *et al.*, 2012; Lima *et al.*, 2015; Manić *et al.*, 2015), para identificar estructuras arqueológicas sepultadas (Sanjurjo-Sánchez *et al.*, 2018a) y para reconocer cambios composicionales en las rocas (Sanjurjo-Sánchez *et al.*, 2018b). En esta tesis se utilizó un espectrómetro para medir la radiación gamma en las areniscas del Centro Cultural de Real de Catorce, en la Casa de cantera y en afloramientos con litología similar para definir si existe una relación de las respuestas con la meteorización o deterioro de las rocas de construcción.

A continuación, se describen los fundamentos teóricos del origen de la radiación gamma, el funcionamiento de los dispositivos que se usan para detectarla y los tipos de registros que se pueden generar a partir de estos instrumentos. También se detallan la química de los elementos radiactivos en los principales minerales, la distribución en las rocas sedimentarias clásticas y finalmente su interpretación.

4.1. Origen de los rayos gamma

La radiactividad ocurre en tres formas diferentes llamadas: alfa (α), beta (β) y gamma (γ). En la radiación alfa, una partícula ionizada de helio (un núcleo de dos protones y dos neutrones) se desprende del átomo, mientras que en el decaimiento beta se desprende un electrón (o positrón) del átomo. Estas desintegraciones provocan un exceso de energía, emitiéndose debido a esto una radiación electromagnética conocida como rayo gamma (Telford *et al.*, 1990; Blum, 1997; Schlumberger, 1998; Hyvönen *et al.*, 2005; Eisberg & Resnick, 2008).

El origen de la radiación gamma se da por la desintegración de las series radiactivas del uranio y torio con los isótopos ^{235}U , ^{238}U y ^{232}Th . Además de estos elementos, el potasio también genera radiación, pero solamente tiene un isótopo, el ^{40}K que decae a ^{40}Ar (Telford *et al.*, 1990; Dickson & Scott, 1997; Schlumberger, 1998; Fabricius *et al.*, 2003; Doveton & Merriam, 2004; Hyvönen *et al.*, 2005; Wilford, 2011, 2012).

Para cada uno de los productos de decaimiento de estos elementos existe una energía característica que se mide en electronvoltios. Estas energías ocurren en el espectro desde 0.04-3.00 MeV (Fig. 43) (Hyvönen *et al.*, 2005). Debido a que el uranio y el torio se desintegran sucesivamente a través de largas secuencias, dan como resultado espectros bastante complejos, pero con varios picos característicos en 1.76 MeV para el uranio y en 2.62 MeV para el torio (Fig. 43). Estos picos se deben a la desintegración del ^{214}Bi y ^{208}Tl respectivamente (Blum, 1997; Rider, 2002). El espectro del ^{40}K muestra un solo pico con un valor de 1.46 MeV, correspondiente al isótopo estable ^{40}Ar (Fig. 43) (Dickson & Scott, 1997; Schlumberger, 1998; Pickup & Marks, 2000; Doveton & Merriam, 2004; Ellis & Singer, 2008; Wilford, 2011, 2012).

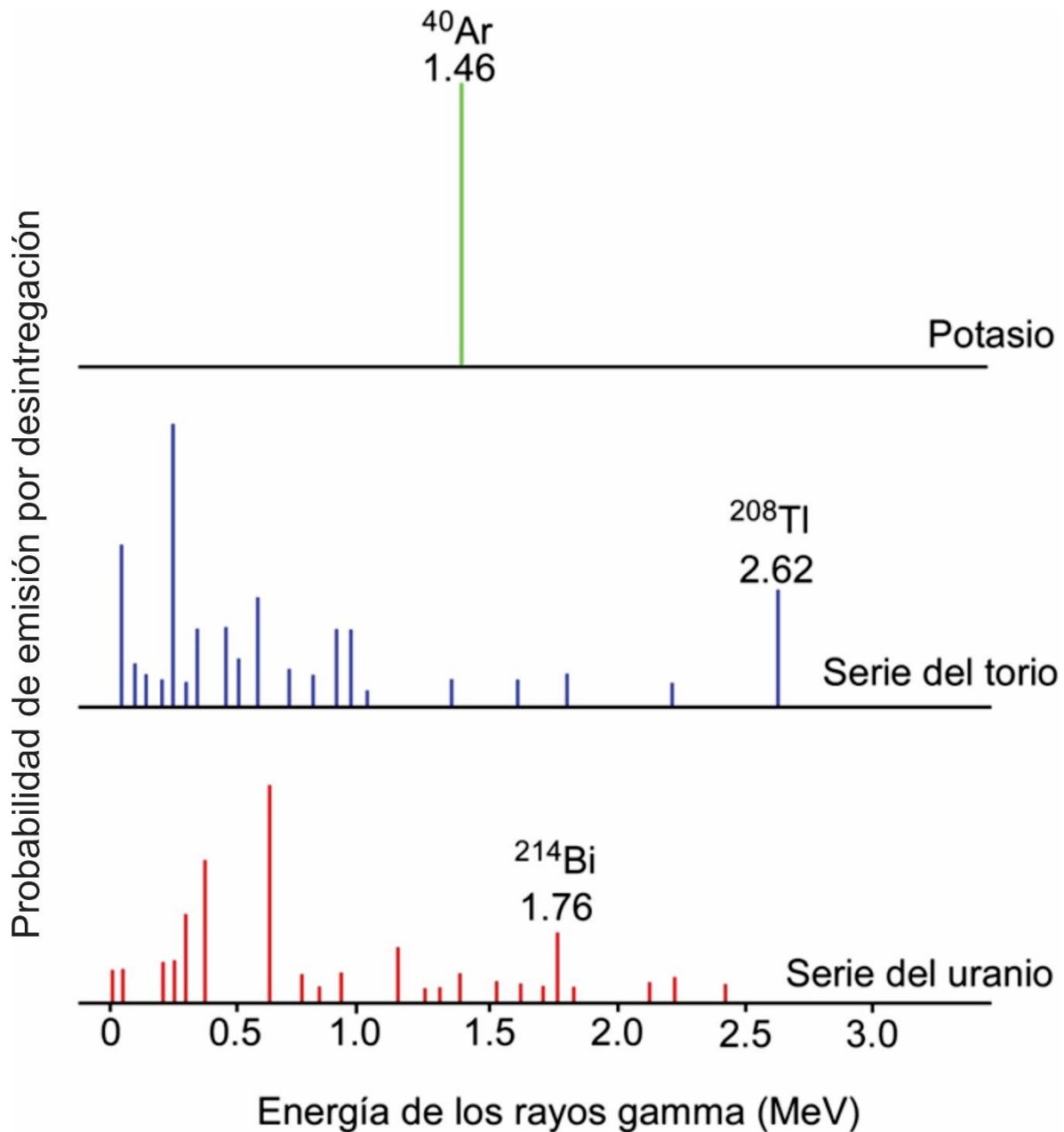


Figura 43. Espectros de emisión de rayos gamma del potasio y las series del torio y uranio con los picos distintivos de cada elemento (modificado de Schlumberger, 1998 y Wilford, 2002).

4.2. Detección y registro de radiación gamma

Para registrar los rayos gamma se utilizan principalmente contadores Geiger-Müller y contadores de centelleo (escintilómetros) que pueden ser empleados como espectrómetros (Schlumberger, 1998), los cuales identifican la fuente que origina la radiación gamma (Ellis & Singer, 2008).

El contador Geiger-Müller comienza el proceso de detección cuando los rayos gamma indican y producen partículas ionizadas (con carga eléctrica) que chocan con un gas contenido en el instrumento, causando una corriente eléctrica que fluye a través de un conductor metálico (Knoll, 2000). Este proceso se repite hasta que se genera un pulso con una corriente eléctrica lo suficientemente grande para que pueda ser detectado en un período de tiempo fijo (Telford *et al.*, 1990; Ellis & Singer, 2008). La respuesta depende de la cantidad de partículas producidas que, a su vez, dependen del número de rayos gamma que inciden en el tubo (Knoll, 2000).

Por otra parte, los escintilómetros o espectrómetros registran la radiación gamma generada por los elementos radiactivos mientras esta pasa a través de cristales especiales que pueden ser de yoduro de sodio (NaI), germanio-litio (GeLi) y de germanio de alta pureza (*high-purity germanium*, HPGe) (Giles & Dooley, 1998; Schlumberger, 1998; Rider, 2002; Ellis & Singer, 2008; Legavko, 2011). Mientras la radiación gamma pasa por dichos cristales, va impartiendo su energía a electrones que son atrapados por los átomos dentro de la estructura del cristal escintilador y se emite luz visible. Estos destellos de luz son recogidos por un tubo fotomultiplicador que se encarga de amplificar las señales y de convertirlas en corriente eléctrica (Knoll, 2000; Ellis & Singer, 2008) que es almacenada durante un período de tiempo fijo que corresponde con el valor y la cantidad de rayos gamma que incidieron en el cristal escintilador del aparato (Telford *et al.*, 1990; Legavko, 2011). Con cristales escintiladores más grandes, la intensidad de los destellos producidos depende de la energía del rayo gamma (Rider, 2002), lo que permite identificar el isótopo que origina la radiación gamma porque, como se detalló anteriormente, cada elemento tiene una energía específica (Hyvönen *et al.*, 2005).

Entonces, dependiendo del tipo de detector, los registros pueden ser totales y espectrales. En los primeros, se mide toda la radiación gamma emitida por el ^{40}K , ^{238}U , ^{232}Th y de las series de decaimiento de cada uno de estos elementos sin diferenciar su origen (Hesselbo, 1996; Blum, 1997; Chopra *et al.*, 2002; Rider, 2002; Doveton & Merriam, 2004). Los resultados de este registro se muestran en cuentas por segundo (cps) o cuentas por minuto (cpm) (Méndez-Gaona, 2014) y en API, una escala creada por el American Petroleum Institute para que las mediciones se

puedan estandarizar (Blum, 1997). Los registros espectrales, como su nombre indica, sí permiten identificar la fuente de la radiación separando las respuestas en tres ventanas de energía, una para cada elemento radiactivo diferente (Fabricius *et al.*, 2003; Hampson *et al.*, 2005; Hyvönen *et al.*, 2005; Wilford, 2011). Al igual que los registros totales, la respuesta se mide en cps o cpm, aunque también es posible medir al potasio en porcentaje y al uranio y torio en partes por millón (ppm) (Gunn *et al.*, 1997; Schlumberger, 1998; Rider, 2002; Doveton & Merriam, 2004; Šimíček *et al.*, 2012).

4.3. Geoquímica y distribución de elementos radiactivos en minerales

Los elementos radiactivos se concentran en diferentes minerales de acuerdo con las condiciones químicas de cristalización en el caso de rocas ígneas, mientras que el contenido de potasio, uranio y torio en rocas sedimentarias clásticas depende de la composición de la roca original que fue erosionada, del sorteo durante el transporte y del depósito (Šimíček *et al.*, 2012). Además, durante la meteorización, las concentraciones de elementos radiactivos son modificadas, resultando en una pérdida importante de K y la concentración de Th dependiendo del tipo de roca (Adams & Weaver, 1958; Gunn *et al.*, 1997; Pickup & Marks, 2000; Hyvönen *et al.*, 2005; Wilford, 2011, 2012).

El potasio es un elemento alcalino y uno de los componentes principales de la corteza terrestre. Los minerales más comunes con K en las rocas siliciclásticas son los feldespatos, especialmente la ortoclasa y microclina, además de biotita, moscovita y minerales arcillosos como illita y montmorillonita (Davies & Elliot, 1996; Parkinson, 1996; Gunn *et al.*, 1997; Pickup & Marks, 2000; Martinius *et al.*, 2002; Hampson *et al.*, 2005; Ruffell *et al.*, 2006; Wilford, 2012). El contenido de potasio en los feldespatos alcalinos generalmente está entre 10.9-14.0 % y llega a alcanzar hasta 16 % en la microclina. La biotita y moscovita tienen 7.9-9.8 %, mientras que el contenido de K en los minerales arcillosos varía considerablemente, siendo la illita uno con las cantidades más grandes (4.5 %) (Nielsen *et al.*, 1987; Chamley, 1989;

Dickson & Scott, 1997; Rider, 2002; Fabricius *et al.*, 2003; Doveton & Merriam, 2004; Hyvönen *et al.*, 2005).

Debido a que la mayoría de los feldespatos se alteran durante la meteorización, la concentración de K generalmente disminuye. Sin embargo, puede persistir por algún tiempo debido a que es absorbido por las superficies de minerales arcillosos como la illita y montmorillonita (Dickson & Scott, 1997; Pickup & Marks, 2000; Wilford, 2002, 2012; Hyvönen *et al.*, 2005).

El uranio ocurre como trazas en el cuarzo, biotita y feldespatos, pero es más abundante en minerales accesorio y pesados como apatito, epidota, monacita, titanita, circón, torianita, uraninita, torita y uranotorita (Nielsen *et al.*, 1987; Dickson & Scott, 1997; Gunn *et al.*, 1997; Hyvönen *et al.*, 2005). También es posible encontrarlo en minerales arcillosos como la illita y caolinita (Davies & Elliot, 1996; Pickup & Marks, 2000; Fabricius *et al.*, 2003; Ruffell *et al.*, 2003, 2006; Ellis & Singer, 2008; Wilford, 2012).

La movilidad de los isótopos del U es compleja y depende del pH y del estado de oxidación. Puede ser lixiviado en condiciones oxidantes y precipitado en condiciones reductoras (Adams & Weaver, 1958; Swanson, 1961; Dickson & Scott, 1997; Gunn *et al.*, 1997; Pickup & Marks, 2000; Ruffell *et al.*, 2003, 2006; Hornung & Hinderer, 2011; Wilford, 2012). Pasa del agua a los sedimentos en tres formas principales: (1) precipitación química en ambientes ácidos y reductores (Swanson, 1961); (2) reacciones químicas en rocas ricas en fosfatos; (3) absorción por materia orgánica, el cual es probablemente el proceso más común de absorción de uranio (Hesselbo, 1996; Martinius *et al.*, 2002; Rider, 2002; Hampson *et al.*, 2005).

El torio es un componente menor en la corteza, pero común en la mayoría de los ambientes geológicos (Schlumberger, 1998). Cantidades importantes de Th se encuentran en minerales pesados como la torita, torianita, monacita, rutilo, titanita y circón (Nielsen *et al.*, 1987; Dickson & Scott, 1997; Gunn *et al.*, 1997; Martinius *et al.*, 2002; Fabricius *et al.*, 2003; Ruffell *et al.*, 2003; Hyvönen *et al.*, 2005; Ellis & Singer, 2008; Hornung & Hinderer, 2011; Wilford, 2012). Además, puede estar presente en la superficie de minerales arcillosos, particularmente en la caolinita,

esmectita e illita (Langmuir & Herman, 1980; Davies & Elliot, 1996; Hesselbo, 1996; Rider, 2002; Ruffell *et al.*, 2006). En los minerales pesados suele tener una concentración mayor a 1,000 ppm (Dickson & Scott, 1997), como en el circón donde normalmente tiene concentraciones de 100-2500 ppm (Nielsen *et al.*, 1987). Las arcillas contienen típicamente 5-30 ppm de torio (Fabricius *et al.*, 2003).

El Th es extremadamente estable e insoluble (Langmuir & Herman, 1980; McLennan *et al.*, 1980; Dickson & Scott, 1997), sin embargo, hay una posibilidad de que sea absorbido por minerales arcillosos y que sea retenido en el perfil de meteorización (Parkinson, 1996; Gunn *et al.*, 1997; Fabricius *et al.*, 2003; Wilford, 2012). Se considera que el torio tiene una afinidad continental porque se concentra más en caolinitas que son de origen continental que en glauconitas de origen marino (Adams & Weaver, 1958; Martinius *et al.*, 2002; Rider, 2002).

4.4. Interpretación de los rayos gamma

Los minerales radiactivos descritos anteriormente se presentan en distintas proporciones dentro de las rocas dependiendo de su origen. Por ejemplo, en el caso de rocas sedimentarias clásticas, la distribución de potasio, uranio y torio depende de la composición de la roca original que fue meteorizada y erosionada, del sorteo durante el transporte (tamaño de grano), del depósito y de los procesos diagenéticos (Cant, 1992; Gunn *et al.*, 1997; Rider, 2002; Wilford, 2002; Ruffell *et al.*, 2003; Šimíček *et al.*, 2012; Hedley *et al.*, 2016).

Para la mayoría de las rocas existen rangos definidos de la proporción de minerales, por lo que es posible asociar un nivel característico relativo de radiactividad para cada tipo de roca (Šimíček *et al.*, 2012). En secuencias de rocas sedimentarias, las cuentas o valores altos de rayos gamma son registrados en lutitas, mientras que las cuentas bajas son características de conglomerados, areniscas y calizas (Asquith & Gibson, 1983; Chopra *et al.*, 2002; Rider, 2002; Hsieh *et al.*, 2005).

Sin embargo, estas relaciones simples de valores altos y bajos se hacen más complicadas debido a la presencia variable de minerales con elementos radiactivos

(Davies & Elliott, 1996; Martinius *et al.*, 2002; Šimíček *et al.*, 2012), haciendo que la interpretación de los registros dependa considerablemente de las observaciones hechas en los afloramientos (Méndez-Gaona, 2014), de análisis mineralógicos (Davies & Elliot, 1996; Krassay, 1998) y su geoquímica (Eltom *et al.*, 2013).

Los valores altos de rayos gamma registrados en lutitas se debe a que están compuestas principalmente de minerales arcillosos con K como la illita, además de la presencia de U y Th en la superficie de estos minerales. Esta composición hace que este tipo de litología siempre tenga una radiactividad alta (Asquith & Gibson, 1983; Rider, 1990; Schlumberger, 1998; Chopra *et al.*, 2002; Hesselbo *et al.*, 2009; Šimíček *et al.*, 2012). Usualmente ocurren valores altos de rayos gamma asociados con concentraciones anormales de uranio. Esto puede ser interpretado como un ambiente extremo de depósito en donde el aporte de sedimento fue bajo y el material pelágico formó acumulaciones ricas en materia orgánica. También se puede interpretar como un enriquecimiento por materia orgánica debido a que el U tiene puede ser fácilmente absorbido por organismos (Hesselbo, 1996; Rider, 2002).

El cuarzo, componente principal de las rocas detríticas de grano grueso, no muestra radiactividad, por lo tanto, las areniscas y conglomerados deberían de tener valores muy bajos de rayos gamma (Rider, 1990). Otro mineral comúnmente encontrado en las areniscas y conglomerados es la calcita. Al igual que el cuarzo, su composición química lo hace no radiactivo, es decir, no contribuye a la generación de rayos gamma (Asquith & Gibson, 1983; Cant, 1992; Martinius *et al.*, 2002). Sin embargo, el amplio rango de composiciones que estas rocas tienen hace que su radiactividad pueda aumentar. Por ejemplo, es común que las areniscas contengan feldespatos, micas, fragmentos líticos, minerales pesados y arcillosos, los dos primeros contienen K, mientras que los dos últimos contienen principalmente Th y U. Los líticos derivados de granitos y los líticos arcillosos reflejarán concentraciones altas de K, mientras que los líticos volcánicos tienen concentraciones variables de K y Th, al igual que otros tipos de fragmentos de roca (Rider, 1990; Ruffell *et al.*, 2003). Todos estos constituyentes causan que las areniscas tengan valores relativamente moderados de rayos gamma (Gunn *et al.*, 1997; Fabricius *et al.*, 2003; Koptíková *et al.*, 2010; Šimíček *et al.*, 2012). Las arcosas son una excepción, ya que están

constituidas mayormente por feldespatos, siendo de esta manera mucho más radiactivas (Cant, 1992; Rider, 2002; Ruffell *et al.*, 2003).

Otro factor notable que hay que tomar en cuenta para interpretar adecuadamente los registros de rayos gamma es que las cuentas de rocas clásticas son afectadas por el aumento o disminución del tamaño de grano (Fig. 44): el grano grueso generalmente tiene un valor bajo de rayos gamma, mientras que los granos más pequeños generan valores más altos de radiación gamma. Esta propiedad es especialmente apreciable cuando se compara entre conglomerados y areniscas (Selley, 1985; Cant, 1992; Krassay, 1998; Rider, 2002).

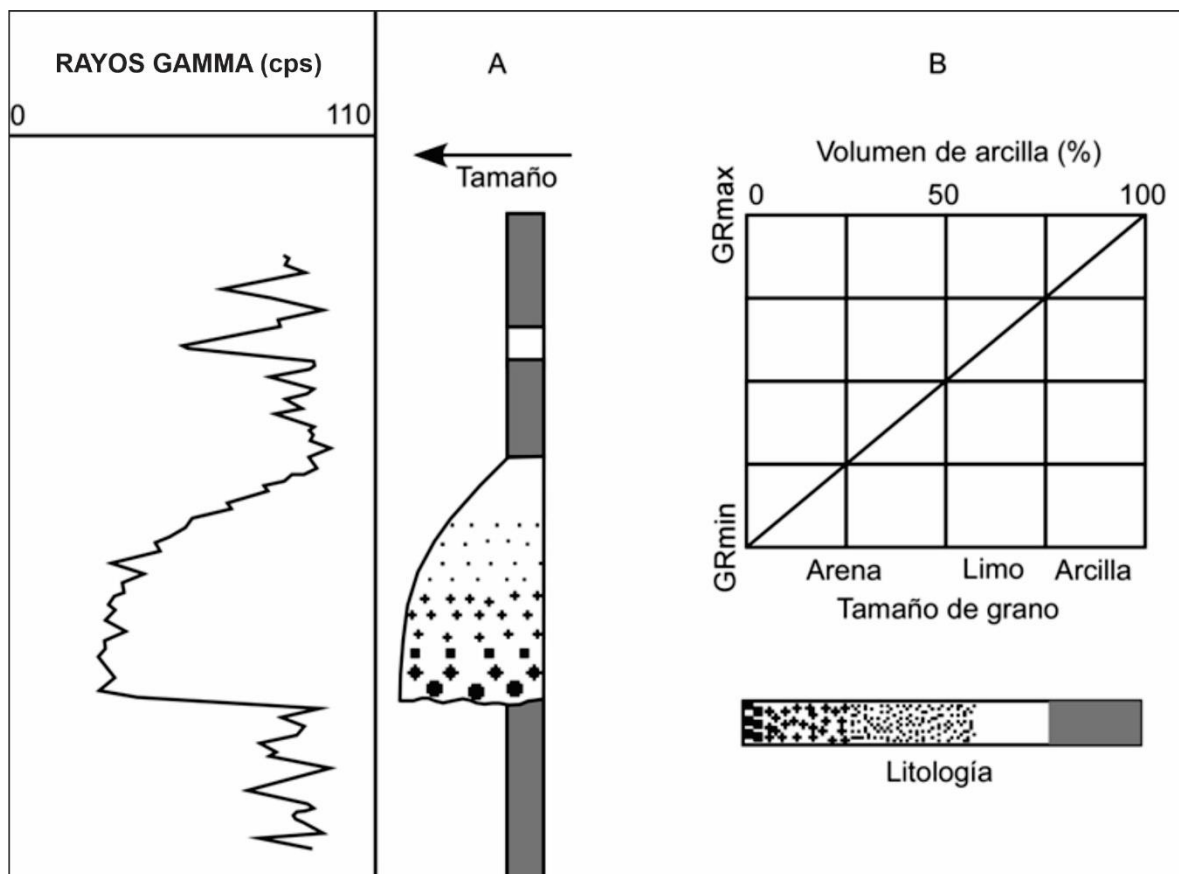


Figura 44. Registro de rayos gamma. A: los cambios en el tamaño de grano de la arenisca se reflejan en los valores de los rayos gamma, lo que permite hacer una interpretación basada en el tamaño de las partículas. B: representación gráfica de las variaciones del tamaño de grano con los valores de rayos gamma: entre mayor sea la granulometría, las cuentas serán menores. Se muestra con una línea recta para ilustrar el efecto, pero los valores reales no exhiben una linealidad exacta. GRmin: rayos gamma mínimos. GRmax: rayos gamma máximos (tomado de Rider, 2002).

Puede parecer ilógico que los rayos gamma dependan de la granulometría, pero generalmente se usa este enfoque para referirse a los efectos del sorteo, transporte, depósito y la dureza de los minerales (Rider, 2002; Šimíček *et al.*, 2012; Méndez-Gaona, 2014). Para comprender esto se puede tomar como ejemplo una corriente que transporta una carga de sedimento de tamaño de arena gruesa, media, fina y arcilla. Si la energía de dicha corriente no es suficiente como para mover la arena gruesa, esta se depositará. En la naturaleza es común que los minerales con esta granulometría sean los más resistentes a la fragmentación, como lo es el cuarzo y en menor proporción los feldespatos, por lo que se esperaría que una arenisca de grano grueso tenga poca radiación. Continuando con el ejemplo de la corriente, conforme va perdiendo energía se depositan los granos de tamaño medio y los finos. En estos tipos de granulometría se encuentra progresivamente una mayor cantidad de feldespatos, por lo que una arenisca de grano medio tendrá una mayor radiación que una de grano grueso, a su vez, una arenisca de grano fino emitirá más rayos gamma que una de grano medio. Finalmente, el material de tamaño de arcilla se compone principalmente de fragmentos de minerales arcillosos, por lo que tendrá mayor radiación que las areniscas y conglomerados. Estas relaciones del tamaño de grano son altamente variables y rara vez son lineales (Rider, 2002; Evans *et al.*, 2007).

Varios autores (Chen & Chan, 2002; Wilford, 2011; Keeton *et al.*, 2015; Hedley *et al.*, 2016; Sanjurjo-Sánchez *et al.*, 2018b; Holbrook *et al.*, 2019) han notado que los valores de rayos gamma pueden ser afectados por procesos relacionados con la meteorización química, como la descomposición química de feldespatos y la disminución en el contenido de potasio, aunque no se enfocaron en determinar la intensidad de la alteración con el registro de la radiación gamma. Sin embargo, la hipótesis presentada en esta tesis relaciona ambos fenómenos tomando en cuenta los procesos de la meteorización química con las bases de la interpretación de rayos gamma, lo cual se discute en el siguiente capítulo.

5. Resultados y discusión

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos de los mapeos litológicos y de daños, la medición de radiación gamma en el Centro Cultural, en la Casa de cantera y en los afloramientos, la concentración de elementos mayores, las fases minerales por difracción de rayos X, la petrografía y procedencia, las propiedades petrofísicas determinadas por diversos experimentos y el cálculo de índices de meteorización, además de una discusión de los resultados.

5.1. Mapeo litológico

La entrada principal del Centro Cultural de Real de Catorce se compone de 106 bloques (Fig. 45) con 22 variedades diferentes de arenisca (Fig. 46). Para el mapeo litológico (Fig. 45) se incluyeron todos los detalles como tamaño de grano (grueso, medio, fino), estructuras sedimentarias (laminación, *ripples*) y otros componentes (clastos, cristales) (véase el Anexo 2: Litología del Centro Cultural).



Figura 45. Izquierda: nomenclatura asignada a los bloques que componen la entrada este del Centro Cultural. Derecha: resultados del mapeo litológico detallado en el que se incluye además la orientación de las estructuras en los bloques. Leyenda del tipo de roca en la Figura 46.

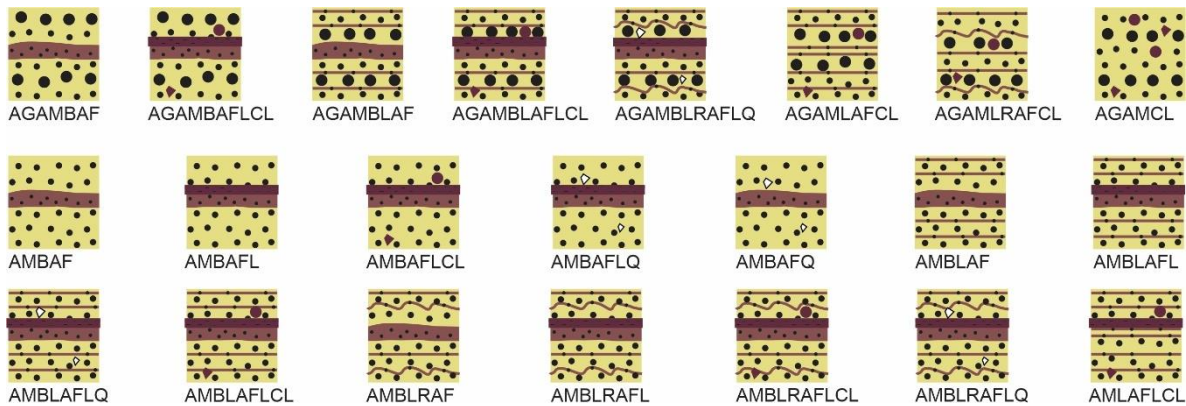


Figura 46. Leyenda litológica para los bloques del Centro Cultural. La nomenclatura utilizada es una combinación de las siguientes abreviaturas en este orden: arena de grano grueso (AG), arena de grano medio (AM), bandas (B), laminación (L), *ripples* (R), arena de grano fino (AF), limolita (L), clastos de limolita (CL), cristales de cuarzo (Q).

En la Casa de cantera se contabilizaron 155 bloques que componen su fachada (Fig. 47), los cuales, de acuerdo con los resultados del mapeo litológico (Fig. 47), consisten en 36 variedades diferentes de arena de grano grueso cuya simbología se muestra en la Figura 48 (véase el Anexo 3: Litología de la Casa de cantera).



Figura 47. Arriba: nomenclatura asignada a los bloques que componen la fachada de la Casa de cantera. Abajo: mapeo litológico detallado en el que se incluye también la orientación de las estructuras en los bloques. La leyenda de las variedades de arena de grano grueso está en la Figura 48.

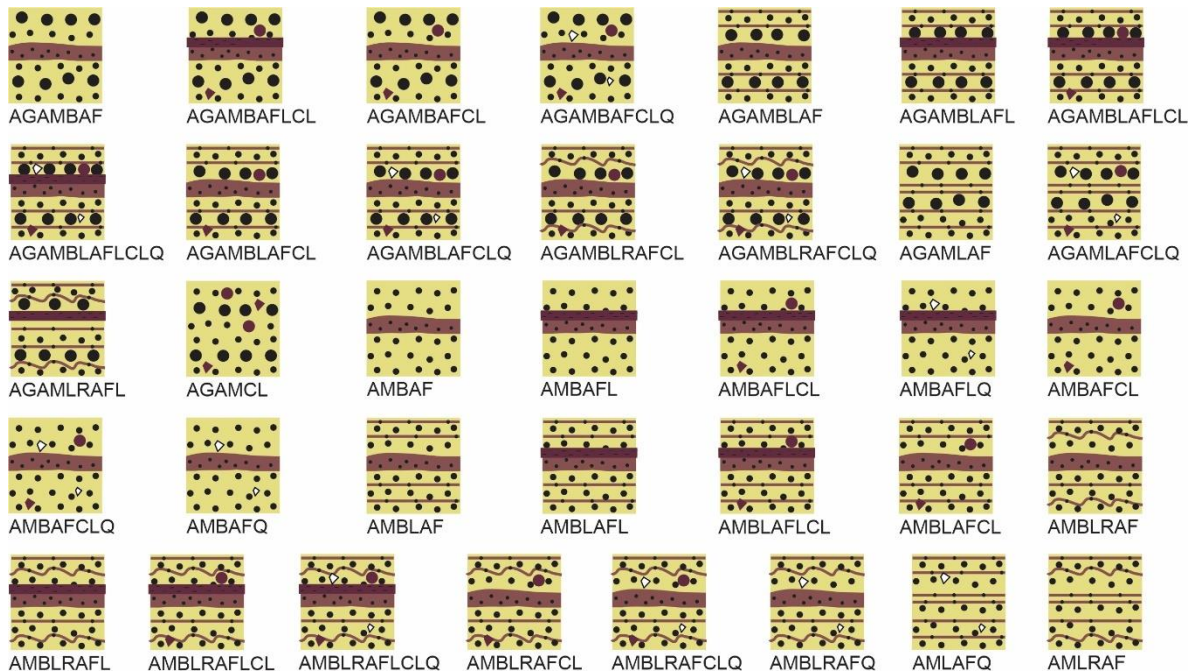


Figura 48. Leyenda litológica para los bloques de la fachada de la Casa de cantera. La nomenclatura utilizada es una combinación de las siguientes abreviaturas en este orden: arenisca de grano grueso (AG), arenisca de grano medio (AM), bandas (B), laminación (L), *ripples* (R), arenisca de grano fino (AF), limolita (L), clastos de limolita (CL), cristales de cuarzo (Q).

Los mapeos de ambas construcciones permitieron reconocer que la variedad de arenisca predominante es de grano medio con bandas de arenisca de grano fino. Como se detalló en la parte 2.2.3: Real de Catorce, los afloramientos encontrados al norte de Real de Catorce presentan características muy similares con las rocas del Centro Cultural y de la Casa de cantera, por lo que es altamente probable que en esa zona se hayan encontrado las canteras originales. Se sugiere que para futuras restauraciones se seleccionen areniscas de esta parte superior de la Formación La Joya.

5.2. Tipos y mapeos de daños

En el Centro Cultural se identificaron grietas, deslaminación, descamación, fragmentación, daños de origen mecánico, erosión, partes faltantes, perforaciones, alteración cromática, depósitos, enmugrecimiento, *graffiti*, pátina ferruginosa,

película y colonización biológica (Fig. 49) (véase el Anexo 4: Daños del Centro Cultural).

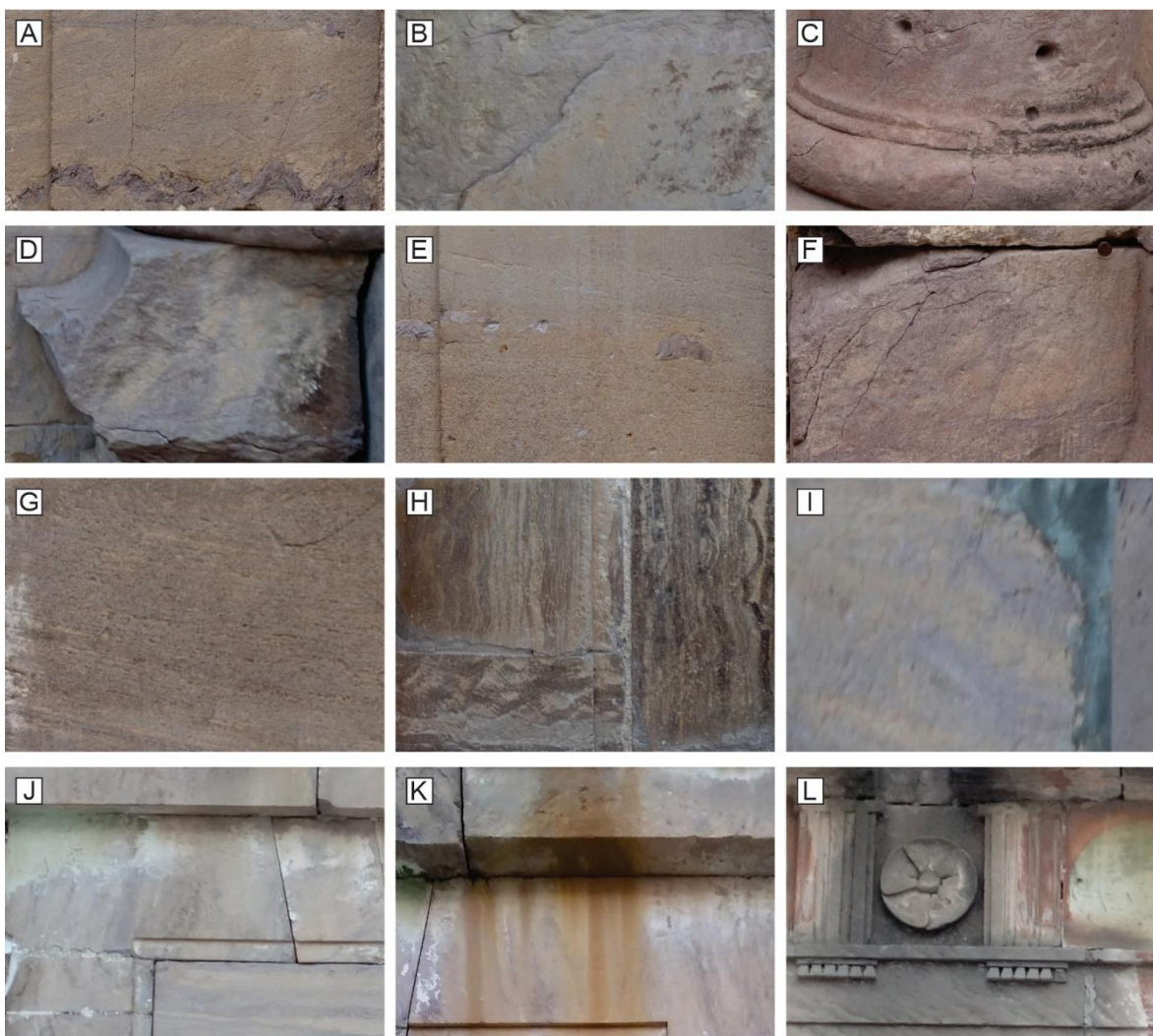


Figura 49. Tipos de daños identificados en el Centro Cultural. A: grieta. B: descamación. C: perforaciones. D: faltante. E: erosión de componentes arcillosos. F: daño de fragmentación, subtipo desconchadura. G: deslaminación. H: pátina ferruginosa. I: depósito de cemento. J: película de pintura. K: daño de alteración cromática, subtipo tinción. L: enmugrecimiento.

A las formas de deterioro identificadas se les asignó un color, se les agrupó en categorías de acuerdo con el glosario del ICOMOS-ISCS (2011) y se les representó en un mapeo de daños (Fig. 50). Si bien fue posible distinguir en casi todos los bloques un cierto tipo de deterioro, solo se incluyeron en el mapeo los más significativos y los que tienen mayor extensión.



Figura 50. Mapeo de daños en el Centro Cultural. Las mayores afectaciones se concentran en la parte inferior. El desprendimiento incluye la deslaminación, descamación y fragmentación.

Se puede observar en el mapeo que los tipos de daños más frecuentes y que abarcan una mayor superficie son el desprendimiento y la pátina ferruginosa, ambos concentrados en la parte inferior.

Los daños que se distinguieron en la Casa de cantera fueron: grietas, ampollas, deslaminación, descamación, disyunción de películas, fragmentación, daños de origen mecánico, erosión, perforación, alteración cromática, depósito, enmugrecimiento, *graffiti*, pátina ferruginosa, película y colonización biológica (Fig. 51) (véase el Anexo 5: Daños de la Casa de cantera).

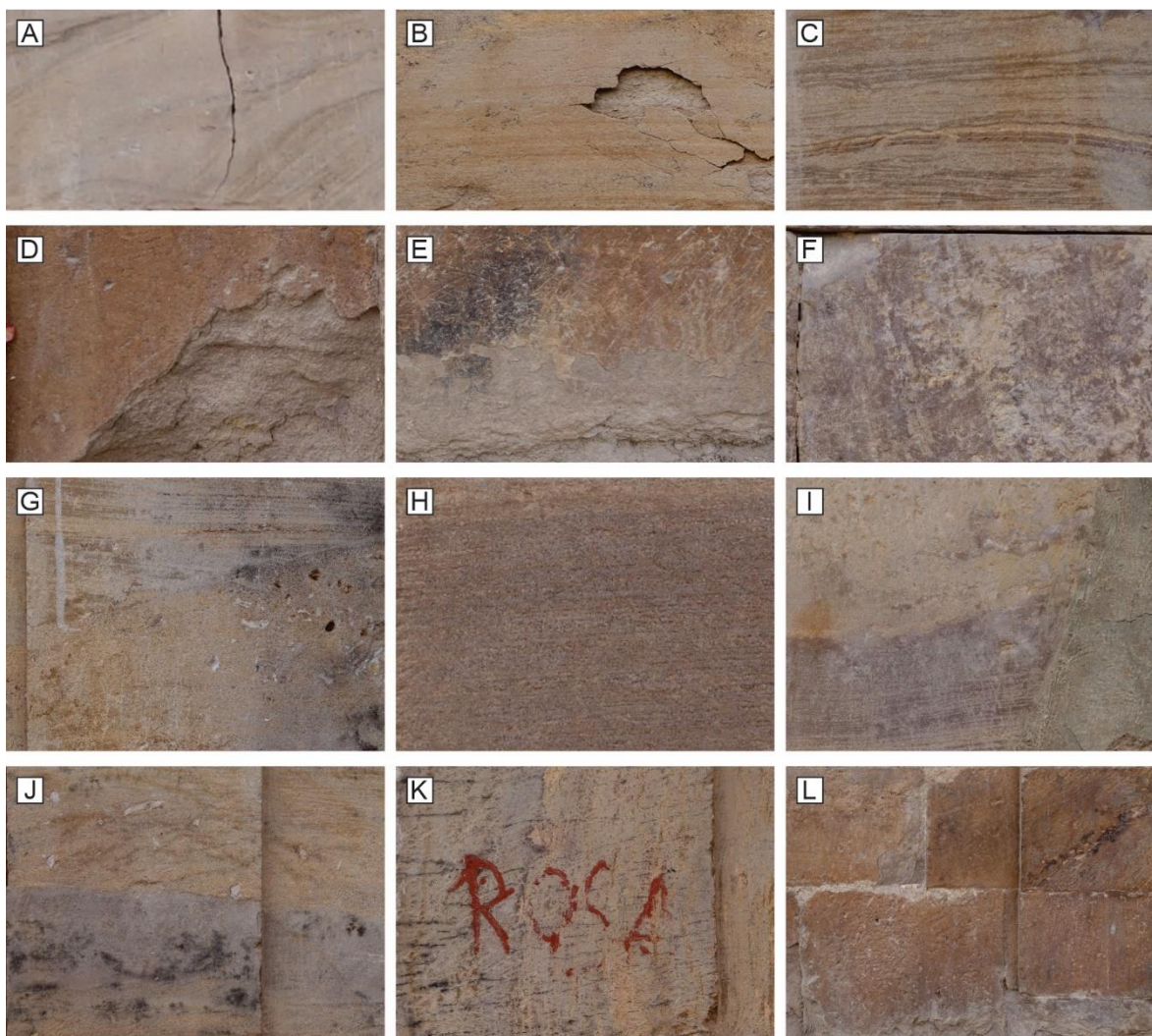


Figura 51. Tipos de daños en la Casa de cantera. A: grieta provocada por el exceso de presión sobre los bloques de la puerta. B: ampolla. C: deslaminación. D: descamación. E: disyunción de películas. F: daño de fragmentación, desconchadura. G: erosión de componentes arcillosos y perforaciones. H: alteración cromática. I: depósito de cemento. J: enmugrecimiento. K: *graffiti*. L: pátina ferruginosa.

En el mapeo de daños de la Casa de cantera (Fig. 52) se puede observar que los tipos de deterioro más frecuentes y con una mayor superficie son la fragmentación y la pátina ferruginosa, al igual que en el Centro Cultural. De la misma manera, en este mapeo se incluyeron solamente los daños más significativos y los que abarcan una mayor superficie.

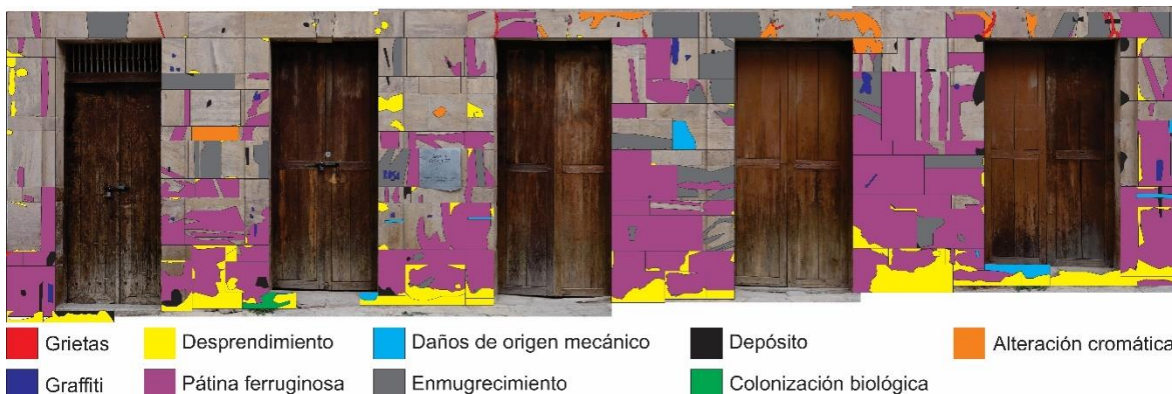


Figura 52. Mapeo de daños de la Casa de cantera. Las mayores afectaciones se concentran en la parte inferior y hacia la derecha de la figura.

Otra cosa notable en el mapeo es que la mayor concentración de los daños es en la parte inferior y hacia la derecha (norte). Este patrón es probable que esté relacionado con la inclinación de la calle en donde está la Casa de cantera, ya que el terreno está más elevado hacia la derecha (norte).

5.3. Radiación gamma

Como se describió en la sección 1.5: Materiales y métodos, se midieron rayos gamma con un escintilómetro o espectrómetro portátil en los afloramientos, en el Centro Cultural y en la Casa de cantera. En cada bloque se tomaron mínimo 10 valores de radiación total, lo mismo para el potasio, uranio y torio por separado, siempre procurando abarcar las diferentes variedades litológicas y los daños, razón por la cual aparecen varias mediciones de un mismo bloque. Los rayos gamma registrados fueron promediados y se calculó además la desviación y el error estándar para los valores totales.

En los afloramientos, los valores más bajos de radiación gamma total fueron 143.75 cps para una arenisca de grano grueso con arenisca de grano medio-fino y 148.45 cps en una arenisca de grano medio y fino, que es la litología más común utilizada en los bloques del Centro Cultural y la Casa de cantera. Por otra parte, el valor más alto de rayos gamma totales en los afloramientos fue de 190.25 cps correspondiente a una arenisca de grano fino (véase el Anexo 6: Rayos gamma en afloramientos).

En el Centro Cultural se registraron valores de rayos gamma que varían desde 166.18 cps hasta 216.36 cps (véase el Anexo 7: Rayos gamma en el Centro Cultural).

Para la Casa de cantera, los valores más bajos medidos estuvieron alrededor de 155.55 cps. El valor más alto fue de 193.82 cps, pero solo esta medición superó los 190 cps, concentrándose los valores altos por debajo de esa cantidad (véase el Anexo 8: Rayos gamma en la Casa de cantera).

Para encontrar patrones en los datos de rayos gamma del Centro Cultural se hizo un mapeo de radiación (Fig. 53). Se puede observar que los valores más altos de rayos gamma totales se concentran en la parte inferior, al igual que el desprendimiento y la pátina ferruginosa en el mapeo de daños (Fig. 50). Esto sugiere que, en efecto, existe una relación entre el deterioro y la radiación gamma de acuerdo con la hipótesis sugerida.

Al igual que en el Centro Cultural, se hizo un mapeo de rayos gamma para la Casa de cantera (Fig. 54). El bloque con el valor más alto (PAC1 con 193.82 cps) está en la parte inferior. Otros valores altos se encuentran distribuidos por toda la construcción.

Es posible que dichos bloques tengan valores altos porque se tomaron en partes con litología de grano fino (PAC4, PC17, PD6, PDC5, PDC6), es decir, que sus valores dependen de la granulometría, sin embargo, hay otros bloques con valores altos que dependen de su grado bajo de meteorización (PB7), la mayoría de los cuales se ubican en la parte inferior (PB23, PD21, PD23, PDC1, PDC2, PE1) (véase el Anexo 8: Rayos gamma en la Casa de cantera).

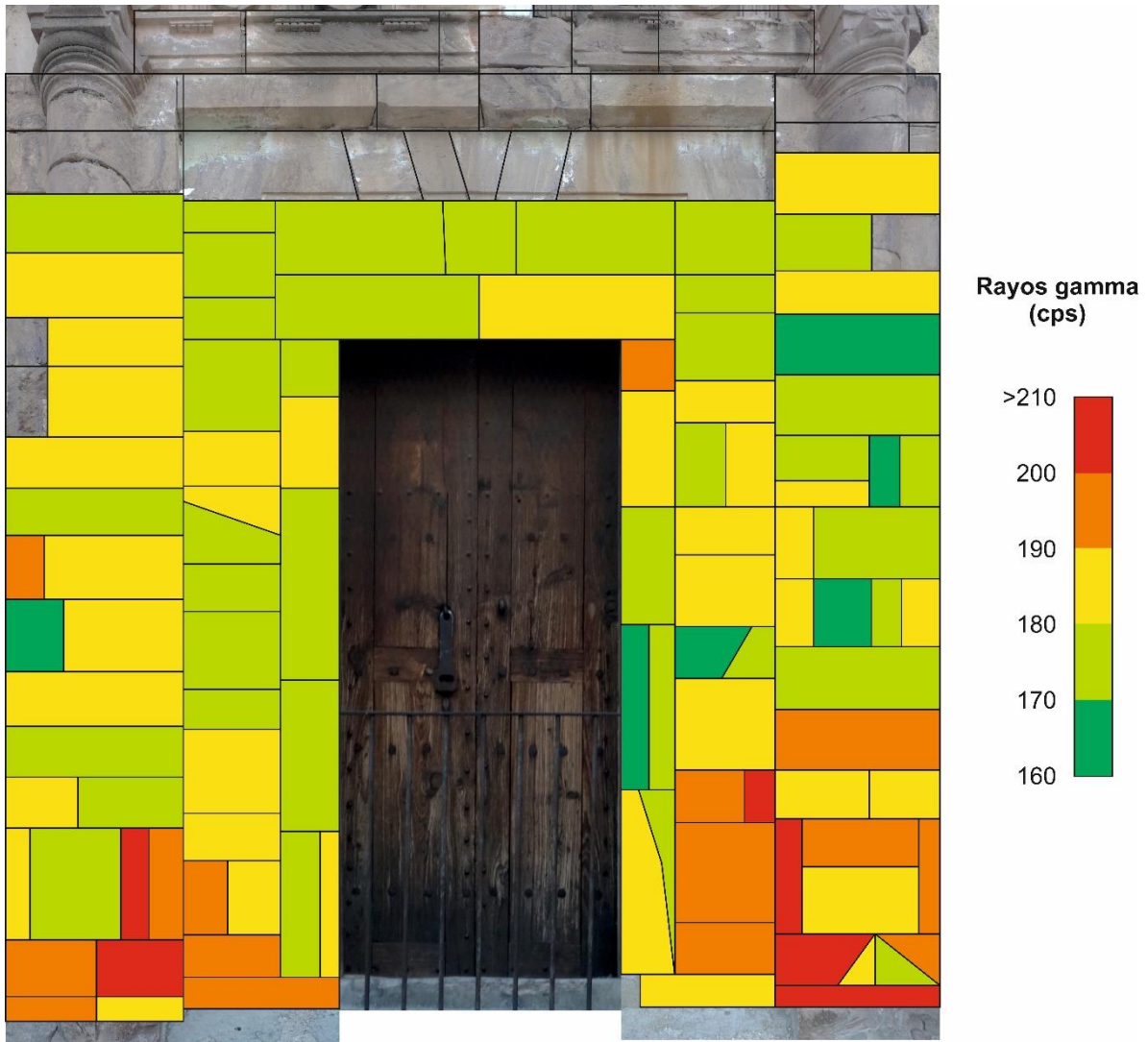


Figura 53. Rayos gamma (cps) medidos en el Centro Cultural. Es notable cómo los valores más altos se concentran en la parte inferior.



Figura 54. Rayos gamma (cps) medidos en la Casa de cantera. El bloque con el valor más alto se ubica en la parte inferior. Es notable que los valores altos se distribuyen por toda la construcción, pero están condicionados por su litología.

Comparando estos dos mapeos de rayos gamma, se puede distinguir que en ambas construcciones los valores más altos se encuentran ubicados principalmente en la parte inferior, lo cual es más notable en el Centro Cultural.

5.4. Elementos mayores

Todas las muestras recolectadas de los afloramientos y de las construcciones se trituraron y analizaron para determinar las concentraciones de elementos mayores. En la Tabla 2 se encuentran los porcentajes de los elementos mayores y del CO₂ necesario para calcular el CaO de los carbonatos y de los silicatos.

Tabla 2. Concentraciones normalizadas de elementos mayores. Se incluye también el CO₂, el óxido de calcio de carbonatos (CaO_{carb}) y de silicatos (CaO*). PxC: pérdida por combustión.

%	RdC-C1	RdC-C2	RdC-C3	RdC-CM1	RdC-CV1	RdC-L1
SiO ₂	66.31	67.55	72.66	67.09	61.75	62.65
TiO ₂	0.75	1.28	0.82	1.03	0.78	1.05
Al ₂ O ₃	12.77	15.08	12.09	15.22	16.99	16.46
Fe ₂ O _{3t}	8.26	7.20	5.78	5.64	5.88	5.62
MnO	0.07	0.01	0.19	0.15	0.22	0.09
MgO	4.27	0.64	1.07	0.73	0.89	0.58
CaO _{carb}	0.00	0.00	0.00	0.49	0.75	0.00
CaO*	0.27	0.11	0.31	0.00	1.08	2.90
Na ₂ O	0.04	0.29	0.01	0.19	0.54	0.07
K ₂ O	3.29	3.47	3.57	3.23	3.72	3.73
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.20	0.20	0.24	0.29
CO ₂	0.00	0.00	0.00	1.30	0.46	0.00
PxC	3.90	4.30	3.30	4.73	6.70	6.56
Suma	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Los elementos que se toman en cuenta para el cálculo de índices de meteorización química son el CaO*, Na₂O y K₂O porque son los más móviles. Para las muestras de rocas de construcción, en general, estos elementos se encuentran en mayor proporción que en las rocas de los afloramientos, lo que indica que estos elementos no han experimentado mucha movilización en las rocas usadas en las fachadas y

pueden tener menor meteorización, lo cual se demuestra en los resultados de los índices de meteorización química.

5.5. Difracción de rayos X

Los resultados de la difracción de rayos X indicaron la presencia de hematita, caolinita, moscovita y cuarzo en todas las muestras, además de sanidina (muestras RdC-C1 y RdC-L1), montmorillonita (muestras RdC-C1, RdC-C2 y RdC-CV1) y calcita (muestras RdC-CM1 y RdC-CV1) (Figs. 55-60).

Estas asociaciones minerales coinciden con lo observado durante los análisis petrográficos, los cuales se detallan a continuación.

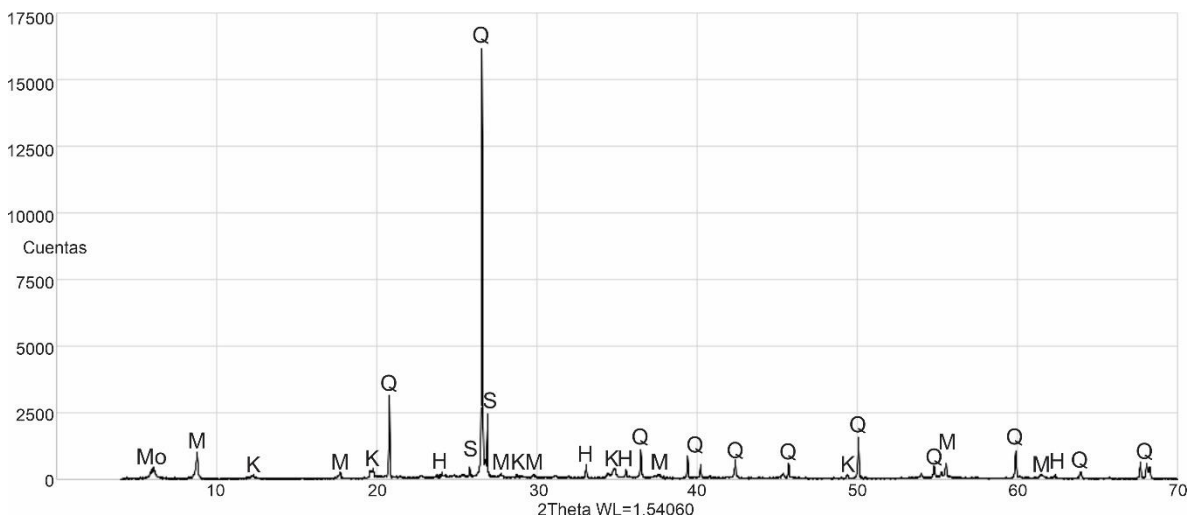


Figura 55. Difractograma para la muestra RdC-C1. H: hematita. K: caolinita. M: moscovita. Mo: montmorillonita. Q: cuarzo. S: sanidina.

5.6. Petrografía y procedencia

Como se indicó en la sección 1.5: Materiales y métodos, para la petrografía se hizo un conteo de 500 puntos de acuerdo con el método de Gazzi-Zuffa (Weltje, 2002) (Tabla 3).

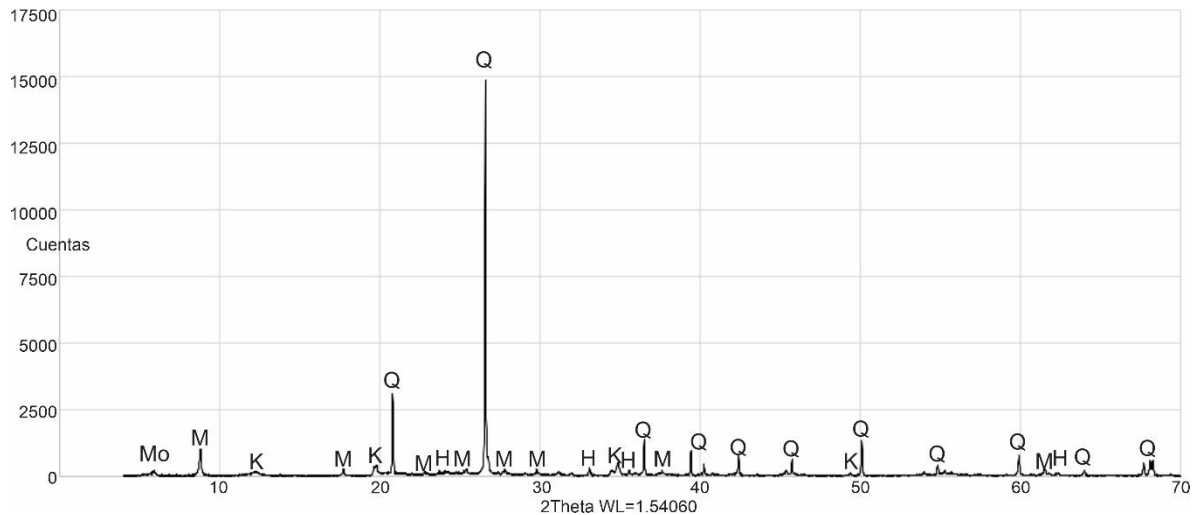


Figura 56. Difractograma para la muestra RdC-C2. H: hematita. K: caolinita. M: moscovita. Mo: montmorillonita. Q: cuarzo.

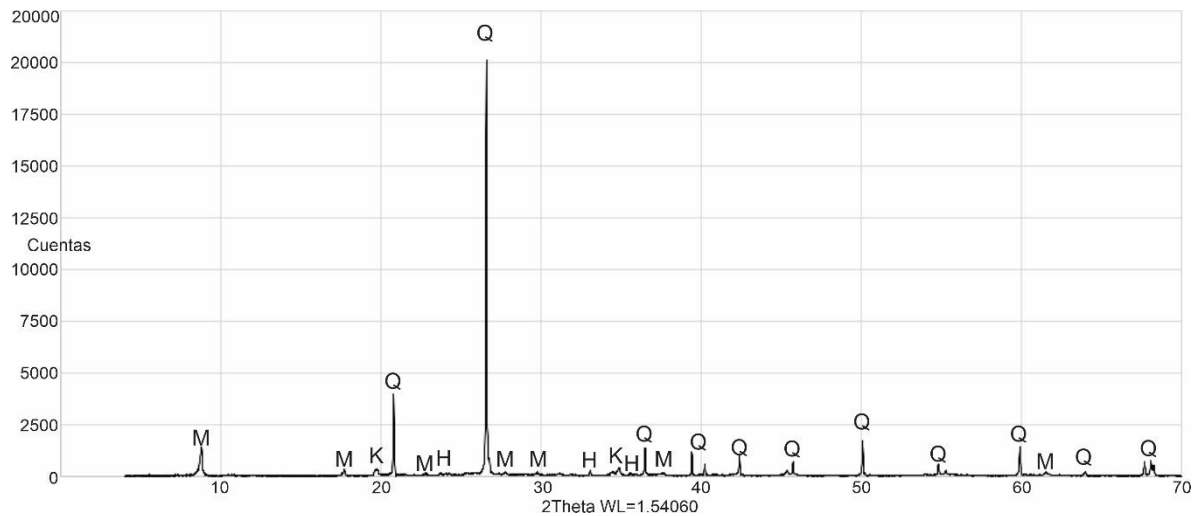


Figura 57. Difractograma para la muestra RdC-C3. H: hematita. K: caolinita. M: moscovita. Q: cuarzo.

Se observó que las muestras RdC-C1 y RdC-C2 son de grano fino, por otra parte, los especímenes RdC-CM1 y RdC-CV1 son de grano fino y medio, mientras que las muestras RdC-C3 y RdC-L1 son de grano grueso.

Todas las muestras están compuestas principalmente por fragmentos de cuarzo angulosos a redondeados que tienden a ser de alta a baja esfericidad (Fig. 61). Los tipos de cuarzo que prevalecen son los policristalinos formados por más de tres cristales, los cuales son de origen metamórfico y tienen contactos en forma de “Y”. Además, se encuentran cuarzoes policristalinos en menor proporción conformados

por dos o tres cristales y cuarzos monocristalinos con extinción ondulosa, cuyo origen es metamórfico. En menor proporción están los cuarzos monocristalinos de extinción recta que están caracterizados por presentar muy pocas vacuolas y estrías, por lo que se deduce un origen plutónico para estos granos. En ocasiones presentan inclusiones de circón.

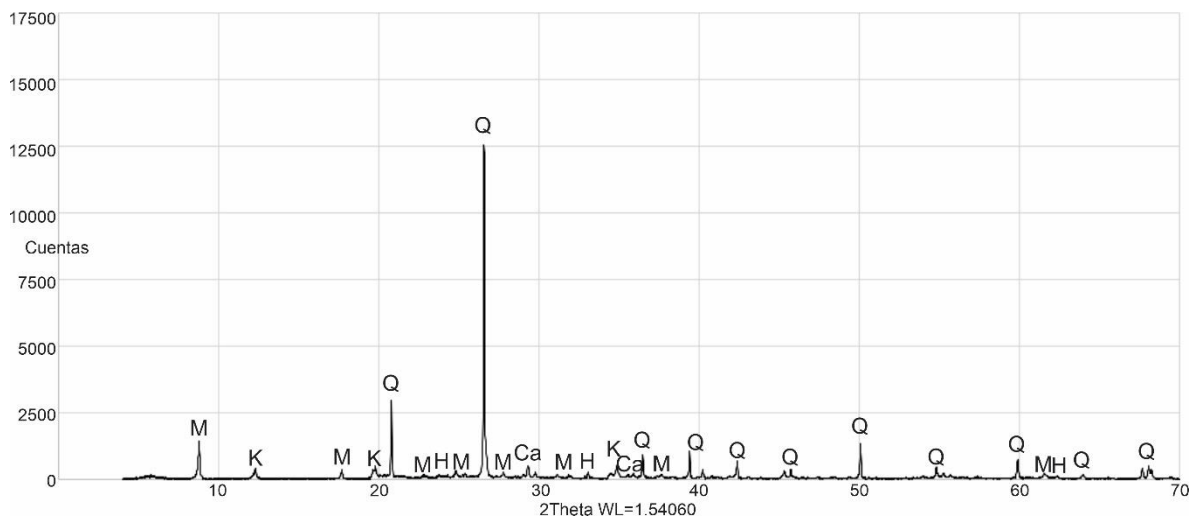


Figura 58. Difractograma para la muestra RdC-CM1. Ca: calcita. H: hematita. K: caolinita. M: moscovita. Q: cuarzo.

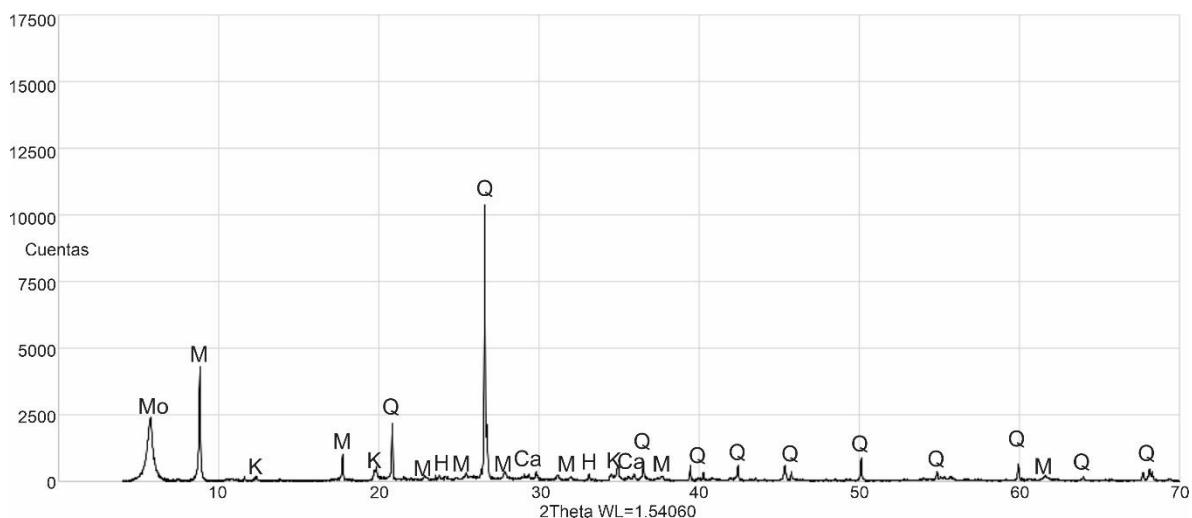


Figura 59. Difractograma para la muestra RdC-CV1. Ca: calcita. H: hematita. K: caolinita. M: moscovita. Mo: montmorillonita. Q: cuarzo.

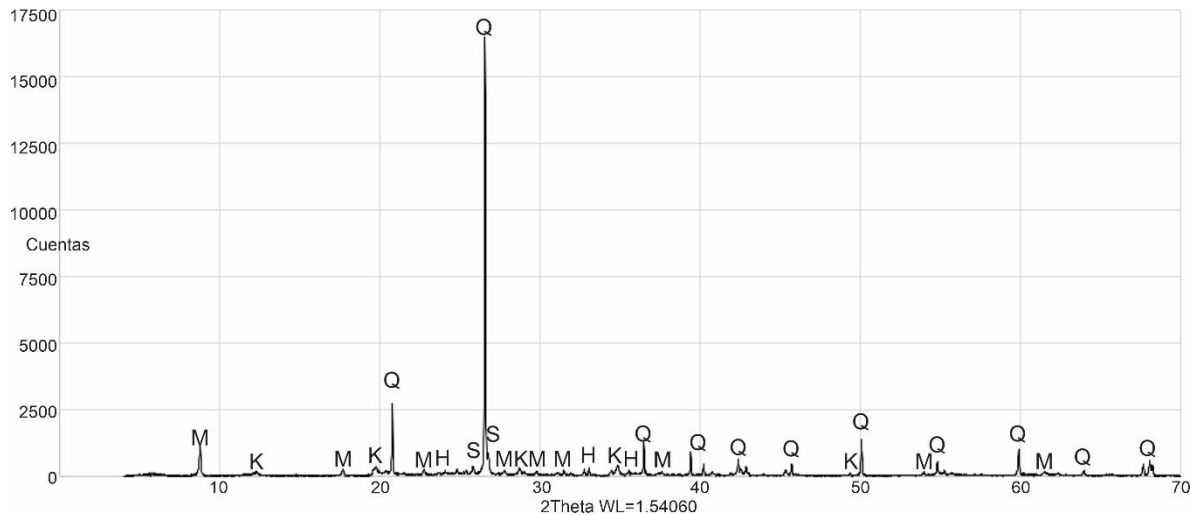


Figura 60. Difractograma para la muestra RdC-L1. H: hematita. K: caolinita. M: moscovita. Q: cuarzo. S: sanidina.

Los feldespatos de potasio son muy escasos y no exhiben maclas. Son esféricos en su mayoría y van desde angulosos hasta redondeados. Generalmente están alterados por caolinita. Por otra parte, las plagioclasas son aún menos frecuentes, casi inexistentes, aunque comparten las mismas características de esfericidad y son angulosas a redondeadas. Todas las plagioclasas tienen maclas polisintéticas.

Con respecto a los fragmentos líticos, los más abundantes son los metafelsíticos, seguidos por los metabasíticos. Los primeros están caracterizados por cristales de cuarzo, feldespato y micas. Dependiendo del grado de orientación y el desarrollo de las micas, se clasificaron en líticos metafelsíticos de grado uno, dos y tres. Los líticos metabasíticos contienen generalmente una matriz de grano fino con pocos fenocristales y micas. Al igual que los otros líticos metamórficos, se clasificaron de acuerdo con su grado de orientación y por el nivel de desarrollo de las micas y otros minerales como la clorita.

Los líticos volcánicos felsíticos les siguen en abundancia a los líticos metafelsíticos y metabasíticos, siendo caracterizados por cristales pequeños de cuarzo y feldespato. Al igual que otros granos minerales tienen una esfericidad alta y son angulosos a redondeados.

Tabla 3. Conteo de más de 500 puntos por el método de Gazzi-Zuffa (Weltje, 2002). Para la clasificación de los líticos metamórficos se utilizaron los parámetros de Garzanti & Vezzoli (2003).

Parámetro	Muestra					
	RdC-C1	RdC-C2	RdC-C3	RdC-CM1	RdC-CV1	RdC-L1
Cuarzo monocristalino con extinción recta (Qmr)	30	30	13	42	26	28
Cuarzo monocristalino con extinción ondulosa (Qmo)	83	89	94	88	105	82
Cuarzo policristalino con 2-3 cristales (Qp2-3)	72	70	61	57	67	48
Cuarzo policristalino con más de 3 cristales (Qp>3)	98	126	144	128	127	106
Cuarzo en lítico volcánico felsítico (QLvf)	0	0	1	0	0	1
Cuarzo en lítico plutónico (QLp)	0	0	0	0	0	1
Cuarzo en lítico metafelsítico (QLmf)	2	0	0	0	0	0
Feldespato (F)	6	4	0	4	4	19
Caolinita reemplazando feldespato (CaF)	17	5	1	4	1	8
Plagioclasa (P)	1	2	0	0	0	0
Lítico volcánico felsítico (Lvf)	26	21	27	25	18	62
Lítico volcánico <i>lathwork</i> (Lvl)	0	0	1	0	0	3
Lítico volcánico microlítico (Lvm)	0	0	0	0	0	1
Lítico sedimentario pelítico (Lsp)	0	0	1	0	0	4
Lítico metafelsítico 1 (Lmf1)	53	53	61	64	66	68
Lítico metafelsítico 2 (Lmf2)	23	27	37	24	23	22
Lítico metafelsítico 3 (Lmf3)	1	14	10	7	8	0
Lítico metabasítico 1 (Lmb1)	52	45	48	57	51	49
Lítico metabasítico 2 (Lmb2)	51	14	1	0	4	6
Lítico metapelítico 1 (Lmp1)	0	0	0	0	0	2
Moscovita (Mo)	2	9	6	9	8	0
Epidota (Ep)	2	6	2	2	2	1
Minerales opacos (Op)	4	8	9	9	7	0
Circón (Zi)	0	0	0	1	0	0
Cemento (Cem)	0	0	0	2	2	0
Matriz (M)	26	29	6	6	2	2
Total	549	552	523	529	521	513

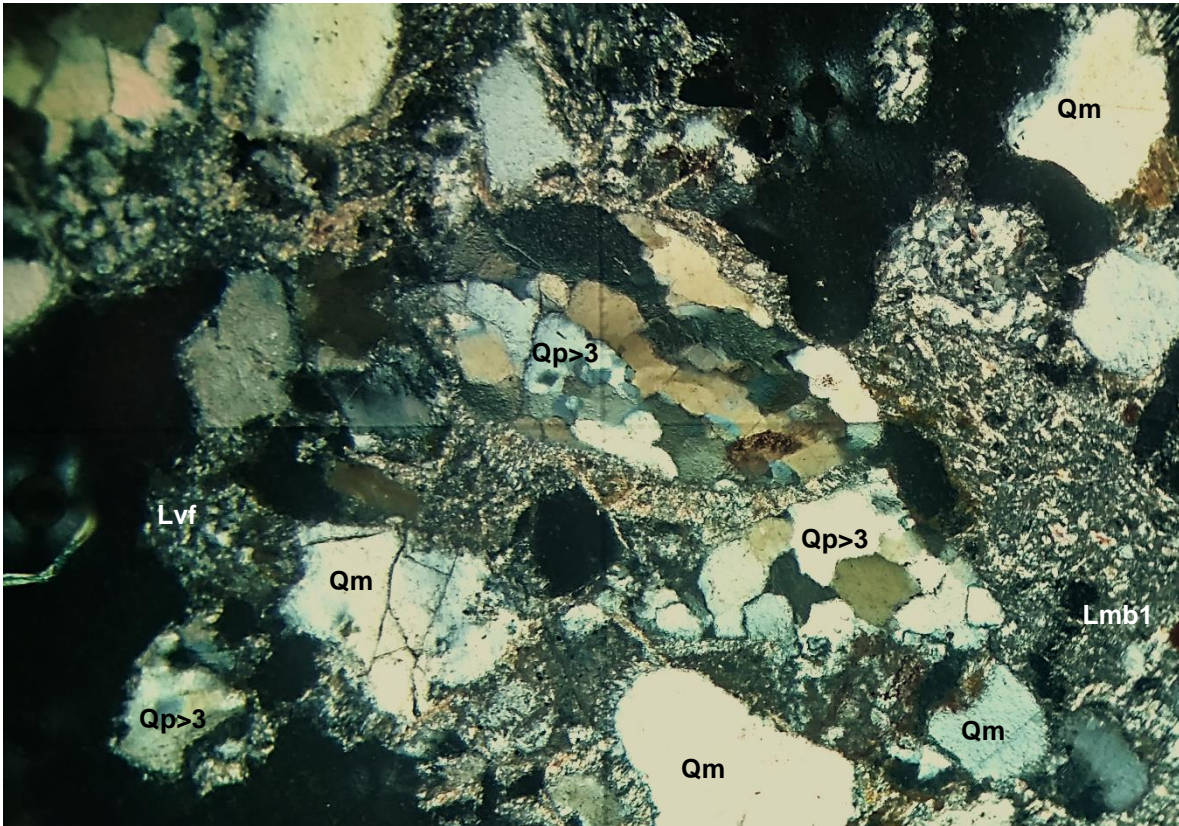


Figura 61. Ejemplo de cuarzo policristalino de más de tres cristales (Qp>3). Qm: cuarzo monocristalino. Lvf: lítico volcánico felsítico. Lmb1: lítico metabásico de grado 1.

Otros líticos metamórficos que se pudieron distinguir fueron los metapelíticos de grado 1, pero son muy escasos. También muy poco frecuentes son los líticos sedimentarios de lutita (pelíticos), los plutónicos compuestos por fenocristales de cuarzo y feldespato, los volcánicos de tipo microlítico caracterizados por pequeños cristales de plagioclasa en una matriz fina y los volcánicos de tipo *lathwork* que están compuestos por fenocristales de feldespatos en una matriz fina.

Se observaron minerales que no forman parte de los constituyentes principales de las areniscas, los cuales son moscovita, epidota, piroxeno, circón y minerales opacos, que según la difracción de rayos X corresponden a hematita.

También se observó matriz que representa entre el 5-10 % de la roca para las muestras RdC-C1 y RdC-C2 que son de grano fino. Para todas las demás muestras se tiene un porcentaje de matriz menor al 2 %. Solamente se distinguió cemento carbonatado en las muestras RdC-CM1 y RdC-CV1, lo que coincide con la

presencia alta de CO₂ obtenida en la geoquímica de elementos mayores y calcita de acuerdo con los resultados de la difracción de rayos X para la muestra RdC-CV1. Para determinar la procedencia de los sedimentos se utilizan diagramas ternarios con los resultados del conteo de puntos. En este trabajo se usaron los diagramas QFL y QmFLt de Dickinson *et al.* (1983), cuyos parámetros están en la Tabla 4.

Tabla 4. Parámetros para determinar el valor de cada diagrama ternario.

Diagrama ternario	Parámetros
QFL	$Q = Q_{mr} + Q_{mo} + Q_{p2-3} + Q_{p>3} + Q_{Lv_f} + Q_{Lp} + Q_{Lmf}$
	$F = F + CaF + P$
	$L = Lv_f + Q_{Lv_f} + L_{vl} + L_{vm} + Q_{Lp} + L_{sp} + Q_{Lmf} + L_{mf1} + L_{mf2} + L_{mf3} + L_{mb1} + L_{mb2} + L_{mp1}$
QmFLt	$Q_m = Q_{mr} + Q_{mo} + Q_{Lv_f} + Q_{Lp} + Q_{Lmf}$
	$F = F + CaF + P$
	$L_t = Lv_f + Q_{Lv_f} + L_{vl} + L_{vm} + Q_{Lp} + L_{sl} + Q_{Lmf} + L_{mf1} + L_{mf2} + L_{mf3} + L_{mb1} + L_{mb2} + L_{mp1} + Q_{p2-3} + Q_{p>3}$

Para poder graficar los datos petrográficos, estos se normalizaron al 100 %, es decir, solo se tomaron en cuenta los parámetros que indican las fórmulas y los demás componentes como los minerales accesorio y la matriz se dejaron fuera del cálculo. En la Tabla 5 se encuentran los valores para cada vértice y en la Figura 62 se muestran los valores graficados en los diagramas.

Tabla 5. Valores para cada vértice de los diagramas ternarios.

Diagrama	Parámetro	RdC-C1	RdC-C2	RdC-C3	RdC-CM1	RdC-CV1	RdC-L1
QFL	Q	55.13	63.00	62.47	63.00	65.00	51.96
	F	4.64	2.20	0.20	1.60	1.00	5.27
	L	40.23	34.80	37.33	35.40	34.00	42.77
QmFLt	Q _m	22.24	23.80	21.56	26.00	26.20	21.88
	F	4.64	2.20	0.20	1.60	1.00	5.27
	L _t	73.12	74.00	78.24	72.40	72.80	72.85

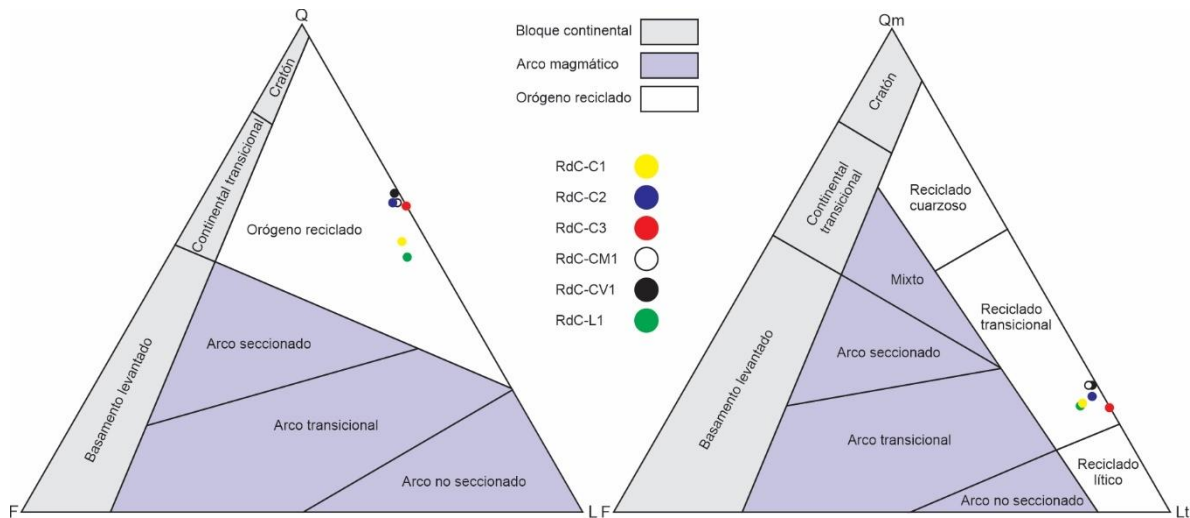


Figura 62. Diagramas ternarios QFL (izquierda) y QmFLt (derecha) con las muestras graficadas. Todas las rocas caen en el campo de orógeno reciclado y, específicamente en el diagrama QmFLt, pertenecen a un orógeno reciclado transicional.

Los resultados indican que las areniscas de la Formación La Joya provienen de un orógeno reciclado, específicamente de uno transicional en el que los sedimentos son una mezcla de cuarzo y líticos.

La misma procedencia ha sido reportada por Pérez-Casillas (2015) para la Formación La Joya en Real de Catorce y en otras localidades (véase el Anexo 1: Antecedentes y geología de la Sierra de Catorce). La predominancia de líticos metamórficos y cuarzo policristalino indican un origen de un orógeno de colisión (Dickinson *et al.*, 1983).

5.7. Propiedades físicas

5.7.1. Densidad y porosidad

Los cálculos de densidad y porosidad (Tabla 6) revelaron que todas las muestras tienen una densidad de matriz casi idéntica, variando de 2.72-2.75 g/cm³. Sin embargo, demuestran valores muy dispersos de porosidad debido a los diferentes tamaños de grano de las muestras.

La muestra RdC-C1a es la menos porosa (3.67 %), seguida por la muestra RdC-C3b con 9.52 %. Las dos muestras RdC-CM1e y RdC-L1e tienen valores muy

parecidos (15.91 % y 15.71 % respectivamente), aunque la última contenía una parte conglomerática, lo que explicaría una mayor porosidad. La más porosa es la muestra RdC-C2a con un 22.33 %.

Tabla 6. Valores calculados para las propiedades de densidad y porosidad de las muestras.

	RdC-C1a	RdC-C2a	RdC-C3b	RdC-CM1e	RdC-L1e
Peso seco (g)	797.02	635.03	722.22	684.38	675.34
Peso sumergido (g)	506.95	402.95	457.13	433.47	428.22
Peso húmedo (g)	808.07	701.76	750.11	731.84	721.41
Porosidad (%)	3.67	22.33	9.52	15.91	15.71
Densidad de matriz (g/cm ³)	2.75	2.74	2.72	2.73	2.73
Densidad aparente (g/cm ³)	2.65	2.13	2.47	2.29	2.30
Absorción de agua (%)	1.39	10.51	3.86	6.93	6.82

La distribución del radio de poro para las muestras RdC-C1, RdC-C3, RdC-CM1 y RdC-L1 se graficó en histogramas (Fig. 63). La primera muestra tiene una distribución irregular con un pico máximo en la parte de microporos (< 0.1 μm) y va aumentando su porosidad hasta alcanzar valores relativamente altos mayores a 10 μm (poros capilares). El espécimen RdC-C3 tiene una distribución unimodal cuya porosidad se concentra en los microporos. Las dos últimas muestras (RdC-CM1 y RdC-L1) tienen una distribución unimodal con una concentración en los poros capilares; sus histogramas son muy similares.

Es importante conocer los valores de porosidad y su distribución debido a que están estrechamente relacionados con las propiedades de absorción de agua, expansión hídrica y con la cristalización de sales, lo cual se explica en las siguientes partes.

5.7.2. Absorción capilar de agua

Se midió la absorción capilar de las muestras durante tres horas en los planos XY y XZ, los cuales corresponden las caras paralelas y perpendiculares a la laminación respectivamente (véase el Anexo 9: Absorción capilar). Los resultados se muestran

en las Figuras 64 y 65 para el primer minuto solamente, ya que es en ese tiempo cuando existe una mayor variación.

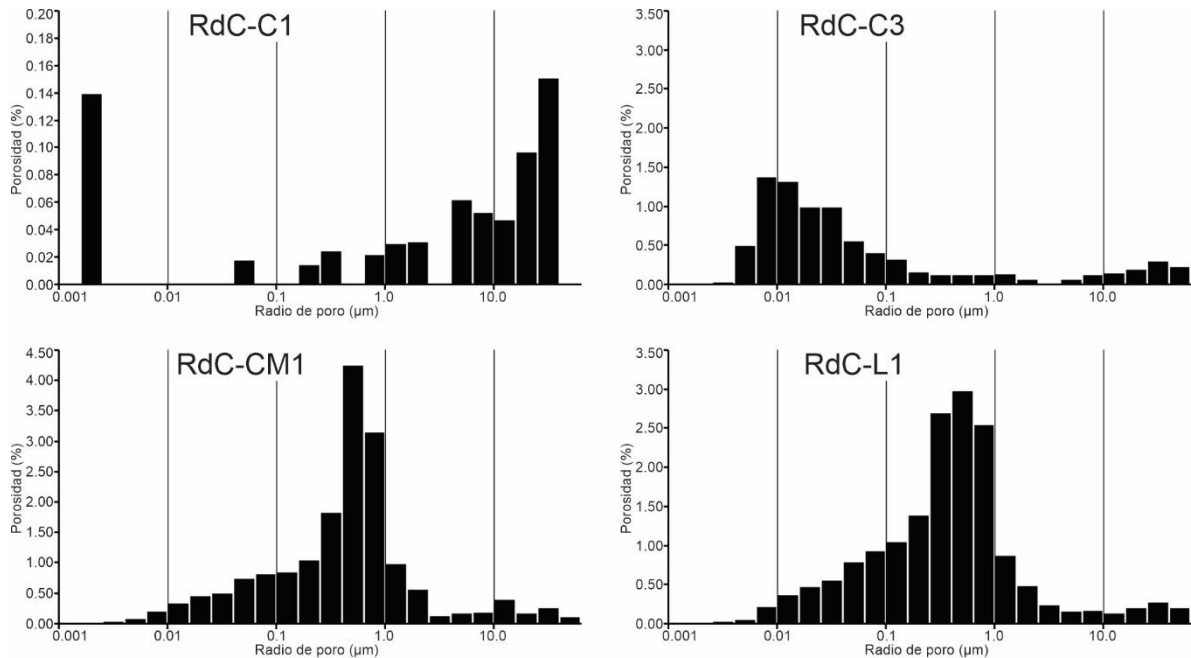


Figura 63. Histogramas de la distribución del tamaño de poro. Nótese como los histogramas de las muestras RdC-CM1 y RdC-L1 son bastante similares.

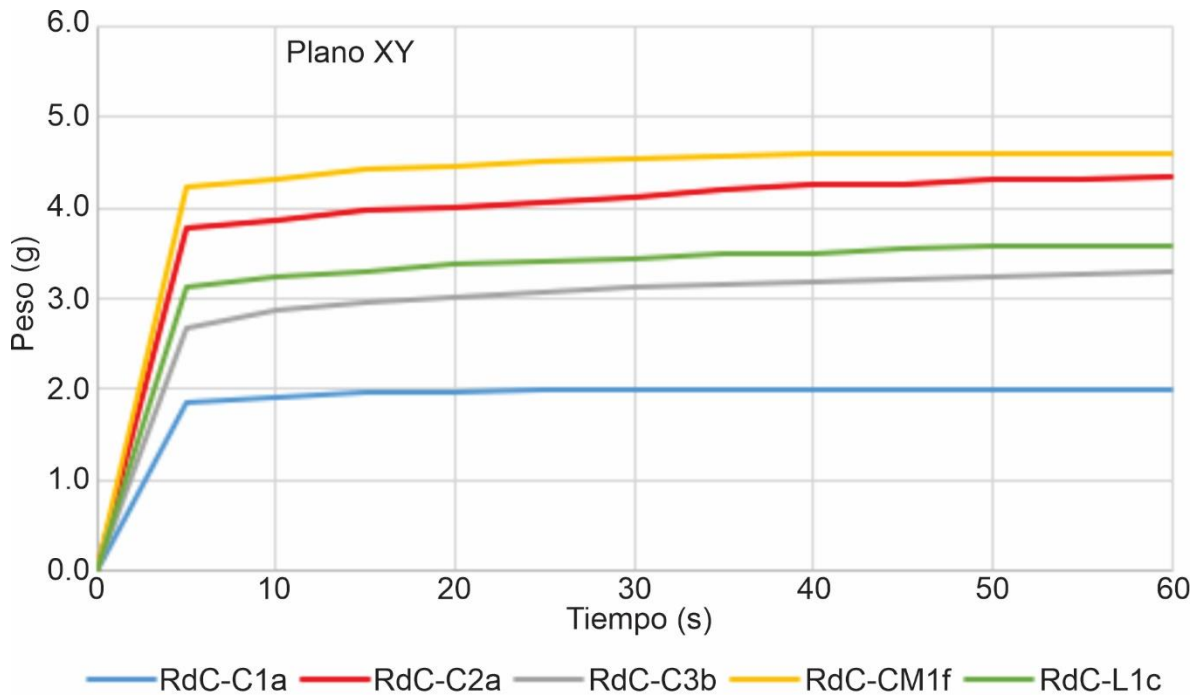


Figura 64. Gráfica de la absorción capilar durante el primer minuto en el plano XY.

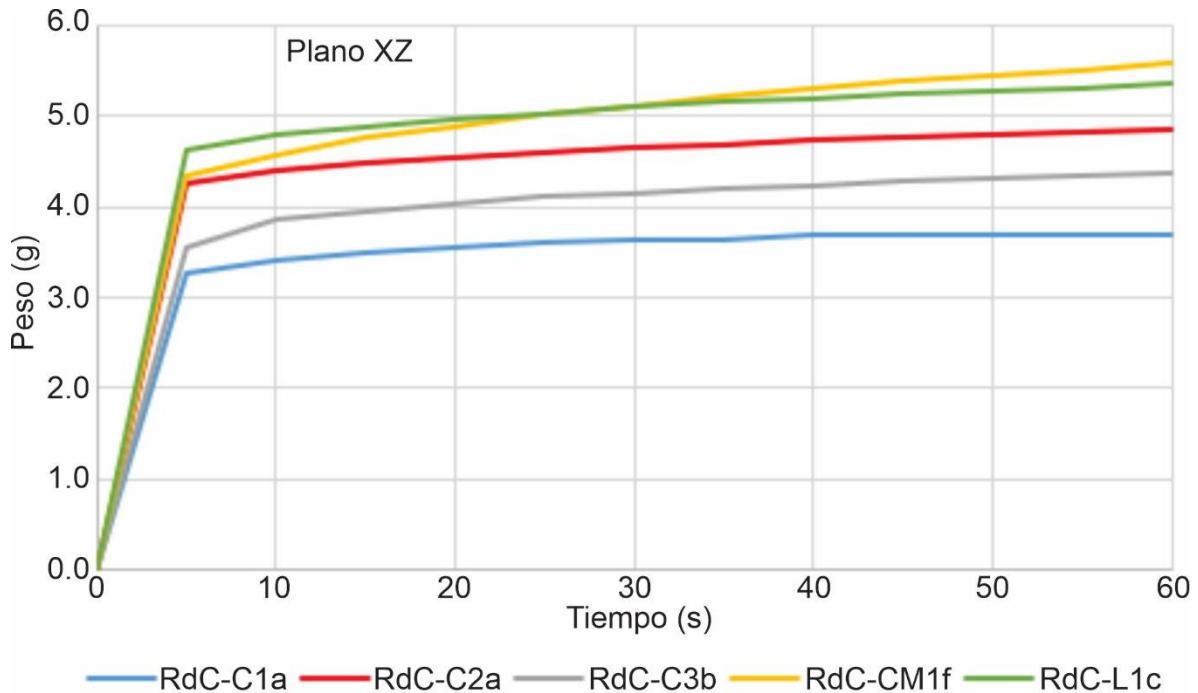


Figura 65. Gráfica de la absorción capilar durante el primer minuto en el plano XZ.

En general, se espera que una roca laminada experimente mayor absorción en el plano XZ y menos absorción en el plano XY. Esto se debe a que, cuando el agua está en contacto con los planos perpendicularmente a la laminación, tiene menor resistencia a subir y la roca puede absorber una mayor cantidad. Este fenómeno se pudo observar en todas las muestras medidas.

La muestra RdC-C1a exhibe la menor absorción capilar en ambos planos. Esto está controlado por la baja porosidad que tiene esta roca de grano fino. Esta muestra es seguida por la RdC-C3b, la cual también tiene una baja porosidad y su distribución de radio de poro está concentrada en los microporos. Este tamaño de poro explica por qué esta roca tiene valores bajos de absorción capilar.

La muestra RdC-C2a absorbió mayor cantidad de agua que la RdC-L1c en el plano XY, pero lo contrario sucedió en el plano XZ. Como se mencionó en la parte anterior, la muestra RdC-C2a es la que tiene mayor porosidad, sin embargo, la capilaridad también depende del tamaño de los poros, por lo que es probable que su porosidad esté distribuida en poros capilares y no capilares. Por otra parte, la distribución de

tamaño de poro de la muestra RdC-L1c concentrado en los poros capilares explica sus valores altos de absorción capilar.

Para ambos planos, la muestra RdC-CM1f fue la que tuvo más absorción y es la que tiene la segunda porosidad más alta (15.91 %), así que puede interpretarse que su porosidad se concentra en la parte de poros capilares, tal como se puede constatar en el histograma de su distribución de tamaño de poro.

5.7.3. Expansión hídrica

La expansión hídrica está condicionada por la porosidad y por la presencia de minerales arcillosos expansivos, tales como la montmorillonita (grupo de la esmectita), el cual se encontró en las muestras RdC-C1 y RdC-C2 según los resultados de la difracción de rayos X. La primera tuvo una expansión de 38.71 mm/m y la última registró el valor más alto de expansión con 131.00 mm/m.

El segundo valor más alto de expansión hídrica fue para la muestra RdC-L1 con 68.42 mm/m, la cual, de acuerdo con los difractogramas de rayos X, no contiene minerales arcillosos expansivos, pero es probable que, debido a la gran heterogeneidad de la arenisca conglomerática, el espécimen utilizado para este experimento si contenga arcillas expansivas.

También se midió la expansión hídrica en las muestras RdC-C3 y RdC-CM1 para las cuales se registraron valores de 39.66 mm/m y 20.09 mm/m respectivamente.

Algo importante que se debe hacer notar es que la expansión hídrica contribuye significativamente al deterioro del material en las construcciones produciendo un tipo específico de daño conocido como desintegración, el cual está presente en las partes inferiores del Centro Cultural y de la Casa de cantera. El hecho de que se concentre en las zonas inferiores es debido a la presencia de agua que sube por capilaridad y es absorbida por los minerales arcillosos, causando deslaminación, descamación y fragmentación. De acuerdo con lo observado en los mapeos, la pátina ferruginosa es también frecuente, lo que lleva a la conclusión que sí existe una presencia de agua debido a la capilaridad.

5.7.4. Resistencia a la cristalización de sal

En este trabajo se realizaron 40 ciclos de la prueba de resistencia a la cristalización de sal en cuatro especímenes: RdC-C1b, RdC-C3c, RdC-CM1g y RdC-L1d (véase el Anexo 10: Resistencia a la cristalización de sal). Se graficó el peso en porcentaje para apreciar la pérdida o aumento de peso y poder hacer comparaciones entre cada muestra (Fig. 66). Además, se tomaron fotografías para evidenciar el crecimiento de la sal en la superficie (eflorescencia) y cualquier otro tipo de daño (Fig. 67).

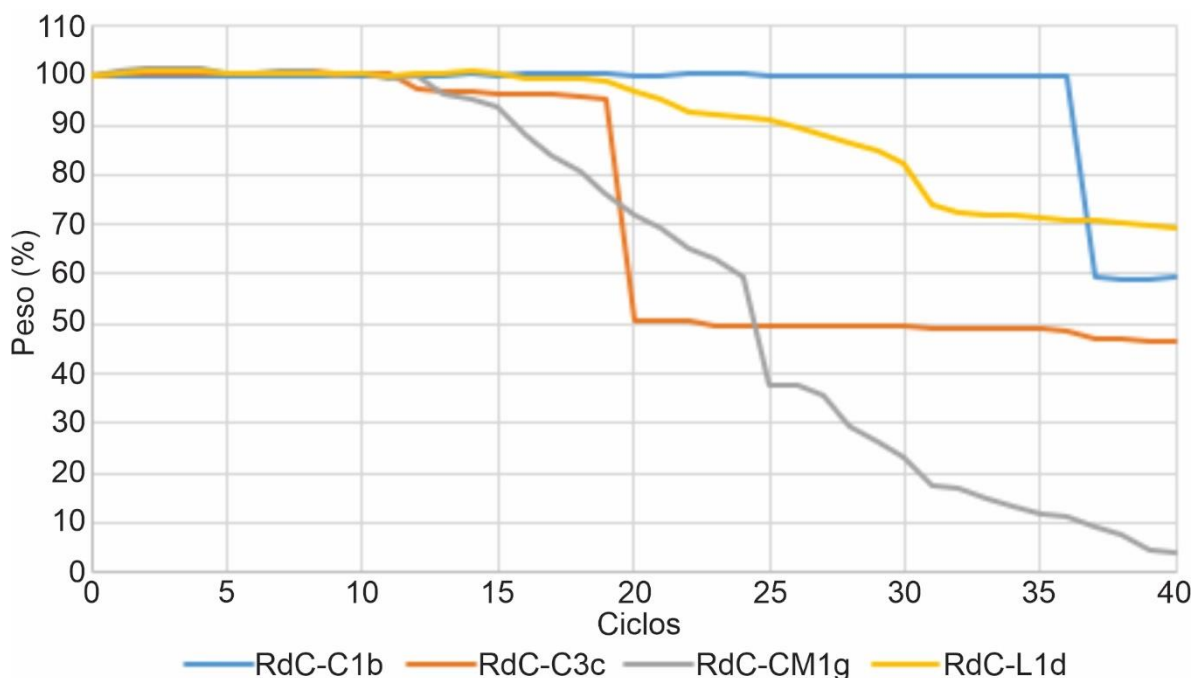


Figura 66. Variación del peso durante cada ciclo de cristalización de sal para las cuatro muestras.

Durante los experimentos se notó que las muestras RdC-C1b y RdC-C3c perdían o ganaban muy poco peso, es decir, no variaban mucho. Esto se relaciona con los porcentajes bajos de porosidad. Su mayor pérdida de material, en los ciclos 37 y 20 respectivamente, estuvo condicionada por fracturas preexistentes y no porque no sean resistentes a la cristalización de sal. Al contrario, las muestras RdC-CM1g y RdC-L1d tuvieron pérdida o aumento de peso más constante, lo cual está relacionado con una porosidad muy similar.

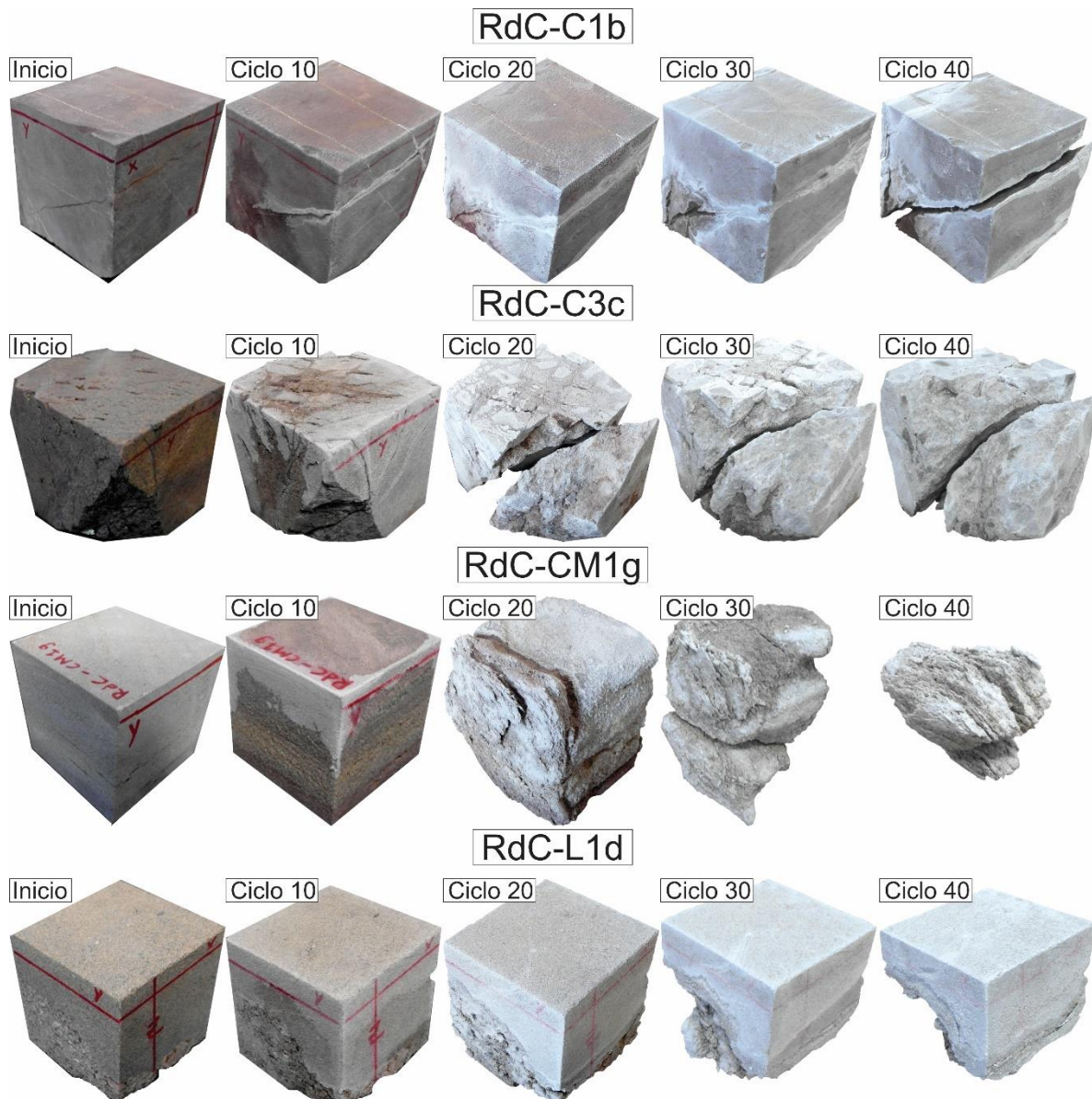


Figura 67. Evidencia visual de la evolución de las muestras durante el experimento de resistencia a la cristalización de sal desde el inicio hasta el ciclo final 40.

Con respecto a los tipos de daños originados por la cristalización de sal en la muestra RdC-C1b se observó el desarrollo de descamación y ampollas. Además de la fragmentación de la roca por fracturas preexistentes.

La muestra RdC-C3c se caracteriza por un mayor predominio de fracturas, lo cual condicionó en gran medida la fragmentación de la roca. A pesar de ello, no se observaron más tipos de daños típicos como descamación, principalmente debido a la baja porosidad.

El espécimen de roca con el mayor grado de deterioro fue la muestra RdC-CM1g, la cual perdió cerca del 30 % de su material al final del ciclo 20. Los daños notables fueron la fragmentación, descamación muy pronunciada y algo de laminación. La razón por la que esta roca fue afectada en gran medida por la cristalización de sal se debe a su porosidad, la cual es una de las más altas.

La muestra RdC-L1d se caracteriza por una parte inferior compuesta por conglomerado y la parte superior por arenisca de grano grueso. Se observó que la pérdida de material se concentró en el conglomerado, mientras que en la arenisca de grano grueso prácticamente no existen daños, solo los ocasionados por descamación.

5.8. Índices de meteorización

Con los elementos mayores se calcularon cuatro diferentes índices de meteorización química: el índice de alteración química (*chemical index of alteration*, CIA) (Nesbitt & Young, 1982), índice de meteorización química (*chemical index of weathering*, CIW) (Harnois, 1988), índice de alteración de plagioclasas (*plagioclase index of alteration*, PIA) (Fedo *et al.*, 1995) e índice de meteorización (*weathering index*, W) (Ohta & Arai, 2007). Sus fórmulas y propiedades aparecen en la sección 3.4.4: Índices de meteorización.

Los resultados de los índices de meteorización química (Tabla 7) indican que las muestras que pertenecen a las canteras o afloramientos tienen los valores más altos, es decir, están más meteorizadas que las rocas de las construcciones. Esto es cierto excepto para la muestra RdC-CM1, la cual tiene valores altos de meteorización.

Los valores del CIA posicionan a la muestra RdC-CM1 como la más meteorizada. Mientras que las menos meteorizadas son las muestras RdC-CV1 y RdC-L1, las cuales fueron usadas como rocas de construcción. A pesar de los resultados, todas las rocas tienen valores considerados por Nesbitt & Young (1982) como altos para areniscas.

Tabla 7. Resultados del cálculo de los índices de meteorización química, así como los valores de los componentes máficos y félsicos obtenidos con el índice de meteorización W.

Índice de meteorización	Muestra					
	RdC-C1	RdC-C2	RdC-C3	RdC-CM1	RdC-CV1	RdC-L1
CIA	75.65	77.27	73.12	79.97	71.17	63.59
CIW	95.87	95.67	95.41	97.97	85.61	75.35
PIA	94.36	94.31	93.40	97.38	81.95	69.76
W	96.08	94.15	98.38	98.92	65.86	81.11
Componente máfico M	3.11	2.51	1.17	0.28	15.86	12.96
Componente félsico F	0.81	3.34	0.45	0.80	18.28	5.93

El CIW y el PIA tienen los mismos resultados del CIA para todas las muestras, siendo las más alta la RdC-CM1 y las más bajas las muestras RdC-CV1 y RdC-L1.

El índice W igualmente da resultados muy similares, con las rocas de construcción siendo las menos meteorizadas, a excepción de la RdC-CM1, pero en este índice la muestra con el valor más alto es la RdC-C3. Los componentes indican fuentes variadas de los sedimentos, pero de acuerdo con Ohta & Arai (2007), quienes propusieron el índice, estos componentes aún no están bien definidos para las areniscas.

5.9. Discusión

El objetivo principal de este trabajo de tesis fue determinar el grado de meteorización y deterioro de las areniscas usadas como material de construcción mediante la medición de rayos gamma y los resultados de otros análisis. Por lo tanto, el grado de deterioro propuesto aquí estuvo definido principalmente por la radiación gamma de las rocas.

Al comparar los resultados de los valores de rayos gamma se pueden hacer varias observaciones importantes. En el caso de los afloramientos, los valores más bajos corresponden a areniscas de grano grueso y los valores más altos fueron registrados en areniscas de grano fino. Esto significa que, para las rocas de los afloramientos, la granulometría influye en la respuesta de los rayos gamma como se explicó en la parte 4.4: Interpretación de los rayos gamma (Fig. 44).

Otro patrón que se puede identificar tiene que ver con la variación de los valores de rayos gamma medidos en las tres partes. Los valores más bajos se pueden acomodar de la siguiente manera: primero los afloramientos (143.75 cps y 148.45 cps), seguidos por los de la Casa de cantera (155.55 cps) y al final los del Centro Cultural (166.18 cps). Nótese que estos valores corresponden al mismo tipo de roca y misma granulometría, así que estos dos factores no son los causantes de estas variaciones en los valores. Igualmente, los valores más altos tomados en las tres partes se distribuyen de la misma forma: 190.25 cps en los afloramientos, 193.82 cps en la Casa de cantera y 216.36 cps en el Centro Cultural. Al igual que los valores bajos, estos datos corresponden a la misma litología y tamaño de grano, lo que significa que estos factores no causan las variaciones entre las tres partes.

Lo anterior es fácilmente distinguible cuando se comparan los valores de rayos gamma con la litología simplificada de las fachadas de las construcciones (Figs. 68 y 69). Para llevar a cabo la comparación entre tipo de roca y su respuesta gamma fue necesario promediar las lecturas de todos los bloques con litologías similares, lo cual se expone en las Tablas 8 y 9.

Debido a que estas diferencias entre las mediciones de rayos gamma en los afloramientos y en las dos construcciones no se deben al tipo de roca ni al tamaño de grano, la explicación, de acuerdo con la hipótesis planteada en este trabajo, es que las variaciones son causadas por la meteorización de las rocas: como los afloramientos han estado expuestos a la intemperie durante mucho más tiempo que los bloques usados en el Centro Cultural y la Casa de cantera, es lógico que estén más meteorizados, lo que conduce a una pérdida de potasio que a su vez genera radiación gamma con valores bajos. En cambio, los bloques de las construcciones fueron tomados de canteras, cuyo procedimiento de extracción involucra atravesar el macizo rocoso alterado para llegar a la roca no meteorizada. Esto significa que, cuando las areniscas usadas para la construcción fueron extraídas y colocadas en las estructuras, no estaban meteorizadas y contenían la mayor parte de su potasio original. Con el paso del tiempo se han ido deteriorando y perdiendo potasio, pero no una cantidad considerable como en los afloramientos expuestos.



- Arenisca de grano grueso, medio y fino
 - Arenisca de grano grueso, medio y clastos de limolita
 - Arenisca de grano medio y fino
 - Arenisca de grano medio, fino y clastos de limolita
- Arenisca de grano grueso, medio, fino y limolita
 - Arenisca de grano medio, fino y limolita
 - Arenisca de grano medio, fino, limolita y clastos de limolita
 - Arenisca de grano fino

Figura 68. Mapeo litológico simplificado del Centro Cultural. Nótese cómo la litología representada por el color amarillo y el naranja se distribuye de igual manera en la zona superior e inferior, mientras que los valores de rayos gamma que superan las 190 cps (>) y mayores a la desviación estándar (+) en ese mismo tipo de roca se concentran en la parte de abajo.

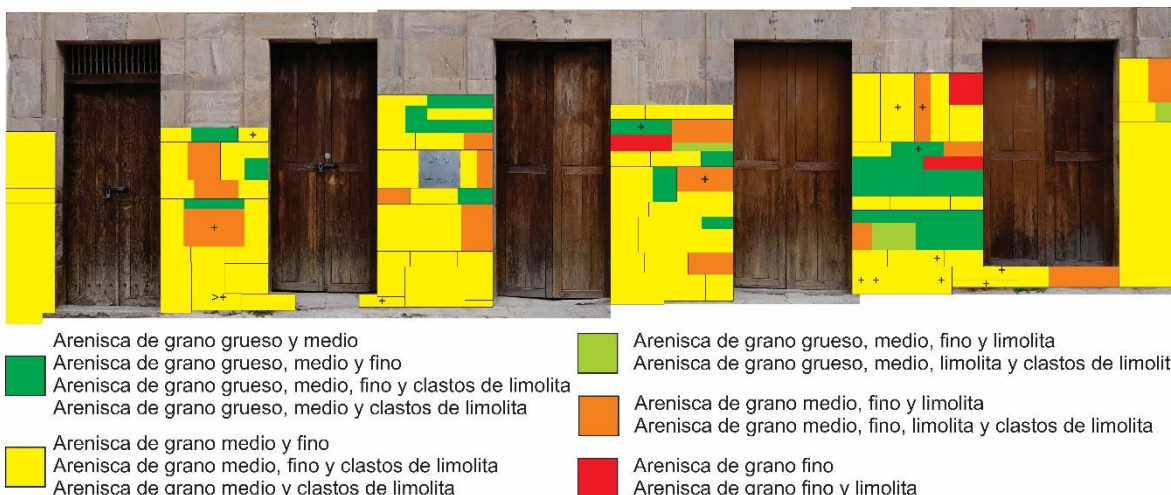


Figura 54. Mapeo litológico simplificado de la Casa de cantera. La litología representada por el color amarillo de manera bastante uniforme en toda la fachada, sin embargo, los valores de rayos gamma individuales que superan las 190 cps (>) y que son mayores a la desviación estándar (+) en ese mismo tipo de roca se concentran en la parte de abajo.

Tabla 8. Promedio y desviación estándar de rayos gamma para litologías similares del Centro Cultural.

Litología simplificada	Promedio	Des. est.	Promedio + des. est.
Arenisca de grano grueso, medio y fino	175.98	8.67	184.65
Arenisca de grano grueso, medio, fino y limolita	178.22	10.47	188.69
Arenisca de grano medio y fino	183.45	9.10	192.55
Arenisca de grano medio, fino y limolita	180.38	9.68	190.06
Arenisca de grano fino	184.36	9.87	194.23

Tabla 9. Promedio y desviación estándar de rayos gamma para litologías similares de la Casa de cantera.

Litología simplificada	Promedio	Des. est.	Promedio + des. est.
Arenisca de grano grueso y medio	171.27	9.53	180.80
Arenisca de grano grueso, medio y fino	166.92	8.55	175.47
Arenisca de grano grueso, medio, fino y limolita	174.42	9.80	184.22
Arenisca de grano medio y fino	171.51	8.68	180.19
Arenisca de grano medio, fino y limolita	174.56	8.13	182.69
Arenisca de grano fino	178.82	8.28	187.10
Arenisca de grano fino y limolita	171.00	9.88	180.88

Como se detalló anteriormente, en el Centro Cultural se registraron rayos gamma en promedio más altos (166.18-216.36 cps) que los medidos en la Casa de cantera (155.55-193.82 cps). Esto sugiere, según la hipótesis, que los bloques de la Casa

de cantera han experimentado mayor meteorización que los bloques del Centro Cultural. Esto puede deberse a varios factores como la fecha de extracción de los bloques, la profundidad y el lugar de donde se tomaron.

Los rayos gamma altos en las áreas inferiores de las construcciones pueden estar relacionados con la pérdida de superficie expuesta, la cual estaba meteorizada a un grado similar que los demás bloques, pero que al desprenderse dejó expuesta la parte no meteorizada caracterizada por valores de rayos gamma altos. Dicha pérdida de la superficie fue originada por daños de desprendimiento relacionados con la absorción de agua por capilaridad. Esto ocasiona la expansión hídrica que a su vez genera el desprendimiento del material por la expansión de las arcillas, principalmente montmorillonita, según los resultados de la difracción de rayos X.

Si se comparan los índices de meteorización con las respuestas de los rayos gamma se puede encontrar que sí existe una relación como se propuso en la hipótesis. Los valores altos de índices de meteorización se registraron en las rocas de campo, las cuales tienen valores bajos de radiación gamma comparados con los datos obtenidos de la medición en el Centro Cultural y la Casa de cantera. En cambio, los valores más bajos de índices de meteorización se obtuvieron en las rocas de construcción, a excepción de la muestra RdC-CM1, en donde se registraron las cuentas más altas de radiación gamma, principalmente en el Centro Cultural.

Obviamente la medición de índices de meteorización química de tres rocas de construcción no es suficiente evidencia estadística para demostrar la meteorización de toda la fachada del Centro Cultural o la Casa de cantera, pero sí permiten describir una parte específica y más cuando se comparan con los mapeos de daños y los registros de rayos gamma.

Lo presentado en este trabajo permite interpretar que la radiación gamma medida en rocas naturales de construcción puede aportar información invaluable sobre la meteorización y el deterioro. En el caso de las areniscas, hay que definir apropiadamente su composición y procedencia, ya que una cuarzoarenita no presenta casi ningún feldespato ni líticos, lo que ocasionaría valores muy bajos de

rayos gamma. Por otra parte, rocas ígneas como el granito y la riolita contienen cantidades importantes de feldespatos de potasio, por lo que es posible que se pueda medir la radiación gamma para definir el grado de deterioro. En la Tabla 10 se muestra una lista específica de los principales minerales radiactivos y las rocas en los que se pueden encontrar, lo cual servirá para comprobar que el método no destructivo del registro de rayos gamma funciona en otras rocas.

Tabla 10. Elementos radiactivos y su distribución en minerales. Las rocas que los contienen pueden ser elegidas para aplicar la medición de rayos gamma y determinar el grado de meteorización.

Elemento	Minerales	Rocas
Potasio	Feldespatos de potasio	Arenisca (arcosas y litoarenitas), conglomerado, lutita. Granito, sienita, pegmatita, riolita, traquita, fonolita. Gneis, esquisto, pizarra.
	Moscovita	Arenisca, lutita Granito, sienita, pegmatita, riolita. Gneis, esquisto, pizarra.
	Biotita	Arenisca, lutita. Granito, sienita, pegmatita, diorita. Gneis, esquisto, pizarra.
	Arcillas (illita y montmorillonita)	Arenisca, lutita. Esquisto, pizarra.
Uranio y torio	Arcillas (varias)	Arenisca, lutita. Esquisto, pizarra.
	Monacita	Arenisca. Granito, pegmatita. Gneis.
	Circón	Arenisca. Granito, sienita, pegmatita, diorita.

Conclusiones

De acuerdo con lo planteado en la hipótesis de este trabajo, la meteorización química afectó a los afloramientos más que a las rocas de construcción, lo que se puede concluir a partir de los resultados de los índices de meteorización y porque los rayos gamma más bajos se encuentran en los afloramientos.

Se pudo concluir que los bloques que componen las construcciones están menos meteorizados que los afloramientos porque han estado expuestos menos tiempo a la intemperie, lo que está relacionado con la extracción en las canteras.

En el Centro Cultural y en la Casa de cantera, los valores más altos de rayos gamma se concentran en las zonas inferiores. Esto coincide con el mapeo de deterioro que muestra que los daños son mayores en las partes de abajo, lo que significa que existe una relación entre los procesos de deterioro y los rayos gamma.

Este tipo de resultados conjuntados de todas las pruebas y análisis permitieron identificar dicha relación que existe entre la meteorización química y los rayos gamma, además de las propiedades mineralógicas y petrofísicas de las areniscas con el tipo de deterioro.

Esto puede explicarse de la siguiente manera: los valores altos de rayos gamma están en las partes inferiores de las construcciones porque los bloques experimentan expansión hídrica por la absorción capilar de agua, provocando daños de tipo desprendimiento que remueven la superficie meteorizada químicamente y exponen la roca no alterada con mayor contenido de potasio y por lo tanto rayos gamma más altos.

La medición de rayos gamma con un espectrómetro portátil resultó de gran utilidad para determinar el grado de meteorización química. Sin embargo, antes de aplicar esta técnica se debe de tomar en cuenta que: (1) cualquier roca con potasio puede ser elegida para determinar su meteorización química mediante la medición de rayos gamma de acuerdo con la hipótesis planteada en esta tesis, ya sea que contenga feldespatos, micas, fragmentos líticos o minerales arcillosos; (2) si una roca no contiene minerales con potasio, por ejemplo, una caliza, es posible que los

resultados no reflejen adecuadamente la meteorización química; (3) es recomendable tomar medidas por separado del potasio, uranio y torio para definir si los valores altos de rayos gamma se deben a la desintegración de potasio o a la de los otros elementos cuya concentración se debe a otros procesos no relacionados con la meteorización química; (4) se debe tener cuidado con los procesos de metasomatismo de potasio que se refieren a la fijación de potasio en varios minerales, lo cual puede definirse con petrografía; (5) para comparar los resultados de la radiación gamma se recomienda que se tomen medidas en las canteras o afloramientos de donde se extrajeron las rocas para construcción.

Debido al poder de penetración de los rayos gamma en la materia (lo cual es aprovechado de manera excelente en los registros de pozo), la medición de la radiación no solamente puede hacerse directamente sobre los bloques de roca en las construcciones, sino que también puede utilizarse cuando existen recubrimientos de mampostería u otros elementos no radiactivos y poder detectar el grado de meteorización de las rocas.

Con respecto a la restauración de las partes más deterioradas en el Centro Cultural Real de Catorce, es decir, las zonas con una pérdida clara de material, se sugiere que se reemplacen con las areniscas de la Formación La Joya encontradas al norte de Real de Catorce y evitar rocas o materiales con propiedades físicas no conocidas.

Referencias

- Adams, J.A.S. & Weaver, C.E. (1958): Thorium-to-uranium ratios as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies. – *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 42 (2), 387-430.
- Allen, P.A. & Allen, J.R. (2013): *Basin analysis: principles and application to petroleum play assessment*. – Reino Unido, Wiley-Blackwell, 619 pp.
- Arêde, A., Costa, C., Topa-Gomes, A., Menezes, J.E., Silva, R., Morais, M. & Gonçalves, R. (2017): Experimental characterization of the mechanical behaviour of components and materials of stone masonry railway bridges. – *Construction and Building Materials*, 153 (1), 663-681.
- Asquith, G.B. & Gibson, C.R. (1983): *Basic well log analysis for geologists*. – Estados Unidos, The American Association of Petroleum Geologists, 219 pp.
- Aydin, A. & Basu, A. (2006): The use of Brazilian test as a quantitative measure of rock weathering. – *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 39 (1), 77-85.
- Bahlburg, H. & Dobrzinski, N. (2011): A review of the Chemical Index of Alteration (CIA) and its application to the study of Neoproterozoic glacial deposits and climate transitions. – *in* Arnaud, E., Halverson, G.P. & Shields-Zhou, G. (eds.): *The geological record of Neoproterozoic glaciations*. – Reino Unido, The Geological Society of London Memoirs 36, 81-92.
- Barajas-Nigoche, L.D. (2008): *Análisis de deformación en localidades de la secuencia silliciclástica marina del Triásico Superior de la porción occidental del estado de San Luis Potosí*. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Maestría, 88 pp.
- Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M., Gómez-Anguiano, M. & Martínez-Macías, P.R. (2004): Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. – *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21 (3), 299-319.
- Barboza-Gudiño, J.R., Molina-Garza, R.S. & Lawton, T.F. (2012): Sierra de Catorce: remnants of the ancient western equatorial margin of Pangea in central Mexico. – *in* Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G. & Molina-Garza, R.S. (eds.): *The Southern Cordillera and Beyond*. – Estados Unidos, Geological Society of America Field Guide 25, 1-18.

Barboza-Gudiño, J.R. & Torres-Hernández, J.R. (1999): Carta geológica-minera Real de Catorce F14-A24, San Luis Potosí, escala 1:50,000. – México, Servicio Geológico Mexicano (SGM), Secretaría de Economía, 1 mapa.

Basu, A., Celestino, T.B. & Bortolucci, A.A. (2009): Evaluation of rock mechanical behaviors under uniaxial compression with reference to assessed weathering grades. – *Rock Mechanics and Rock Engineering*, 42 (1), 73-93.

Bauluz, B., Mayayo, M.J., Fernández-Nieto, C. & González-López, J.M. (2000): Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. – *Chemical Geology*, 168 (1-2), 135-150.

Benavente, D., García-del Cura, M.A., Fort, R. & Ordóñez, S. (2004): Durability estimation of porous building stones from pore structure and strength. – *Engineering Geology*, 74 (1-2), 113-127.

Beretka, J. & Mathew, P.J. (1985): Natural radioactivity of Australian building materials, industrial wastes and by-products. – *Health Physics*, 48 (1), 87-95.

Biju-Duval, B. (2002): Sedimentary geology: sedimentary basins, depositional environments and petroleum formation. – Francia, Éditions Technip, 462 pp.

Blum, P. (1997): Physical properties handbook: a guide to the shipboard measurements of physical properties of deep-sea cores. – Estados Unidos, Ocean Drilling Program, Technical Note 26, 117 pp.

Boggs, S. (2006): Principles of sedimentology and stratigraphy. – Estados Unidos, Pearson Prentice Hall, 662 pp.

Cant, D.J. (1992): Subsurface facies analysis. – *in* Walker, R.G. & James, N.P. (1992): Facies models: response to sea level change. – Canadá, Geological Association of Canada, 27-45.

Carlson, D.H., Plummer, C.C. & Hammersley, L. (2011): Physical geology: Earth revealed. – Estados Unidos, McGraw-Hill, 645 pp.

Carrizales-Aguilar, A., Álvarez-Salinas, E., Sánchez-González, J.A. & Núñez-Miranda, A. (2009): Inventario físico de los recursos minerales del municipio Catorce, S.L.P. – México, Servicio Geológico Mexicano, Gobierno del Estado de San Luis Potosí, Secretaría de Desarrollo Económico, Reporte Técnico, 177 pp.

- Çelik, M.Y. & Aygün, A. (2019): The effect of salt crystallization on degradation of volcanic building stones by sodium sulfates and sodium chlorides. – *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 78 (5), 3509-3529.
- Ceryan, Ş. (2008): New chemical weathering indices for estimating the mechanical properties of rocks: a case study from the Kürtün Granodiorite, NE Turkey. – *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17 (1), 187-207.
- Ceryan, Ş. (2012): Weathering indices for assessment of weathering effect and classification of weathered rocks: a case study from NE Turkey. – *in* Dar, I.A. (ed.): *Earth sciences*. – Reino Unido, IntechOpen, 19-44.
- Ceryan, Ş., Tudes, S. & Ceryan, N. (2008): Influence of weathering on the engineering properties of Harsit granitic rocks (NE Turkey). – *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 67 (1), 97-104.
- Chamley, H. (1989): *Clay sedimentology*. – Alemania, Springer-Verlag, 623 pp.
- Chen, M.Q.F. & Chan, L.S. (2002): In-situ gamma-ray spectrometric study of weathered volcanic rocks in Hong Kong. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 27 (6), 613-625.
- Chopra, P., Papp, É. & Gibson, D. (2002): Geophysical well logging. – *in* Papp, É. (ed.): *Geophysical and remote sensing methods for regolith exploration*. – Australia, Cooperative Research Centre for Landscape Environments and Mineral Exploration, Open File Report 144, 105-115.
- Cordero-Herrera, A. (2007): El mineral de Real de Catorce. Un paisaje cultural a diversas altitudes. – *Boletín de Monumentos Históricos*, 11 (1), 77-93.
- Cruz-Pérez, R. (2018): Caracterización radiométrica en ambientes turbidíticos de la Formación Caracol mediante del análisis espectral de rayos gamma en el área de Mexquitic y Aqualulco, S.L.P. – México, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, Tesis de Maestría, 95 pp.
- Davies, S.J. & Elliott, T. (1996): Spectral gamma ray characterization of high resolution sequence stratigraphy: examples from Upper Carboniferous fluvio-deltaic systems, County Clare, Ireland. – *in* Howell, J.A. & Aitken, J.F. (eds.): *High resolution sequence stratigraphy: innovations and applications*. – Reino Unido, Geological Society of London Special Publication 104, 25-35.

Delgadillo-Amaro, B. (2018): Real de Catorce, mágico pueblo fantasma, San Luis Potosí. – *in* Asociación de Instituciones de Enseñanza de la Arquitectura de la República Mexicana (ASINEA) (ed.): Pueblos mágicos de México región centro. – México, Asociación de Instituciones de Enseñanza de la Arquitectura de la República Mexicana (ASINEA), 58-77.

Deutsches Institut für Normung (DIN) (1999): DIN EN 12370:1999-06 (D). Prüfverfahren für Naturstein - Bestimmung des Widerstandes gegen Kristallisation von Salzen; Deutsche Fassung EN 12370:1999. – Alemania, Deutsches Institut für Normung (DIN), Reporte Técnico, 4 pp.

Deutsches Institut für Normung (DIN) (2013): DIN 52102:2013-10 (D). Prüfverfahren für Gesteinskörnungen - Bestimmung der Trockenrohdichte mit dem Messzylinderverfahren und Berechnung des Dichtigkeitsgrades. – Alemania, Deutsches Institut für Normung (DIN), Reporte Técnico, 10 pp.

Deutsches Institut für Normung (DIN) (2018): DIN EN ISO 15148:2018-12 (D). Wärme- und feuchtetechnisches Verhalten von Baustoffen und Bauprodukten - Bestimmung des Wasseraufnahmekoeffizienten bei teilweisem Eintauchen (ISO 15148:2002 + Amd 1:2016); Deutsche Fassung EN ISO 15148:2002 + A1:2016. – Alemania, Deutsches Institut für Normung (DIN), Reporte Técnico, 18 pp.

Díaz-Berrio, S. (1976): Zona de monumentos históricos de Real de Catorce, SLP: estudio para su rehabilitación. – México, Dirección de Monumentos Históricos, Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH), 86 pp.

Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. & Ryberg, P.T. (1983): Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. – *Geological Society of America Bulletin*, 94 (2), 222-235.

Dickson, B.L. & Scott, K.M. (1997): Interpretation of aerial gamma-ray surveys—adding the geochemical factors. – *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17 (2), 187-200.

Dinçer, İ. & Bostancı, M. (2019): Capillary water absorption characteristics of some Cappadocian ignimbrites and the role of capillarity on their deterioration. – *Environmental Earth Sciences*, 78 (1), A7.

Dobereiner, L., Durville, J.-L. & Restituto, J. (1993): Weathering of the Massiac Gneiss (Massif Central., France). – *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 47 (1), 79-96.

- Doveton, J.H. & Merriam, D.F. (2004): Borehole petrophysical chemostratigraphy of Pennsylvanian black shales in the Kansas subsurface. – *Chemical Geology*, 206 (3-4), 249-258.
- Duzgoren-Aydin, N.S. & Aydin, A. (2003): Chemical heterogeneities of weathered igneous profiles: implications for chemical indices. – *Environmental & Engineering Geoscience*, 9 (4), 363-377.
- Duzgoren-Aydin, N.S., Aydin, A. & Malpas, J. (2002): Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong. – *Engineering Geology*, 63 (1-2), 99-119.
- Eisberg, R. & Resnick, R. (2008): *Física cuántica: átomos, moléculas, sólidos, núcleos y partículas*. – México, Limusa, 833 pp.
- Ellis, D.V. & Singer, J.M. (2008): *Well logging for earth scientists*. – Países Bajos, Springer, 692 pp.
- Eltom, H., Abdullatif, O., Makkawi, M. & Yasin, M. (2013): Integration of spectral gamma-ray and geochemical analyses for the characterization of the upper Jurassic Arab-D carbonate reservoir: outcrop analogue approach, central Saudi Arabia. – *Petroleum Geoscience*, 19 (4), 399-415.
- Esaki, T. & Jiang, K. (2000): Comprehensive study of the weathered condition of welded tuff from a historic stone bridge in Kagoshima, Japan. – *Engineering Geology*, 55 (1-2), 121-130.
- Ettensohn, F.R., Provo-Fulton, L. & Kepferle, R.C. (1979): Use of scintillometer and gamma-ray logs for correlation and stratigraphy in homogeneous black shales. – *Geological Society of America Bulletin*, 90 (5), 828-849.
- Evans, R., Mory, A.J. & Tait, A.M. (2007): An outcrop gamma ray study of the Tumblagooda Sandstone, Western Australia. – *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 57 (1-2), 37-59.
- Fabricius, I.L., Fazladic, L.D., Steinholm, A. & Korsbech, U. (2003): The use of spectral natural gamma-ray analysis in reservoir evaluation of siliciclastic sediments: a case study from the Middle Jurassic of the Harald Field, Danish Central Graben. – *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, 1 (1), 349-366.

- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W. & Young, G.M. (1995): Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. – *Geology*, 23 (10), 921-924.
- Fereidooni, D. & Khajevand, R. (2018): Correlations between slake-durability index and engineering properties of some travertine samples under wetting-drying cycles. – *Geotechnical and Geological Engineering*, 36 (2), 1071-1089.
- Fereidooni, D. & Khajevand, R. (2019): Utilization of the accelerated weathering test method for evaluating the durability of sedimentary rocks. – *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 78 (4), 2697-2716.
- Folk, R.L. (1980): *Petrology of sedimentary rocks*. – Estados Unidos, Hemphill Publishing Company, 184 pp.
- Fookes, P.G., Gourley, C.S. & Ohikere, C. (1988): Rock weathering in engineering time. – *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 21 (1), 33-57.
- Franzoni, E., Bandini, S. & Graziani, G. (2014): Rising moisture, salts and electrokinetic effects in ancient masonries: from laboratory testing to on-site monitoring. – *Journal of Cultural Heritage*, 15 (2), 112-120.
- Garzanti, E. & Vezzoli, G. (2003): A classification of metamorphic grains in sands based on their composition and grade. – *Journal of Sedimentary Research*, 73 (5), 830-837.
- Giles, J.R. & Dooley, K.J. (1998): High resolution gamma-spectroscopy well logging system. – *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 233 (1-2), 125-130.
- Goldberg, K. & Humayun, M. (2010): The applicability of the Chemical Index of Alteration as a paleoclimatic indicator: an example from the Permian of the Paraná Basin, Brazil. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 293 (1-2), 175-183.
- González-Sámano, P.S. (2012): *La Formación Cantera: su utilización, durabilidad y deterioro como roca natural de construcción. Ejemplo en edificios históricos de la ciudad de San Luis Potosí*. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 121 pp.
- Goudie, A.S. & Viles, H. (2010): Weathering hazards. – *in* Alcántara-Ayala, I. & Goudie, A.S. (eds.): *Geomorphological hazards and disaster prevention*. – Reino Unido, Cambridge University Press, 145-159.

Gunn, P.J., Minty, B.R.S. & Milligan, P.R. (1997): The airborne gamma-ray spectrometric response over arid Australian Terranes. – *in* Gubins, A.G. (ed.): Proceedings of exploration 97: fourth decennial international conference on mineral exploration. – Canadá, Prospectors and Developers Association of Canada, 733-740.

Gupta, A.S. & Rao, K.S. (2001): Weathering indices and their applicability for crystalline rocks. – *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 60 (3), 201-221.

Gutiérrez-Elorza, M. (2008): Geomorfología. – España, Pearson Prentice Hall, 898 pp.

Hamblin, W.K. & Christiansen, E.H. (2004): Earth's dynamic system. – Estados Unidos, Pearson, 788 pp.

Hampson, G.J., Davies, W., Davies, S.J., Howell, J.A. & Adamson, K.R. (2005): Use of spectral gamma-ray data to refine subsurface fluvial stratigraphy: late Cretaceous strata in the Book Cliffs, Utah, USA. – *Journal of the Geological Society*, 162 (4), 603-621.

Harnois, L. (1988): The CIW index: a new chemical index of weathering. – *Sedimentary Geology*, 55 (3-4), 319-322.

Harvey, A. (2012): Introducing geomorphology: a guide to landforms and processes. – Reino Unido, Dunedin Academic Press, 124 pp.

Hashemi, M., Goudarzi, M.B. & Jamshidi, A. (2018): Experimental investigation on the performance of Schmidt hammer test in durability assessment of carbonate building stones against freeze-thaw weathering. – *Environmental Earth Sciences*, 77 (19), A684.

Hatır, M.E., Korkanç, M. & Başar, M.E. (2019): Evaluating the deterioration effects of building stones using NDT: the Küçükköy Church, Cappadocia Region, central Turkey. – *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 78 (5), 3465-3478.

Hedley, C.B., Roudier, P. & Peterson, P. (2016): Gamma soil surveys – investigating soil patterns for nutrient and water management. – *in* Currie, L.D. & Singh, R. (eds.): Integrated nutrient and water management for sustainable farming. – Nueva Zelanda, Farmed Landscapes Research Centre, Massey University, Report 29, 8 pp.

Hesselbo, S.P. (1996): Spectral gamma-ray logs in relation to clay mineralogy and sequence stratigraphy, Cenozoic of the Atlantic margin, offshore New Jersey. – *in* Mountain, G.S., Miller, K.G., Blum, P., Poag, C.W. & Twichell, D.C. (eds.): Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results. – Estados Unidos, Ocean Drilling Program, 411-422.

- Hesselbo, S.P., Deconinck, J., Huggett, J.M. & Morgans-Bell, H.S. (2009): Late Jurassic palaeoclimatic change from clay mineralogy and gamma-ray spectrometry of the Kimmeridge Clay, Dorset, UK. – *Journal of the Geological Society*, 166 (6), 1123-1133.
- Holbrook, W.S., Marcon, V., Bacon, A.R., Brantley, S.L., Carr, B.J., Flinchum, B.A., Richter, D.D. & Riebe, C.S. (2019): Links between physical and chemical weathering inferred from a 65-m-deep borehole through Earth's critical zone. – *Scientific Reports*, 9 (1), A4495.
- Holden, J. (2005): *An introduction to physical geography and the environment*. – Reino Unido, Pearson Prentice Hall, 664 pp.
- Hornung, J. & Hinderer, M. (2011): Depositional dynamics and preservation potential in a progradational lacustrine fluvio-deltaic setting: implications for high-resolution sequence stratigraphy (Upper Triassic, Northwestern China). – *in* Davidson, S.K., Leleu, S. & North, C.P. (eds.): *From river to rock record: the preservation of fluvial sediments and their subsequent interpretation*. – Estados Unidos, Society for Sedimentary Geology, 281-310.
- Hsieh, B., Lewis, C. & Lin, Z. (2005): Lithology identification of aquifers from geophysical well logs and fuzzy logic analysis: Shui-Lin Area, Taiwan. – *Computers & Geosciences*, 31 (3), 263-275.
- Huerta-González, R.M. (2017): *El emplazamiento de pórfidos eocénicos y su posible relación con zonas mineralizadas en la Sierra de Catorce, S.L.P.* – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Maestría, 88 pp.
- Huggett, R.J. (2011): *Fundamentals of geomorphology*. – Reino Unido, Routledge, 516 pp.
- Hyvönen, E., Turunen, P., Vanhanen, E., Arkimaa, H. & Sutinen, R. (2005): Airborne gamma-ray surveys in Finland. – *in* Airo, M.L. (ed.): *Aerogeophysics in Finland 1972-2004: methods, system characteristics and applications*. – Finlandia, Geological Survey of Finland Special Paper 39, 119-134.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (2009): *Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos. Catorce, San Luis Potosí*. – México, Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), Reporte Técnico, 9 pp.
- International Council on Monuments and Sites-International Scientific Committee for Stone (ICOMOS-ISCS) (2011): *Illustrated glossary on stone deterioration patterns/Glosario ilustrado de formas de deterioro de la piedra*. – Francia, International Council on Monuments and Sites-International Scientific Committee for Stone (ICOMOS-ISCS), 80 pp.

- Juárez-Badillo, E. & Rico-Rodríguez, A. (2005): *Mecánica de suelos: fundamentos de la mecánica de suelos.* – México, Limusa, 642 pp.
- Keeton, G.I., Pranter, M.J., Cole, R.D. & Gustason, E.R. (2015): Stratigraphic architecture of fluvial deposits from borehole images, spectral-gamma-ray response, and outcrop analogs, Piceance Basin, Colorado. – *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 99 (10), 1929-1956.
- Knoll, G.E. (2000): *Radiation detection and measurement.* – Estados Unidos, John Wiley & Sons Inc., 802 pp.
- Koptíková, L., Bábek, O., Hladil, J., Kalvoda, J. & Slavík, L. (2010): Stratigraphic significance and resolution of spectral reflectance logs in Lower Devonian carbonates of the Barrandian area, Czech Republic; a correlation with magnetic susceptibility and gamma-ray logs. – *Sedimentary Geology*, 225 (3-4), 83-98.
- Krassay, A.A. (1998): Outcrop and drill core gamma-ray logging integrated with sequence stratigraphy: examples from Proterozoic sedimentary successions of northern Australia. – *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17 (4), 285-299.
- Langmuir, D. & Herman, J.S. (1980): The mobility of thorium in natural waters at low temperatures. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44 (11), 1753-1766.
- Leeder, M.R. (1994): *Sedimentology: process and product.* – Reino Unido, Chapman & Hall, 344 pp.
- Legavko, A.V. (2011): New generation of borehole radiometers for gamma-ray logging. – *Seismic Instruments*, 47 (1), 30-31.
- Lerma-Pérez, L.M. (2017): *Interpretación de registros de rayos gamma de ambientes siliciclásticos para definir sus patrones de electrofacies.* – México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, 226 pp.
- Li, C. & Yang, S. (2010): Is chemical index of alteration (CIA) a reliable proxy for chemical weathering in global drainage basins? – *American Journal of Science*, 310 (2), 111-127.
- Lima, M., Alves, C. & Sanjurjo-Sánchez, J. (2015): Radiación gamma en rocas usadas como material de construcción: el Granito de Braga (No de Portugal). – *Cadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe*, 38 (1), 79-92.
- López-Doncel, R.A., Cardona-Velázquez, N. & Wedekind, W. (2015): El rescate del patrimonio cultural pétreo de San Luis Potosí. – *Universitarios Potosinos*, 194 (1), 4-10.

López-Doncel, R.A., Mata-Segura, J.L., Cruz-Márquez, J., Arzate-Flores, J. & Pacheco-Martínez, J. (2006): Riesgo geológico para el patrimonio histórico. Ejemplos del centro histórico de la ciudad de San Luis Potosí. – *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58 (2), 259-263.

López-Doncel, R.A., Wedekind, W., Aguillón-Robles, A., Dohrmann, R., Molina-Maldonado, S., Leiser, T., Wittenborn, A. & Siegesmund, S. (2018): Thermal expansion on volcanic tuff rocks used as building stones: examples from Mexico. – *Environmental Earth Sciences*, 77 (9), A338.

López-Doncel, R.A., Wedekind, W., Dohrmann, R. & Siegesmund, S. (2013): Moisture expansion associated to secondary porosity: an example of the Loseros Tuff of Guanajuato, Mexico. – *Environmental Earth Sciences*, 69 (4), 1189-1201.

López-Doncel, R.A., Wedekind, W., Leiser, T., Molina-Maldonado, S., Velasco-Sánchez, A., Dohrmann, R., Kral, A., Wittenborn, A., Aguillón-Robles, A. & Siegesmund, S. (2016): Salt bursting tests on volcanic tuff rocks from Mexico. – *Environmental Earth Sciences*, 75 (3), A212.

Lutgens, F.K., Tarbuck, E.J. & Tasa, D. (2012): *Essentials of geology*. – Estados Unidos, Pearson Education, 554 pp.

Manić, G., Manić, V., Nikezić, D. & Krstić, D. (2015): The dose of gamma radiation from building materials and soil. – *Nukleonika*, 60 (4), 951-958.

Marshak, S. (2013): *Essentials of geology*. – Estados Unidos, W.W. Norton & Company, 622 pp.

Martínez-Martínez, J., Pola, A., García-Sánchez, L., Reyes-Agustin, G., Osorio-Ocampo, L.S., Macías-Vázquez, J.L. & Robles-Camacho, J. (2018): Building stones used in the architectural heritage of Morelia (México): quarries location, rock durability and stone compatibility in the monument. – *Environmental Earth Sciences*, 77 (5), A167.

Martinius, A.W., Geel, C.R. & Arribas, J. (2002): Lithofacies characterization of fluvial sandstones from outcrop gamma-ray logs (Loranca Basin, Spain): the influence of provenance. – *Petroleum Geoscience*, 8 (1), 51-62.

Mascuñano, E., Levresse, G., Cardellach, E., Tritlla, J., Corona-Esquivel, R. & Meyzen, C. (2013): Post-Laramide, Eocene magmatic activity in Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. – *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30 (2), 299-311.

- McAllister, D., Warke, P. & McCabe, S. (2017): Stone temperature and moisture variability under temperate environmental conditions: Implications for sandstone weathering. – *Geomorphology*, 280 (1), 137-152.
- McLennan, S.M. (1993): Weathering and global denudation. – *The Journal of Geology*, 101 (2), 295-303.
- McLennan, S.M., Nance, W.B. & Taylor, S.R. (1980): Rare earth element-thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44 (11), 1833-1839.
- Méndez-Gaona, A. (2014): Aplicación de electrofacies en afloramientos (registros de rayos gamma) para la creación de análogos en secuencias turbidíticas de la Formación Chicontepec. – México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, 94 pp.
- Menningen, J., Siegesmund, S., Tweeton, D. & Träupmann, M. (2018): Ultrasonic tomography: non-destructive evaluation of the weathering state on a marble obelisk, considering the effects of structural properties. – *Environmental Earth Sciences*, 77 (17), A601.
- Meunier, A., Caner, L., Hubert, F., El-Albani, A. & Prêt, D. (2013): The weathering intensity scale (WIS): an alternative approach of the chemical index of alteration (CIA). – *American Journal of Science*, 313 (2), 113-143.
- Moharram, B.M., Suliman, M.N., Zahran, N.F., Shennawy, S.E. & El Sayed, A.R. (2012): External exposure doses due to gamma emitting natural radionuclides in some Egyptian building materials. – *Applied Radiation and Isotopes*, 70 (1), 241-248.
- Molina-Maldonado, S.A. (2016): Estudios geológicos, petrográficos, geoquímicos y geotécnicos en las rocas de construcción del centro histórico de Santiago de Querétaro y su comportamiento al intemperismo. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Maestría, 137 pp.
- Monroe, J.S., Wicander, R. & Hazlett, R. (2007): *Physical geology: exploring the Earth*. – Estados Unidos, Thomson Brooks/Cole, 691 pp.
- Mora-Navarro, G. (2015): Estudio de los mecanismos de alteración del Edificio B «Altar de Cráneos» zona arqueológica Templo Mayor, Ciudad de México. Implicaciones

petrográficas, geoquímicas y mecánicas. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Maestría, 163 pp.

Nesbitt, H.W. (2003): Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. – *in* Lentz, D.R. (ed.): *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: evolutionary considerations to mineral deposit-forming environments*. – Canadá, Geological Association of Canada, *GeoText* 4, 39-51.

Nesbitt, H.W., Fedo, C.M. & Young, G.M. (1997): Quartz and feldspar stability, steady and non-steady-state weathering, and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. – *The Journal of Geology*, 105 (2), 173-191.

Nesbitt, H.W. & Markovics, G. (1997): Weathering of granodioritic crust, long-term storage of elements in weathering profiles, and petrogenesis of siliciclastic sediments. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (8), 1653-1670.

Nesbitt, H.W. & Young, G.M. (1982): Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. – *Nature*, 299 (8), 715-717.

Nesbitt, H.W. & Young, G.M. (1984): Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48 (7), 1523-1534.

Nesbitt, H.W. & Young, G.M. (1989): Formation and diagenesis of weathering profiles. – *The Journal of Geology*, 97 (2), 129-147.

Nesbitt, H.W. & Young, G.M. (1996): Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. – *Sedimentology*, 43 (2), 341-358.

Nielsen, B.L., Løvborg, L., Sørensen, P. & Mose, E. (1987): Gamma-ray analysis for U, Th and K on bulk cutting samples from deep wells in the Danish Subbasin and the North German Basin. – Dinamarca, Risø National Laboratory, *Reporte Técnico*, 82 pp.

Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A. & Camprubí-Cano, A. (2005): La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. – *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (3), 285-318.

Nieto-Samaniego, Á.F., Alaniz-Álvarez, S.A. & Camprubí-Cano, A. (2007): Mesa Central of México: stratigraphy, structure, and Cenozoic tectonic evolution. – *in* Alaniz-Álvarez, S.A. & Nieto-Samaniego, Á.F. (eds.): *Geology of México: Celebrating the centenary of the*

Geological Society of México. – Estados Unidos, Geological Society of America, Special Paper 422, 41-70.

Ocampo-Díaz, Y.Z.E. (2011): Implicaciones tectono-sedimentarias de las intercalaciones clásticas en el límite Jurásico – Cretácico del noreste de México (Fosa de Monterrey y Cuenca de Sabinas). – México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Doctorado, 275 pp.

Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Pinzon-Sotelo, M.P., Chávez-Cabello, G., Ramírez-Díaz, A., Martínez-Paco, M., Velasco-Tapia, F., Guerrero-Suastegui, M. & Barboza-Gudiño, J.R. (2016): Propuesta nomenclatural y análisis de procedencia de la Formación Concepción del Oro (antes Formación Caracol): implicaciones sobre la evolución tectónica del sur de Norteamérica durante el Cretácico Tardío. – Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 33 (1), 3-33.

Ohta, T. & Arai, H. (2007): Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: a new tool for evaluating the degree of weathering. – Chemical Geology, 240 (3-4), 280-297.

Orenday-Tapia, E.E., Pacheco-Martínez, J., Padilla-Ceniceros, R. & López-Doncel, R.A. (2018): In situ and nondestructive characterization of mechanical properties of heritage stone masonry. – Environmental Earth Sciences, 77 (7), A286.

Ostroumov, M., Garduño-Monroy, V.H., Carreón-Nieto, H. & Lozano-Santa Cruz, R. (2003): Mineralogía y geoquímica de los procesos de degradación en monumentos históricos: primer acercamiento a un caso mexicano (Morelia, Michoacán). – Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 20 (3), 223-232.

Ovando-Shelley, E., Ossa, A. & Santoyo, E. (2013): Effects of regional subsidence and earthquakes on architectural monuments in Mexico City. – Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 65 (1), 157-167.

Özşen, H., Bozdağ, A. & İnce, İ. (2017): Effect of salt crystallization on weathering of pyroclastic rocks from Cappadocia, Turkey. – Arabian Journal of Geosciences, 10 (12), A258.

Padilla-Ceniceros, R., Pacheco-Martínez, J., López-Doncel, R.A. & Orenday-Tapia, E.E. (2017): Rock deterioration in the masonry walls of the Cathedral Basilica of Aguascalientes, Mexico. – Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 34 (2), 138-149.

Parker, A. (1970): An index of weathering for silicate rocks. – *Geological Magazine*, 107 (6), 501-504.

Parkinson, D.N. (1996): Gamma-ray spectrometry as a tool for stratigraphical interpretation: examples from the western European Lower Jurassic. – *in* Hesselbo, S.P. & Parkinson, D.N. (eds.): *Sequence stratigraphy in British geology*. – Reino Unido, Geological Society of London Special Publication 103, 231-255.

Pérez-Casillas, I.G. (2015): Características petrográficas y granulométricas de la Formación La Joya en el Noreste de México como herramientas de correlación e interpretación del régimen tectónico durante el Jurásico Medio. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 96 pp.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R. (1973): *Sand and sandstone*. – Alemania, Springer-Verlag, 618 pp.

Pickup, G. & Marks, A. (2000): Identifying large-scale erosion and deposition processes from airborne gamma radiometrics and digital elevation models in a weathered landscape. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 25 (5), 535-557.

Pötl, C. (2015): Las Casas Tapadas de Plazuelas – Bauschäden, Verwitterungscharakteristik und gesteintechnische Eigenschaften von Tuffsteinen in Guanajuato, Mexiko. – Alemania, Georg-August-Universität Göttingen, Fakultät für Geowissenschaften und Geographie, Tesis de Maestría, 169 pp.

Pötl, C., Siegesmund, S., Dohrmann, R., Koning, J.M. & Wedekind, W. (2018): Deterioration of volcanic tuff rocks from Armenia: constraints on salt crystallization and hydric expansion. – *Environmental Earth Sciences*, 77 (19), A660.

Price, J.R. & Velbel, M.A. (2003): Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks. – *Chemical Geology*, 202 (3-4), 397-416.

Přikryl, R. (2013): Durability assessment of natural stone. – *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 46 (4), 377-390.

Přikryl, R. (2017): Constructional geomaterials: versatile earth resources in the service of humankind—introduction to the thematic set of papers on: challenges to supply and quality of geomaterials used in construction. – *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 76 (1), 1-9.

- Rider, M.H. (1990): Gamma-ray log shape used as a facies indicator: critical analysis of an oversimplified methodology. – *in* Hurst, A., Lovell, M.A. & Morton, A.C. (eds): Geological applications of wireline logs. – Reino Unido, Geological Society Special Publication 48, 27-37.
- Rider, M.H. (2002): The geological interpretation of well logs. – Escocia, Rider-French Consulting Limited, 280 pp.
- Righi, S. & Bruzzi, L. (2006): Natural radioactivity and radon exhalation in building materials used in Italian dwellings. – *Journal of Environmental Radioactivity*, 88 (2), 158-170.
- Rigopoulos, I., Tsikouras, B., Pomonis, P. & Hatzipanagiotou, K. (2010): The influence of alteration on the engineering properties of dolerites: the examples from the Pindos and Vourinos ophiolites (northern Greece). – *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 47 (1), 69-80.
- Risica, S., Bolzan, C. & Nuccetelli, C. (2001): Radioactivity in building materials: room model analysis and experimental methods. – *The Science of the Total Environment*, 272 (1-3), 119-126.
- Ruedrich, J., Bartelsen, T., Dohrmann, R. & Siegesmund, S (2011): Moisture expansion as a deterioration factor for sandstone used in buildings. – *Environmental Earth Sciences*, 63 (7-8), 1545-1564.
- Ruffell, A.H., McKinley, J.M., Lloyd, C.D. & Graham, C. (2006): Th/K and Th/U ratios from spectral gamma-ray surveys improve the mapped definition of subsurface structures. – *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 11 (1), 53-61.
- Ruffell, A.H., Worden, R.H. & Evans, R. (2003): Palaeoclimate controls on spectral gamma-ray radiation from sandstones. – *in* Worden, R.H. & Morad, S. (eds.): Clay mineral cements in sandstones. – Reino Unido, International Association of Sedimentologists, Special Publication 34, 93-108.
- Sánchez-Crispín, A., Carrascal, E. & de Sicilia-Muñoz, A. (1994): De la minería al turismo: Real de Catorce y Cerro de San Pedro, México. Una interpretación geográfico-económica. – *Revista Geográfica*, 119 (1), 81-106.
- Sanjurjo-Sánchez, J., Alves, C. & Vidal-Romaní, J.R. (2016): Assessing the weathering of granitic stones on historical urban buildings by geochemical indices. – *Earth Sciences Research Journal*, 20 (3), F1-F13.

Sanjurjo-Sánchez, J., Arce-Chamorro, C., Alves, C., Sánchez-Pardo, J.C., Blanco-Rotea, R. & Costa-García, J.M. (2018a): Using in situ gamma ray spectrometry (GRS) exploration of buried archaeological structures: a case study from NW Spain. – *Journal of Cultural Heritage*, 34 (1), 247-254.

Sanjurjo-Sánchez, J., Arce-Chamorro, C., Couto, M. & Alves, C. (2018b): Non-destructive assessment of weathering in granite blocks of historical buildings: in situ gamma-ray spectrometry (GRS). – *in* Mosquera, M.J. & Almoraima-Gil, M.L. (eds.): *Conserving cultural heritage*. – España, CRC Press, 107-109.

Schlumberger (1998): *Log interpretation principles/applications*. – Estados Unidos, Schlumberger, 227 pp.

Schuller, M.P. (2003): Nondestructive testing and damage assessment of masonry structures. – *Progress in Structural Engineering and Materials*, 5 (4), 239-251.

Secretaría de Desarrollo Urbano, Vivienda y Obras Públicas (SEDUVOP) (2004): *Plan municipal de desarrollo urbano de Catorce, S.L.P.* – México, Secretaría de Desarrollo Urbano, Vivienda y Obras Públicas (SEDUVOP), Reporte Técnico, 443 pp.

Secretaría de Gobernación (SEGOB) (2012): *Diario Oficial de la Federación DOF: 29/11/2012* (en línea). – México, Secretaría de Gobernación (SEGOB), última actualización el 29 de noviembre de 2012, <http://dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5280545&fecha=29/11/2012>, consultado el 18 de enero de 2020.

Secretaría de Turismo (SECTUR) (2014): *Real de Catorce, San Luis Potosí* (en línea). – México, Secretaría de Turismo (SECTUR), última actualización el 24 de junio de 2019, <<http://www.sectur.gob.mx/gobmx/pueblos-magicos/real-de-catorce-san-luis-potosi/>>, consultado el 18 de enero de 2020.

Selley, R.C. (1985): *Ancient sedimentary environments and their sub-surface diagnosis*. – Reino Unido, Springer-Science + Business Media, 317 pp.

Selley, R.C. (2000): *Applied sedimentology*. – Estados Unidos, Academic Press, 532 pp.

Shao, J., Yang, S. & Li, C. (2012): Chemical indices (CIA and WIP) as proxies for integrated chemical weathering in China: inferences from analysis of fluvial sediments. – *Sedimentary Geology*, 265-266 (1), 110-120.

- Siedel, H. & Siegesmund, S. (2014): Characterization of stone deterioration on buildings. – *in* Siegesmund, S. & Snethlage, R. (eds.): Stone in architecture: properties, durability. – Alemania, Springer, 349-414.
- Siegesmund, S. & Dürrast, H. (2014): Physical and mechanical properties of rocks. – *in* Siegesmund, S. & Snethlage, R. (eds.): Stone in architecture: properties, durability. – Alemania, Springer, 97-224.
- Siegesmund, S. & Török, Á. (2014): Building stones. – *in* Siegesmund, S. & Snethlage, R. (eds.): Stone in architecture: properties, durability. – Alemania, Springer, 11-95.
- Siegesmund, S., Weiss, T. & Vollbrecht, A. (2002): Natural stone, weathering phenomena, conservation strategies and case studies: introduction. – *in* Siegesmund, S., Weiss, T. & Vollbrecht, A. (eds.): Natural stone, weathering phenomena, conservation strategies and case studies. – Reino Unido, Geological Society of London, Special Publication 205, 1-7.
- Silva-Romo, G., Arellano-Gil, J., Mendoza-Rosales, C. & Nieto-Obregón, J. (2000): A submarine fan in the Mesa Central, Mexico. – *Journal of South American Earth Sciences*, 13 (4-5), 429-442.
- Šimíček, D., Bábek, O. & Leichmann, J. (2012): Outcrop gamma-ray logging of siliciclastic turbidites: separating the detrital provenance signal from facies in the foreland-basin turbidites of the Moravo-Silesian basin, Czech Republic. – *Sedimentary Geology*, 261-262 (1), 50-64.
- Singh, M., Sharma, M. & Tobschall, H.J. (2005): Weathering of the Ganga alluvial plain, northern India: implications from fluvial geochemistry of the Gomati River. – *Applied Geochemistry*, 20 (1), 1-21.
- Slatt, R.M. (2000): Why outcrop characterization of turbidite systems. – *in* Bouma, A.H. & Stone, C.G. (eds.): Fine-grained turbidite systems. – Estados Unidos, The American Association of Petroleum Geologists Memoir 72, Society for Sedimentary Geology Special Publication 68, 181-186.
- Snethlage, R. (2014): Natural stones in architecture: introduction. – *in* Siegesmund, S. & Snethlage, R. (eds.): Stone in architecture: properties, durability. – Alemania, Springer, 1-9.
- Sonkawade, R.G., Kant, K., Muralithar, S., Kumar, R. & Ramola, R.C. (2008): Natural radioactivity in common building construction and radiation shielding materials. – *Atmospheric Environment*, 42 (9), 2254-2259.

- Steiger, M., Charola, A.E. & Sterflinger, K. (2014): Weathering and deterioration. – *in* Siegesmund, S. & Snethlage, R. (eds.): Stone in architecture: properties, durability. – Alemania, Springer, 225-316.
- Stück, H., Plagge, R. & Siegesmund, S. (2013): Numerical modeling of moisture transport in sandstone: the influence of pore space, fabric and clay content. – *Environmental Earth Sciences*, 69 (4), 1161-1187.
- Swanson, V.E. (1961): Geology and geochemistry of uranium in marine black shales: a review. Uranium in carbonaceous rocks. – Estados Unidos, U.S. Atomic Energy Commission, Geological Survey Professional Paper 356-C, 112 pp.
- Tarbuck, E.J., Lutgens, F.K. & Tasa, D. (2005): Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física. – España, Pearson Educación, 686 pp.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. & Sheriff, R.E. (1990): Applied geophysics. – Reino Unido, Cambridge University Press, 770 pp.
- Theodoridou, M. & Török, Á. (2019): In situ investigation of stone heritage sites for conservation purposes: a case study of the Székesfehérvár Ruin Garden in Hungary. – *Progress in Earth and Planetary Science*, 6 (1), 15.
- Topal, T. & Sözmen, B. (2001): Characteristics of the weathering zones developed within the tuffs of the Midas Monument. – *Turkish Journal of Earth Sciences*, 10 (2), 83-91.
- Topal, T. & Sözmen, B. (2003): Deterioration mechanisms of tuffs in Midas monument. – *Engineering Geology*, 68 (3-4), 201-223.
- Van Stappen, J.F., De Kock, T., De Schutter, G. & Cnudde, V. (2019): Uniaxial compressive strength measurements of limestone plugs and cores: a size comparison and X-ray CT study. – *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 78 (7), 5301-5310.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. & Rahmanian, V.D. (1990): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. – Estados Unidos, The American Association of Petroleum Geologists, 55 pp.
- Velasco-Sánchez, A. (2013): Estudio petrográfico, petrofísico y geoquímico de las rocas de construcción del Templo de la Compañía de Jesús, Guanajuato, México. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 76 pp.

- Viscarra-Rossel, R.A., Webster, R. & Kidd, D. (2014): Mapping gamma radiation and its uncertainty from weathering products in a Tasmanian landscape with a proximal sensor and random forest kriging. – *Earth Surface Processes and Landforms*, 39 (6), 735-748.
- Wedekind, W., Gross, C.J., Hoffmann, A. & Siegesmund, S. (2018): Damage phenomenon and petrophysical properties of sandstones at the Phnom Bakheng Temple (Angkor, Cambodia): first investigations and possible conservation measures. – *Environmental Earth Sciences*, 77 (21), A735.
- Wedekind, W., López-Doncel, R.A., Dohrmann, R., Kocher, M. & Siegesmund, S. (2013): Weathering of volcanic tuff rocks caused by moisture expansion. – *Environmental Earth Sciences*, 69 (4), 1203-1224.
- Wedekind, W., Ruedrich, J. & Siegesmund, S. (2011): Natural building stones of Mexico–Tenochtitlán: their use, weathering and rock properties at the Templo Mayor, Palace Heras Soto and the Metropolitan Cathedral. – *Environmental Earth Sciences*, 63 (7-8), 1787-1798.
- Weltje, G.J. (2002): Quantitative analysis of detrital modes: statistically rigorous confidence regions in ternary diagrams and their use in sedimentary petrology. – *Earth-Science Reviews*, 57 (3-4), 211-253.
- Wilford, J. (2002): Airborne gamma-ray spectrometry. – *in* Papp, É. (ed.): Geophysical and remote sensing methods for regolith exploration. – Australia, Cooperative Research Centre for Landscape Environments and Mineral Exploration Open File Report 144, 46-52.
- Wilford, J. (2011): Weathering intensity map of the Australian continent: new framework provides new insights into an old continent. – *Ausgeo News*, 101 (1), 8-12.
- Wilford, J. (2012): A weathering intensity index for the Australian continent using airborne gamma-ray spectrometry and digital terrain analysis. – *Geoderma*, 183-184 (1), 124-142.
- Zaid, S.M., Elbadry, O., Ramadan, F. & Mohamed, M. (2015): Petrography and geochemistry of Pharaonic sandstone monuments in Tall San Al Hagr, Al Sharqiya Governorate, Egypt: implications for provenance and tectonic setting. – *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24 (4), 325-343.

Anexos

Anexo 1: Antecedentes y geología de la Sierra de Catorce

Antecedentes

Alexander von Humboldt (1811) mencionó las minas de Real de Catorce en su libro “Essai Politique sur le Royaume de la Nouvelle-Espagne”, pero nunca visitó el lugar según Baker (1922). El primer reporte científico de la Sierra de Catorce se le acredita a Burkart (1836) quien encontró capas con diversos fósiles y les asignó una edad del Carbonífero. Duport (1843) describió la estructura y estratigrafía de la sierra donde identificó la Formación La Caja. Laur (1871) aportó la primera evidencia de capas del Jurásico Superior en base a la identificación de amonites. Nikitin (1890), por otra parte, describió varios bivalvos dándoles una edad igual del Jurásico. Además, del Castillo & Aguilera (1895) ampliaron el estudio de la fauna fósil en el primer número del Boletín de la Comisión Geológica de México, incluyendo amonites, braquiópodos y bivalvos del Jurásico Superior.

Durante el siglo XX continuaron las investigaciones en la Sierra de Catorce. Lewis (1920) analizó algunos de los yacimientos minerales de Real de Catorce. Baker (1922) hizo un estudio completo sobre la estratigrafía, estructura y los depósitos minerales, donde dividió las rocas sedimentarias en ocho unidades e identificó una secuencia metamórfica inferior. Imlay (1953) describió brevemente las formaciones del Jurásico y Erben (1956) reportó dos ejemplares de amonites, pero no proporcionó la localidad precisa y no se han reportado otra vez de acuerdo con Barboza-Gudiño *et al.* (2004).

Posteriormente, Mixon (1963) presentó un mapa geológico con las formaciones del Cañón General que se encuentra hacia el oeste de Real de Catorce. Verma & Westermann (1973) revisaron las descripciones de los amonites de la Formación La Caja de autores previos y mejoraron la bioestratigrafía del Jurásico Superior en el área. En los años siguientes se escribieron varias tesis sobre la geología general de la Sierra de Catorce (Bacon, 1978), así como de la Formación La Joya (Lazzeri, 1979), Formación Taraises (Blaiser, 1979), formaciones Tamaulipas Inferior, La

Peña y Tamaulipas Superior (Ross, 1979), Formación Cuesta del Cura (Ice, 1979) y otras tesis enfocadas en los yacimientos minerales (Silva-Álvarez, 1977; Valencia-Dávila, 1979; Zárate-del Valle, 1979).

En las últimas décadas del siglo XX continuaron los estudios en la Sierra de Catorce. Zárate-del Valle (1982, 1996) hizo una revisión de la geología y un análisis de las mineralizaciones de antimonio. Mújica-Mondragón & Jacobo-Albarrán (1983) y Tuta *et al.* (1988) reportaron dataciones de varios intrusivos cenozoicos en la Sierra de Catorce con edades de 53 ± 4 Ma y 35.7 ± 1.0 Ma respectivamente. Varias tesis trataron acerca de los yacimientos en distintos distritos mineros de la zona (Carrizales-Aguilar, 1984; López-Martínez, 1984; Carrizales-Ibarra, 1989). En cuanto a los aspectos paleontológicos, Stinnesbeck (1983) describió los amonites de la Formación Cuesta del Cura, mientras que Villaseñor *et al.* (1991) y Olóriz *et al.* (1997, 1999) se enfocaron en los fósiles del Jurásico. Por otra parte, la mayoría de las investigaciones se centraron en la interpretación geológica de la zona. Por ejemplo, López-Infanzón (1986), Maher *et al.* (1991), Jones *et al.* (1995), Barboza-Gudiño *et al.* (1998), Bartolini (1998) y Bartolini *et al.* (1999) analizaron las rocas volcánicas del Jurásico. Barboza-Gudiño (1989), además del estudio estratigráfico, realizó una cartografía del área. Barboza-Gudiño & Torres-Hernández (1999) hicieron la carta geológica Real de Catorce F14-A24 para el Servicio Geológico Mexicano. Barboza-Gudiño *et al.* (1999) examinaron los depósitos de las formaciones Zacatecas, Nazas y La Joya. Finalmente, Franco-Rubio (1999) se centró en la revisión de la estratigrafía de la Sierra de Catorce y reportó la presencia de fragmentos de plantas en la Formación Zacatecas, a la cual situó en el Pérmico, pero que posteriormente se definiría de edad triásica por dataciones en circones detríticos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010).

Para el siglo XXI sigue creciendo el entendimiento sobre la evolución geológica de la Sierra de Catorce. Silva-Romo *et al.* (2000), Hoppe *et al.* (2002) y Centeno-García (2005) hicieron aportaciones sobre el origen de los sedimentos del Triásico que interpretaron como abanicos de aguas profundas. Barboza-Gudiño *et al.* (2004) realizaron una revisión de la estratigrafía y reconocieron una unidad que se intercala con la Formación Nazas a la que nombraron Capas Cerro El Mazo. Es importante

añadir que numerosas tesis fueron escritas acerca de la estratigrafía general (Martínez-Macías, 2004), sobre las formaciones Zacatecas (Hoppe, 2000; Barajas-Nigoche, 2008), Nazas (Zavala-Monsiváis, 2000; Gómez-Anguiano, 2001; Venegas-Rodríguez, 2007; Rodríguez-Hernández, 2009), La Joya (Pérez-Casillas, 2015, 2018; López-Gallegos, 2016) y los pórfidos del Eoceno (Huerta-González, 2017).

Además, Barboza-Gudiño *et al.* (2008) correlacionaron las rocas volcánicas en el noreste de México, incluidas las de Real de Catorce y las interpretaron como producto de un arco volcánico continental desarrollado en el Jurásico Inferior. Carrizales-Aguilar *et al.* (2009) hicieron un inventario de los recursos del municipio de Catorce sobre yacimientos minerales y rocas dimensionables. Por otra parte, Venegas-Rodríguez *et al.* (2009) y Barboza-Gudiño *et al.* (2010) registraron edades de circones detríticos en las Capas Cerro El Mazo (edad máxima de depósito 212 Ma) y en sedimentos del Triásico Superior de la Formación Zacatecas (edad máxima de depósito 230-225 Ma) respectivamente. Barboza-Gudiño (2012) y Barboza-Gudiño *et al.* (2012) hicieron una revisión estratigráfica, estructural y geocronológica de la Sierra de Catorce con datos obtenidos previamente. Posteriormente, Mascuñano *et al.* (2013) se enfocaron en la investigación de la actividad magmática del Eoceno junto con la datación U-Pb en circones de granitoides y Olóriz & Villaseñor (2018) describieron nuevas especies de amonites en la Formación La Caja.

Formación Zacatecas

La Formación Zacatecas consiste en una secuencia siliciclástica con metamorfismo de bajo grado (Silva-Romo *et al.*, 2000) formada predominantemente por lutitas laminadas y estratos delgados de limolita y arenisca de grano fino (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999, 2004). La base de la secuencia no aflora, pero se estima que tiene más de 600 m de espesor (Silva-Romo *et al.*, 2000), aunque Hoppe (2000) y Barboza-Gudiño *et al.* (2004) midieron aproximadamente 400 m en el Cañón General al oeste de Real de Catorce.

Las areniscas que componen a la Formación Zacatecas han sido clasificadas como grauvacas cuyos componentes son principalmente cuarzo, fragmentos líticos, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y otras micas de origen clástico con un porcentaje de matriz de 35-40 % (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

El ambiente de depósito de la Formación Zacatecas se interpreta como parte de un abanico submarino en el margen oeste de Pangea (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 1999, 2004, 2010; Bartolini, 1998; Hoppe, 2000; Silva-Romo *et al.*, 2000; Hoppe *et al.*, 2002) denominado por Centeno-García (2005) como “Potosi Fan”.

Por la presencia de las esporas *Lycospora* sp. y *Densosporites* sp., Bacon (1978) le asignó una edad del Pennsylvaniano. Sin embargo, estas esporas pueden llegar hasta el Jurásico. También se le asignó una edad del Pérmico con base en restos de plantas (Franco-Rubio, 1999). De acuerdo con la estratigrafía, diversos autores concluyeron que pertenecía al Triásico Superior (López-Infanzón, 1986, Barboza-Gudiño, 1989, Silva-Romo *et al.*, 2000), además de que Barboza-Gudiño *et al.* (1999) reportaron la presencia de moldes de bivalvos (*Palaeoneilo* sp.) frecuentes en otras localidades triásicas de México. Posteriormente, la edad máxima del depósito (230-225 Ma) quedó definida con base en análisis geocronológicos de circones detríticos en el Triásico Superior (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010).

Capas Cerro El Mazo

Discordantemente sobre la Formación Zacatecas se observan capas deformadas de rocas sedimentarias marinas compuestas por areniscas conglomeráticas con alternancias de lutitas de color rojo y verde con fragmentos de plantas a las cuales Barboza-Gudiño *et al.* (2004) denominaron Capas Cerro El Mazo y reportaron un espesor de más de 80 m, aunque Venegas-Rodríguez *et al.* (2009) midieron dos secciones con espesores entre 130 m y 280 m. En algunas localidades, las capas se intercalan con la parte basal de la Formación Nazas y en otras zonas pueden estar ausentes (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004, 2010; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009; Barboza-Gudiño, 2012).

Las areniscas consisten en más del 90 % de fragmentos subangulares de cuarzo monocristalino, policristalino, fragmentos líticos de rocas clásticas con abundante cuarzo y escasos fragmentos líticos de rocas volcánicas máficas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Las capas pueden contener concreciones de carbonatos, glauconita y ocasionalmente tener estratificación cruzada y ondulosa de tipo *flaser*, además de fragmentos de plantas y raíces. Las intercalaciones volcánicas son lavas de textura traquítica, formadas por plagioclasa acicular en una matriz criptocristalina con cristalización de calcita y clorita fibrosa (Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009).

El ambiente de depósito de las Capas Cerro El Mazo tenía un aporte de materiales terrígenos, restos de plantas, areniscas conglomeráticas de canales y facies de planicies de inundación, por lo que se interpreta como la parte distal de un delta y la zona marina proximal (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004, 2012; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009).

Por su posición estratigráfica, la unidad puede estar situada entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior porque yace sobre la Formación Zacatecas y se intercala con la Formación Nazas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Por otra parte, Maher *et al.* (1991) reportaron restos de plantas posiblemente del Jurásico Inferior y McKee *et al.* (1999) los identificaron como probable *Phlebopteris angustiloba* del Jurásico Inferior-Medio. Venegas-Rodríguez *et al.* (2009) describieron una posible cicadeoidea del género *Zamites*, cuyo rango abarca desde el Triásico Superior hasta el Cretácico. Con base en los resultados obtenidos por circones en una riolita que corta a la secuencia, la edad máxima del depósito para las Capas Cerro El Mazo es de 174.7 ± 1.3 Ma, situándolas en el Jurásico Inferior (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004, 2012; Venegas-Rodríguez *et al.*, 2009).

Formación Nazas

La Formación Nazas yace discordantemente sobre la Formación Zacatecas y además se intercala con las Capas Cerro El Mazo, llegando a faltar en algunas localidades (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004, 2008). Venegas-Rodríguez *et al.* (2009) sugirieron que el límite entre las Capas Cerro El Mazo y la Formación Nazas se

encuentra cuando el material volcánico es evidentemente subaéreo y predomina sobre los depósitos sedimentarios. La Formación Nazas consiste en flujos de lava andesítica, riolitas y rocas piroclásticas (López-Infanzón, 1986; Jones *et al.*, 1995; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; 1999, 2010). El espesor total de la secuencia es de varias decenas de metros hasta más de 200 m (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Huerta-González, 2017).

En la secuencia se identifican lavas de composición andesítica-basáltica las cuales muestran una textura de brecha de desintegración, mientras que los materiales piroclásticos finos deformados y alterados corresponden a flujos de ceniza y tobas de caída. Los cuerpos de composición dacítica y riolítica en forma de diques y cuerpos tipo domos tienen una marcada foliación o bandeo de inyección (Zavala-Monsiváis, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Dichas lavas basálticas-andesíticas muestran textura porfídica fluidal con fenocristales de hornblenda altamente alterados, olivino y plagioclasa en una matriz fina compuesta de plagioclasa acicular. Por otra parte, los diques riolíticos exhiben una textura porfídica, con fenocristales de cuarzo en una matriz de feldespato y cuarzo. Están fuertemente alterados y algunos exhiben foliación con textura lepidoblástica asociada con metamorfismo dinámico (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008, 2012).

Según las relaciones estratigráficas y la naturaleza de los depósitos piroclásticos, es decir, el origen subaéreo de los piroclastos, los flujos de ceniza y lava sin formas almohadilladas (Jones *et al.*, 1995; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998; Zavala-Monsiváis, 2000; Barajas-Nigoche, 2008) y la ausencia de sedimentos marinos con excepción de las Capas Cerro El Mazo (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004), se concluye que la Formación Nazas es parte de un arco relacionado con el margen con el margen continental activo del Triásico-Jurásico del oeste de Norteamérica (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998).

Bartolini *et al.* (1999) consideraron que la secuencia forma parte de un arco más antiguo del Pérmico-Triásico, sin embargo, Barboza-Gudiño *et al.* (2004) fecharon

un dique riolítico que corta a la Formación Nazas obteniendo una edad de 174.7 ± 1.3 Ma, lo que indica que la secuencia volcánica es del Jurásico Inferior-Medio.

Formación La Joya

La Formación La Joya cubre discordantemente a la Formación Nazas y se describe como una secuencia grano-decreciente (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004) de conglomerados polimícticos, areniscas, limolitas y lutitas. Localmente varía su espesor, llegando a alcanzar 300 m (Mixon, 1963; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 2004, 2012; Bartolini *et al.*, 1999) y 500 m en otras secciones (Pérez-Casillas, 2015).

El conglomerado basal es masivo y pobremente sorteado con componentes bien redondeados de cuarzo, líticos sedimentarios, metamórficos (Bartolini *et al.*, 1999; Franco-Rubio, 1999) y volcánicos andesíticos, basálticos, dacíticos y riolíticos (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 2004, 2012; Pérez-Casillas, 2015). Los clastos son de tamaños diversos, predominando diámetros de 3-5 cm en una matriz arenosa fina con una estructura soportada por los clastos, pero en la parte superior, en la transición hacia areniscas, es soportada por la matriz (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). El conglomerado es seguido por arenisca de grano grueso y conglomerática con laminación paralela y *ripples* de corriente intercalada con limolita, haciéndose de grano más fino con estratificación delgada y laminación (Bartolini *et al.*, 1999; Franco-Rubio, 1999; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Pérez-Casillas (2015) reportó que estas areniscas están constituidas principalmente por cuarzo y en menor proporción por líticos volcánicos felsíticos en una matriz arcillosa menor al 10 % y en ocasiones cementadas. Sobre estas capas aflora una secuencia de limolitas y lutitas rojas con superficies alteradas color verde o amarillo con una estratificación generalmente masiva (Franco-Rubio, 1999; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Se interpreta que el depósito para los conglomerados de la Formación La Joya fue en un ambiente con abanicos y planicies aluviales incluyendo canales fluviales. La parte superior de la secuencia se depositó en un ambiente lagunar y marino somero (Mixon, 1963; Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 2004, 2012; Franco-Rubio, 1999).

La edad de la Formación La Joya, de acuerdo con su posición estratigráfica con la Formación Nazas, fue asignada al Calloviano (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998) o posterior a 172 Ma (Aaleniano) por la datación de un dique riolítico que corta a la Formación Nazas, pero que subyace a la Formación La Joya (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Barboza-Gudiño *et al.* (2012) confirmaron una edad máxima de depósito con circones detríticos de 170 Ma en el Bajociano (Jurásico Medio).

Formación Zuloaga

La Formación Zuloaga consiste en capas de caliza de estratificación gruesa de color gris (Verma & Westermann, 1973) con algunos nódulos de pedernal (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Huerta-González, 2017). Se considera que tiene una transición normal y concordante con la Formación La Joya, aunque en la base, las calizas se encuentran extremadamente deformadas porque estuvieron sometidas a un deslizamiento o *detachment* (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Las calizas de la base que componen a la Formación Zuloaga son micríticas a microesparíticas y como se mencionó, están intensamente cizalladas, por lo que parecen rocas totalmente trituradas y en parte laminadas. Estas láminas son superficies con calcita recristalizada e indicadores cinemáticos microscópicos. Hacia la parte superior, la caliza está menos deformada y se observa en capas gruesas de más de 1 m de espesor con escasos nódulos de pedernal (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). Carrizales-Aguilar *et al.* (2009) la clasifican como micrita-biomícrita con partes de foraminíferos, gasterópodos, equinodermos y algas.

La Formación Zuloaga supone un ambiente de depósito en aguas tranquilas sin influencia del oleaje, con algunas decenas de metros de profundidad (Carrizales-Aguilar *et al.*, 2009).

Por su contenido de amonites, pelecípodos, corales y gasterópodos del género *Nerinea*, la Formación Zuloaga ha sido ubicada en el Oxfordiano (Jurásico Superior) (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Formación La Caja

La Formación La Caja yace concordantemente sobre las calizas de la Formación Zuloaga. Está compuesta principalmente por intercalaciones de calizas y margas con algunas capas de arenisca y lutita. Varía en espesor desde unos pocos metros hasta cerca de 50 m (Verma & Westermann, 1973; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004), aunque frecuentemente toda la unidad puede estar ausente por deslizamientos tectónicos durante el plegamiento (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Verma & Westermann (1973) dividieron a la Formación La Caja en dos miembros por su litología y los diferentes conjuntos de amonites: El Pastor (miembro inferior) dominado por estratos gruesos de caliza y El Verde (miembro superior) que consiste en intercalaciones de calizas delgadas y lutitas. Además de amonites, en las capas se pueden encontrar fósiles de cefalópodos, gasterópodos, pelecípodos y braquiópodos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Los estudios de los organismos fósiles como bivalvos y braquiópodos indican que vivieron en condiciones de aguas someras. También los amonites adaptados a ambientes de alta energía demuestran que el depósito de esta formación fue en aguas someras (Verma & Westermann, 1973). Se interpretó entonces un nivel nerítico abierto de profundidad moderada de 50-70 m (Villaseñor *et al.*, 1991).

La fauna de la Formación La Caja descrita por Verma & Westermann (1973) pertenece al Titoniano, con algunos especímenes de la parte inferior del Kimmeridgiano (Jurásico Superior) (Olóriz *et al.*, 1999).

Formación Taraises

La Formación Taraises sigue transicionalmente a la Formación La Caja y consiste en una alternancia de calizas arcillosas de estratificación delgada a mediana con bandas de pedernal y materiales terrígenos en forma de horizontes delgados. Se considera que tiene un espesor de 30-50 m, pero frecuentemente la formación se encuentra adelgazada y en determinados lugares está ausente casi totalmente por

efectos tectónicos de cizallamiento extremo debido a deslizamientos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Las calizas de la Formación Taraises son descritas como *mudstone-wackestone* con foraminíferos planctónicos, radiolarios y calpionélidos. Presenta algunos lentes y bandas de pedernal de 5-8 cm de espesor. También se reconocen fósiles mal preservados de amonites y belemnites (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

El depósito inferido para la Formación Taraises, específicamente en el área de la Sierra de Catorce, es de un ambiente pelágico de moderada profundidad con una transición hacia la cuenca con aportes de carbonatos y alternancia de terrígenos, según la litología y los fósiles presentes (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

La edad de esta unidad se basa en la presencia de calpionélidos, los cuales comprenden desde el Berriasiano hasta el Valanginiano ya que no se presentan en el piso Hauteriviano (Cretácico Inferior) (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Formación Tamaulipas Inferior

La Formación Tamaulipas Inferior yace concordantemente sobre la Formación Taraises, pudiéndose distinguir el límite entre ambas cuando disminuyen los horizontes terrígenos y las calizas alcanza espesores cercanos a 1 m (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004). De esta manera, la Formación Tamaulipas Inferior se caracteriza por capas gruesas de caliza con nódulos de pedernal y estilolitas (Huerta-González, 2017). Puede alcanzar un espesor de 200 m hasta 350 m dependiendo de la zona (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Huerta-González, 2017).

Las calizas de esta formación son micríticas de tipo *mudstone-wackestone* y se presentan en capas gruesas o bancos con nódulos de pedernal, estilolitas paralelas a la estratificación, amonites generalmente de no más de 2 cm de diámetro y belemnites de 3 cm de largo. Se reconocen también microfósiles como radiolarios, foraminíferos planctónicos, fragmentos de bivalvos y de ostrácodos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Debido a las características litológicas y la fauna descrita, se interpreta que esta unidad se depositó en un ambiente pelágico de cuenca con moderada profundidad y aguas tranquilas bien oxigenadas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

La edad de la Formación Tamaulipas Inferior se ha establecido en el Hauteriviano-Barremiano (Cretácico Inferior) por su posición estratigráfica y por los microfósiles planctónicos (Ross, 1979; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Formación La Peña

El límite de la Formación La Peña con la Formación Tamaulipas Inferior es concordante y está bien marcado por un cambio litológico de calizas gruesas a capas delgadas de caliza con intercalaciones de lutita. Su espesor es de apenas 30-40 m (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Las calizas son micríticas de tipo *mudstone-wackestone* con abundantes microfósiles planctónicos. Pueden presentarse como calizas margosas en capas delgadas de 5-15 cm de espesor con alternancias de lutitas y limolitas. Es frecuente observar laminación de lutita de color amarillo y bandas delgadas de pedernal negro. Además, esta formación contiene impresiones de amonites en malas condiciones de preservación (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

El ambiente de depósito interpretado para esta unidad es de cuenca con aguas tranquilas sin influencia del oleaje, condiciones parcialmente reductoras y un aporte constante de materiales terrígenos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Por su posición estratigráfica sobre la Formación Tamaulipas Inferior del Hauteriviano-Barremiano y por el contenido de *Globigerinelloides* sp. y *Favusella washitensis* (Ross, 1979), a esta formación se le asigna una edad del Aptiano en su parte inferior (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Formación Tamaulipas Superior

La Formación La Peña pasa transicionalmente a la Formación Tamaulipas Superior que es una secuencia de capas medianas de caliza y algunos horizontes de materiales terrígenos con un espesor aproximado de 50-60 m (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Huerta-González, 2017).

Las calizas son micríticas de tipo *mudstone-wackestone* con foraminíferos planctónicos y pequeños amonites. Es común encontrar nódulos y bandas de pedernal, así como capas delgadas de caliza arcillosa intercaladas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Huerta-González, 2017).

El ambiente en el que se depositaron estas calizas es interpretado como nerítico profundo con buena oxigenación y con un aporte constante de los sedimentos terrígenos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Con base en la presencia *Favusella washitensis*, *Colomiella recta*, *Pithonella innominata* y *Microcalamoides diversus*, la Formación Tamaulipas Superior se considera de la parte final del Aptiano y el comienzo del Albiano (Cretácico Inferior) (Ross, 1979; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Formación Cuesta del Cura

La Formación Cuesta del Cura es una secuencia de 100-150 m de calizas de estratificación delgada con bandas y lentes de pedernal intercaladas con materiales terrígenos. Yace de forma concordante y transicional a la Formación Tamaulipas Superior (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Huerta-González, 2017).

Las calizas de esta formación pueden describirse como *mudstone-wackestone* con abundantes microorganismos pelágicos que al acumularse en grandes cantidades les dan a las calizas un aspecto laminado (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

El depósito de la Formación Cuesta del Cura ocurrió en un ambiente marino pelágico de cuenca en una zona epibatial de más de 200 m de profundidad de aguas tranquilas y buena oxigenación. Esto se infiere por su contenido fósil y su litología (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

La edad de la Formación Cuesta del Cura se determinó igualmente por el contenido fósil, principalmente de amonites (Bacon, 1978), en la parte final del Aptiano hasta el Cenomaniano (Stinnesbeck, 1983).

Formación Indidura

La Formación Indidura se encuentra de forma concordante y transicional sobre la Formación Cuesta del Cura. Consiste en una unidad de calizas arcillosas y lutitas con un espesor mayor a 150 m, pero difícil de medir con precisión debido al plegamiento que presenta (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Huerta-González, 2017).

Las capas de calizas arcillosas son gruesas en la base de la formación y se van haciendo delgadas hacia la cima, con espesores de 5-10 cm. Se clasifican como calizas micríticas-biomicríticas por la gran proporción de foraminíferos globulares (*Globigerina* sp.), biseriales (*Heterohelix* sp.) y *Globotruncana* sp. Los estratos delgados de caliza se intercalan de forma rítmica con lutitas y algunos horizontes de materiales terrígenos y volcanoclásticos (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Huerta-González, 2017).

El depósito de estas capas fue en una cuenca en un ambiente batial-sublitoral con aporte de materiales terrígenos y condiciones reductoras según la presencia de óxidos de hierro (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

La edad propuesta para la Formación Indidura es de la parte final del Cenomaniano al Turoniano (Cretácico Superior) por su posición estratigráfica sobre la Formación Cuesta del Cura del Albiano-Cenomaniano y por su contenido fósil de *Inoceramus labiatus* (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Formación Caracol

La Formación Caracol yace concordantemente y de forma transicional sobre la Formación Indidura y se caracteriza por la presencia de lutitas calcáreas afectadas por un intenso clivaje pizarroso y algunas areniscas de grano fino con laminación. La cima de esta unidad está erosionada, por lo que no se puede estimar un espesor

total, además del intenso plegamiento, pero se han medido espesores mayores a 100 m (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Huerta-González, 2017).

Se ha concluido que el depósito de la Formación Caracol, por su litología y rasgos sedimentológicos, ocurrió en una cuenca poco profunda con una influencia parcial del oleaje en una zona sublitoral de 50-100 m de profundidad (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Estas secuencias son posteriores a la Formación Indidura del Turoniano, por lo que su base se asigna al Coniaciano. Su cima está erosionada y cubierta por unidades cenozoicas, por lo que se infiere que el depósito pudo llegar hasta el Maastrichtiano (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Cenozoico

La Formación Caracol es cubierta de manera discordante por unidades volcánicas, conglomerados y materiales aluviales, además de que todas las secuencias están cortadas por intrusivos y diques (Barboza-Gudiño & Torres-Hernández, 1999; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Huerta-González, 2017).

Masculano *et al.* (2013) reconocieron los intrusivos La Maroma, Los Alamitos y Real de Catorce. El primero está expuesto en la parte sur de la Sierra de Catorce con diques que salen del cuerpo principal, los cuales cortan a la Formación Zuloaga. El intrusivo Los Alamitos está formado por un granito que igualmente está dentro de la Formación Zuloaga. Por otra parte, el intrusivo granítico Real de Catorce aflora en las formaciones Zuloaga, La Caja, Taraises y Tamaulipas Inferior.

Todos estos cuerpos tienen edades del Eoceno porque varían desde 39.5 ± 0.2 Ma hasta 42.2 ± 0.3 Ma para el intrusivo La Maroma, 41.9 ± 0.3 Ma hasta 49.0 ± 0.3 Ma para el intrusivo Los Alamitos y 41.5 ± 0.2 Ma hasta 45.4 ± 0.3 Ma para el intrusivo Real de Catorce. Para este último también se obtuvieron edades en diques de 40.4 ± 0.3 Ma hasta 43.8 ± 0.4 Ma y 40.9 ± 0.3 Ma hasta 44.0 ± 0.3 Ma (Masculano *et al.*, 2013). Mújica-Mondragón & Jacobo-Albarrán (1983) reportaron edades un poco

más recientes, pero del mismo Eoceno de 36 ± 3 Ma y Tuta *et al.* (1988) de 35.7 ± 1.0 Ma.

Además de estos intrusivos, existen diques radiales que parten de varios cuerpos principales que tienen una composición monzonítica y cuarzo-monzonítica con una textura porfídica con fenocristales de feldespato. Estos cuerpos cortan a las unidades del Mesozoico (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Pertencen al Eoceno de acuerdo con la datación de 53 ± 4 Ma obtenida por Mújica-Mondragón & Jacobo-Albarrán (1983).

Las únicas rocas volcánicas que afloran son basaltos que forman pequeños conos y derrames de textura porfídica (Barboza-Gudiño & Torres-Hernández, 1999; Mascuñano *et al.*, 2013; Huerta-González, 2017). Se presentan en forma de lavas masivas y vesiculares pseudoestratificadas o bandeadas. Microscópicamente se reconocen clinopiroxeno y olivino como componentes esenciales, así como fenocristales de plagioclasa, por lo que esta roca ha sido clasificada como un basalto olivínico (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Por sus relaciones estratigráficas, sobre las unidades mesozoicas, estos basaltos se han interpretado con edades del Oligoceno-Mioceno (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Los depósitos sedimentarios son conglomerados producto de la erosión de las diferentes unidades estratigráficas de la Sierra de Catorce, por lo que están compuestos de fragmentos de rocas ígneas y sedimentarias. Generalmente están depositados en forma de abanicos aluviales con materiales poco o no consolidados y en parte cementados por caliche (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Huerta-González, 2017).

Sobre estos depósitos yacen suelos y aluviones del Cuaternario que incluyen limos calcáreos y arcillas. Se encuentran principalmente en las partes distales de los abanicos aluviales y sobre las planicies (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Huerta-González, 2017).

Evolución geológica

Los sedimentos más antiguos de la Sierra de Catorce son los de la Formación Zacatecas (Triásico Superior) que representa un ambiente de depósito siliciclástico de abanico submarino (López-Infanzón, 1986; Barboza-Gudiño *et al.*, 1999, 2004, 2012; Silva-Romo *et al.*, 2000; Centeno-García, 2005). Se acumuló en el océano Panthalassa antes de la actividad volcánica del Triásico-Jurásico (Barboza-Gudiño *et al.*, 1999, 2004, 2012).

Este tipo de depósitos está asociado con sistemas fluviales que aportan el sedimento, por lo cual se ha interpretado a la Formación Zacatecas como producto del drenaje de la Formación El Alamar de origen fluvial, también del Triásico (Fig. A1) (Barboza-Gudiño *et al.*, 2010). Los circones detríticos procedentes de rocas del basamento Grenvilleano, Panafricano y del arco magmático del Pérmico-Triásico apoyan esta hipótesis (Fig. A2), además de las direcciones de transporte de sedimento basadas varios tipos de estructuras medidas en ambas formaciones, las cuales indican un aporte hacia el oeste y suroeste (Barajas-Nigoche, 2008; Barboza-Gudiño *et al.*, 2010; Barboza-Gudiño, 2012).

La Formación Zacatecas está plegada y limitada por discordancias angulares con las rocas de la Formación Nazas, además de que tiene desarrollada superficies de foliación, por lo que se infiere la existencia de un evento tectónico de deformación compresiva durante el Triásico Superior-Jurásico Inferior (Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004, 2012; Barajas-Nigoche, 2008). Se puede identificar otra fase de deformación posterior que generó una sobreimpresión del clivaje y foliación (Silva-Romo *et al.*, 2000; Barajas-Nigoche, 2008).

Estos eventos tectónicos de compresión fueron consecuencia de la subducción en el margen continental que originó el levantamiento de la Formación Zacatecas y el emplazamiento de un arco volcánico (Fig. A3) (Barboza-Gudiño *et al.*, 1998, 2012). De esta manera se acumularon los primeros depósitos volcánicos subaéreos de la Formación Nazas discordantemente sobre la Formación Zacatecas (Barboza-Gudiño *et al.*, 2008, 2010, 2012) y simultáneamente ocurrió también el de las Capas Cerro El Mazo en un ambiente de antearco (Fig. A4) (Barboza-Gudiño *et al.*, 2012).

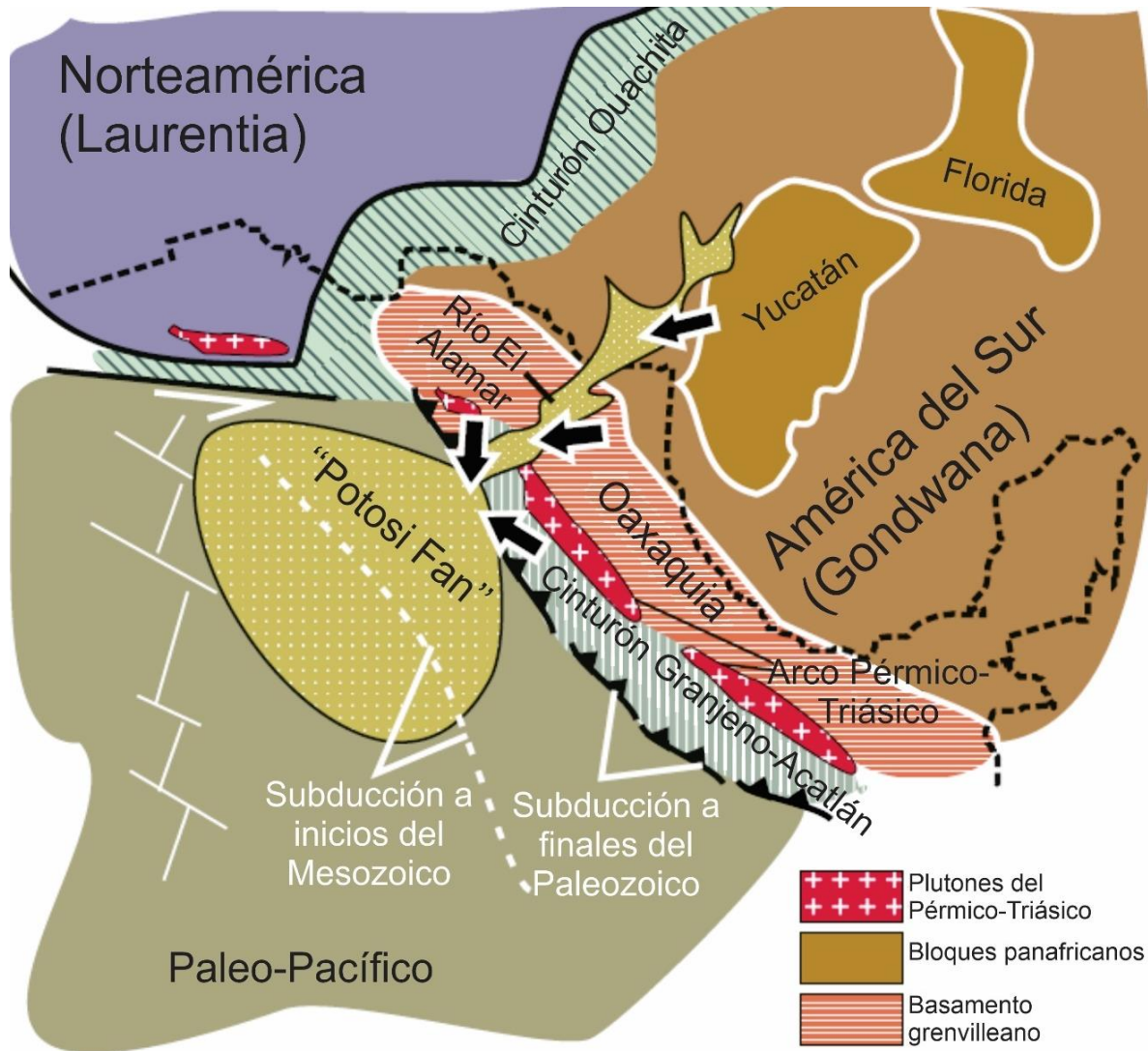


Figura A1. Reconstrucción paleogeográfica de México durante el depósito de la Formación Zacatecas ("Potosi Fan") en el Triásico Superior. Diversos estudios indican una procedencia grenvilleana (bloque de Oaxaquia), panafricana (Yucatán, parte sureste de Estados Unidos, Gondwana), del Pérmico-Triásico (arco magmático del este de México) y aportes del cinturón Ouachita (tomado de Barboza-Gudiño *et al.*, 2010).

Para el Jurásico Medio comenzó el depósito de los conglomerados de la Formación La Joya que representa una sucesión transgresiva que se va volviendo progresivamente de grano más fino hasta llegar a la base de la Formación Zuloaga en el Jurásico Superior, constituidas por calizas de agua somera (Barboza-Gudiño *et al.*, 2012; Pérez-Casillas, 2015).

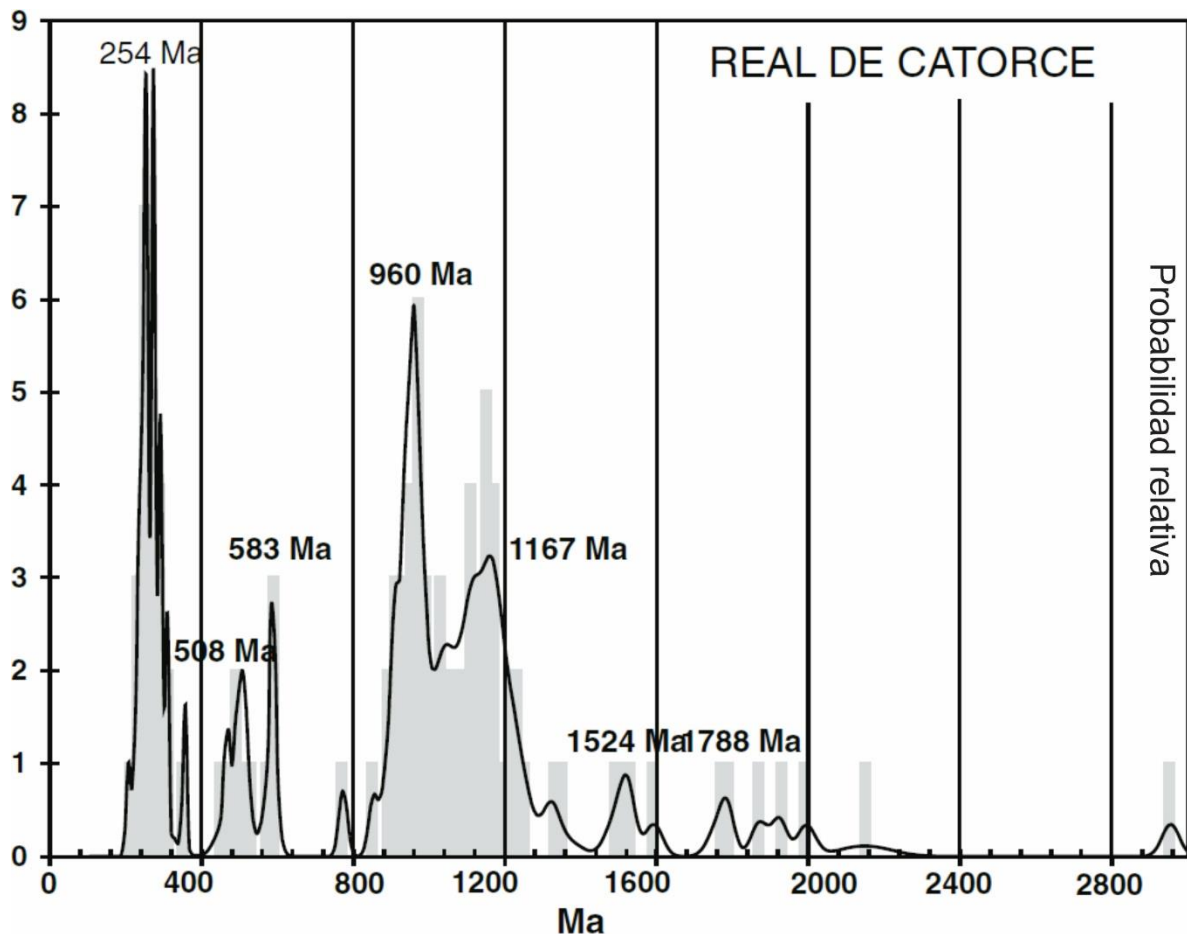


Figura A2. Distribución de probabilidad de circones detríticos para la Formación Zacatecas en Real de Catorce. El pico principal está en los 254 Ma, el cual corresponde al arco magmático del Pérmico-Triásico. También están presentes poblaciones de circones panafricanos (600-450 Ma) y grenvilleanos (1250-900 Ma) (tomado de Barboza-Gudiño *et al.*, 2010).

Durante el resto del Jurásico Superior y en todo el Cretácico siguió el depósito constante de sedimentos marinos carbonatados principalmente (Eguiluz-de Antuñano *et al.*, 2000) hasta culminar con la Formación Caracol que representa el último registro de la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Carrizales-Aguilar *et al.*, 2009).

A finales del Cretácico e inicios del Paleógeno, toda la secuencia fue deformada por la Orogenia Laramide que causó un desplazamiento o *detachment* evidenciado por un intenso cizallamiento de las calizas de la base de la Formación Zuloaga y que se encuentran igualmente entre las formaciones La Caja y Taraises (Fig. A5) (Barboza-

Gudiño & Torres-Hernández, 1999; Franco-Rubio, 1999; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

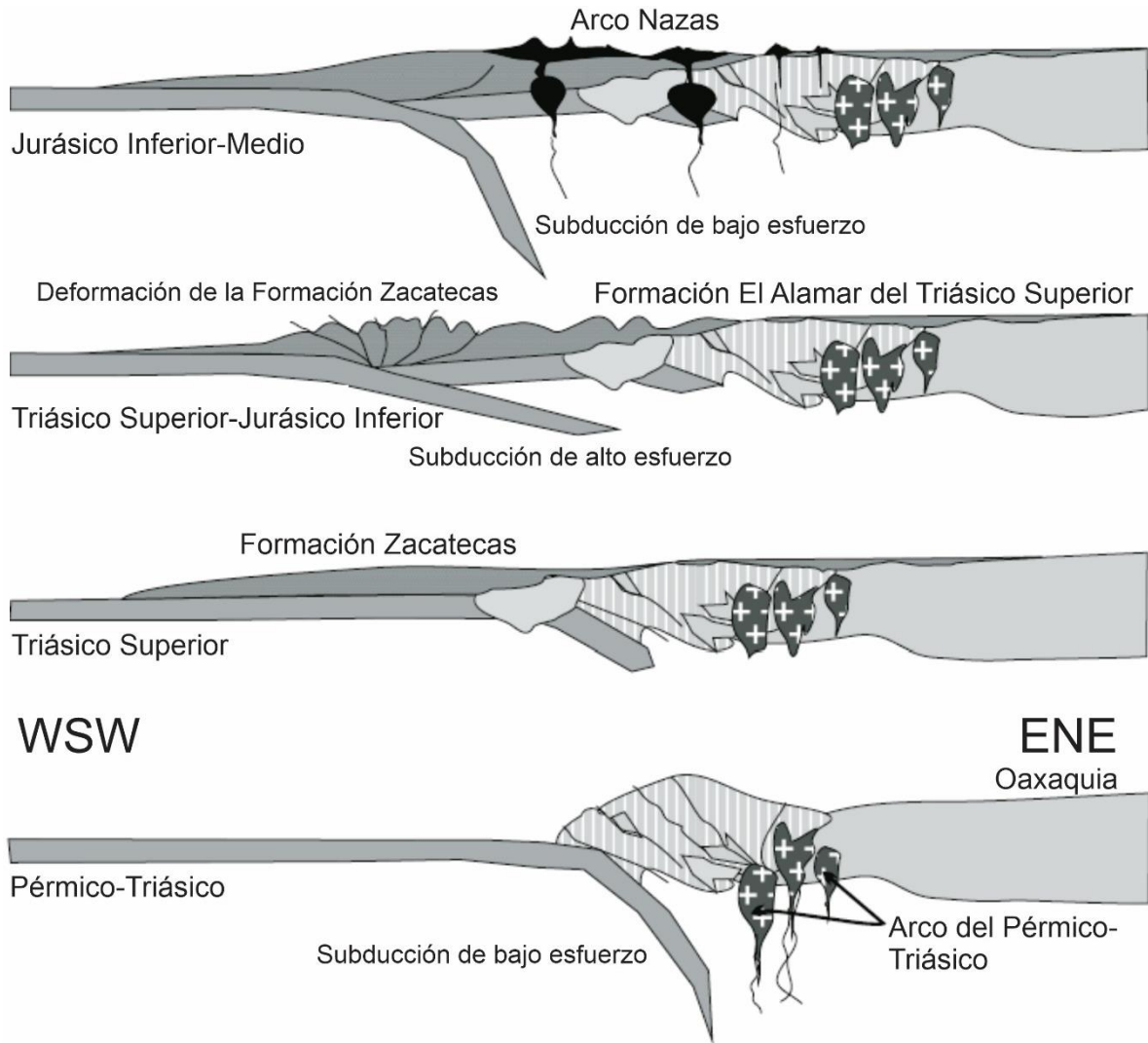


Figura A3. Modelo de la evolución tectónica del antiguo margen oeste de Pangea durante el término del Paleozoico hasta el Jurásico Inferior-Medio (tomado de Barboza-Gudiño *et al.*, 2012).

Sin embargo, algunos indicadores cinemáticos y planos de fallas normales sugieren que algunos deslizamientos pudieron también ocurrir en etapas posteriores durante el levantamiento de la Sierra de Catorce (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

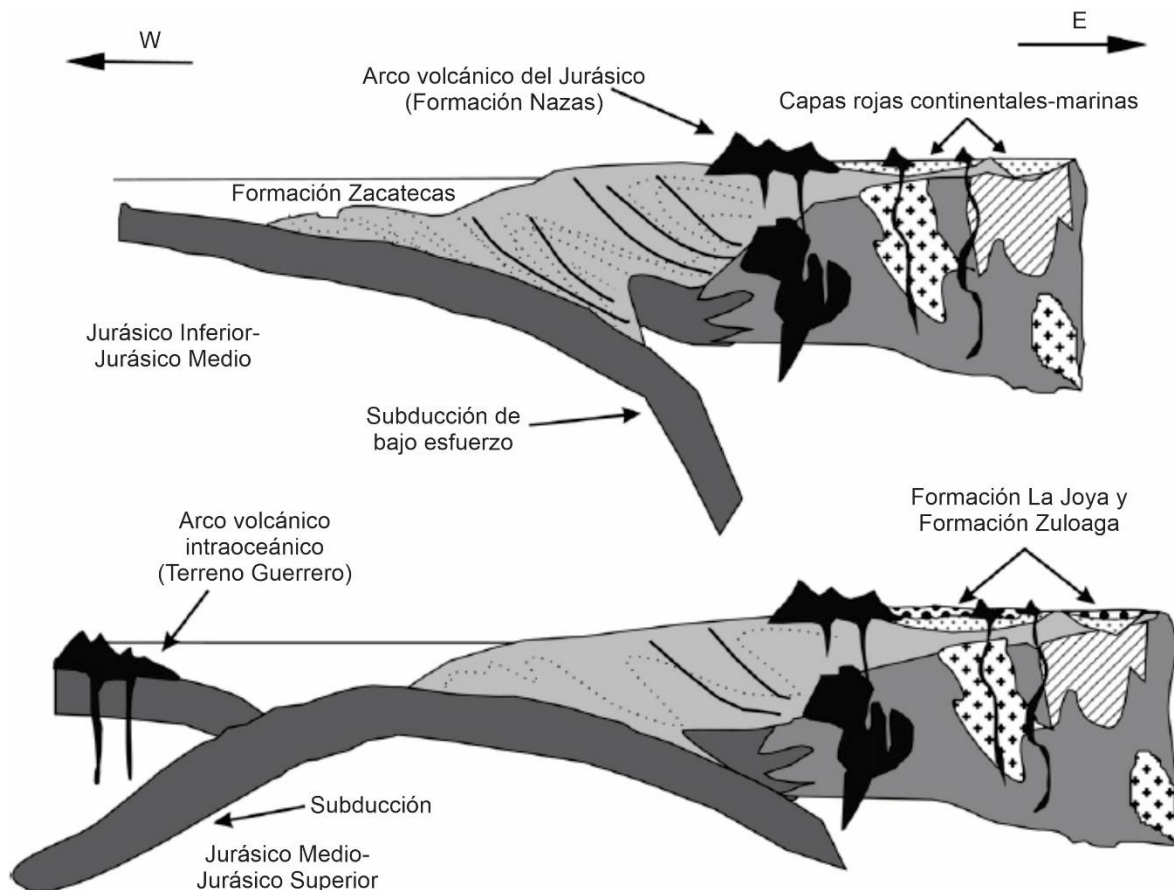


Figura A4. Modelo del depósito de las rocas volcánicas de la Formación Nazas en un arco volcánico asociado con el desarrollo del margen continental activo del suroeste de Norteamérica durante el Jurásico (tomado de Barboza-Gudiño *et al.*, 2008).

El relajamiento posterior a la orogenia generó diversas fallas durante el Eoceno, lo que es evidente porque estas contienen diques cuarzomonzoníticos del Ypresiano (parte inferior del Eoceno) (Mújica-Mondragón & Jacobo-Albarrán, 1983; Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Nieto-Samaniego *et al.*, 2005, 2007).

El volcanismo calciocalino que originó estos diques siguió hasta el Mioceno y cambió hacia basaltos en el Plioceno-Cuaternario (Barboza-Gudiño *et al.*, 2004; Barajas-Nigoche, 2008; Mascuñano *et al.*, 2013).

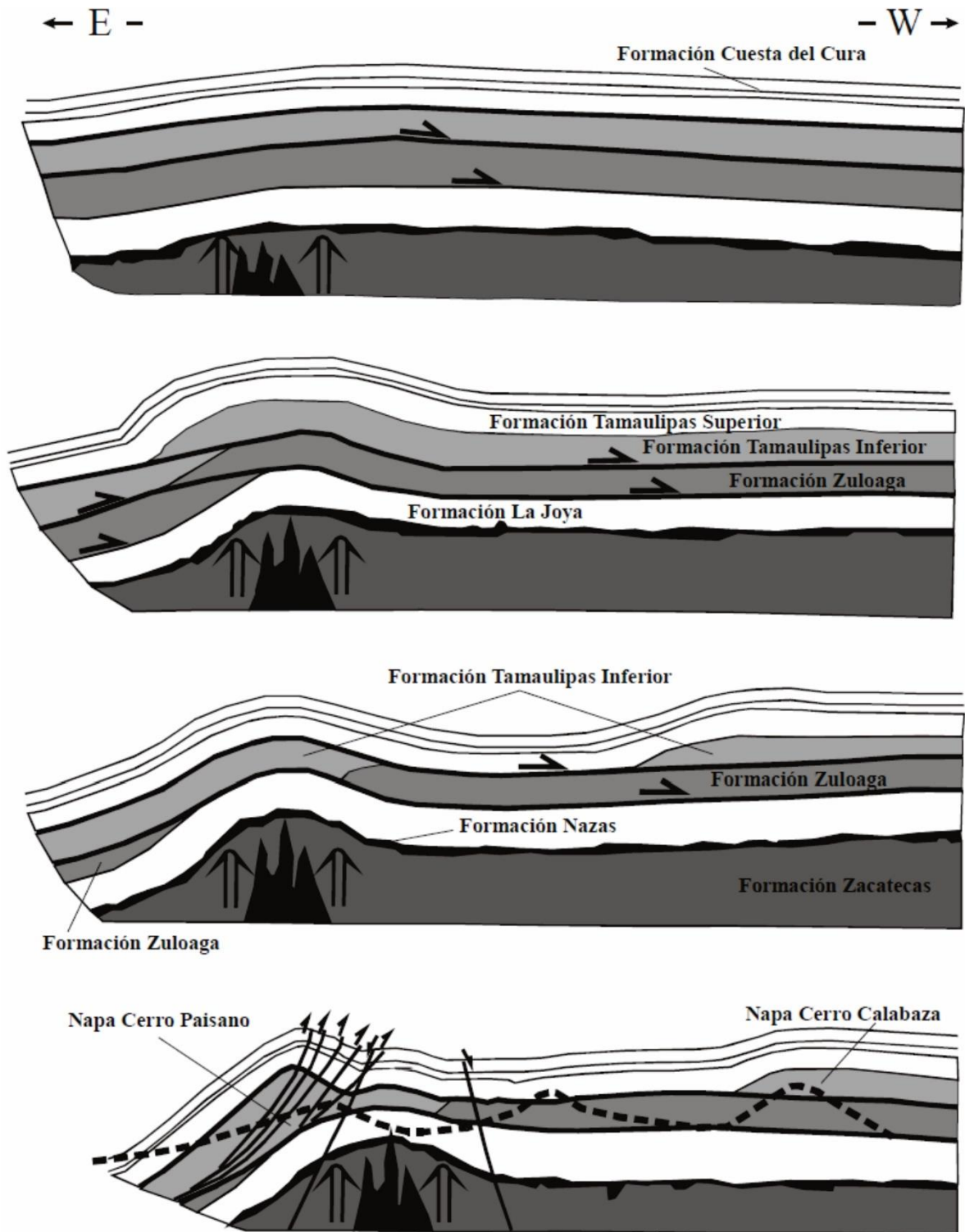


Figura A5. Modelo de los deslizamientos subparalelos a las unidades estratigráficas. Se muestran los Cerro El Paisano-Cerro La Calabaza en la parte norte de la Sierra de Catorce, aproximadamente a 5 km de Real de Catorce. La línea segmentada representa el relieve actual (tomado de Barboza-Gudiño *et al.*, 2004).

Referencias del Anexo 1

- Bacon, R.W. (1978): Geology of the northern Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. – Estados Unidos, University of Texas, Tesis de Maestría, 124 pp.
- Baker, C.L. (1922): General geology of Catorce mining district. – Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, 66 (1), 42-48.
- Barboza-Gudiño, J.R. (1989): Geologische Kartierung (1:10,000) des Gebietes “Cañón General”, Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México – mit besonderer Berücksichtigung des präoberjurassischen Gründgebirges. – Alemania, Technische Universität Clausthal, Diplomarbeit, 107 pp.
- Barboza-Gudiño, J.R. (2012): Sedimentary tectonics and stratigraphy: the Early Mesozoic record in Central to Northeastern Mexico. – *in* Elitok, Ö. (ed.): Stratigraphic analysis of layered deposits. – Reino Unido, IntechOpen, 255-278.
- Barboza-Gudiño, J.R., Orozco-Esquivel, M.T., Gómez-Anguiano, M. & Zavala-Monsiváis, A. (2008): The Early Mesozoic volcanic arc of western North America in northeastern Mexico. – *Journal of South American Earth Sciences*, 25 (1), 49-63.
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristán-González, M. & Torres-Hernández, J.R. (1998): The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico. – *Geofísica Internacional*, 37 (4), 283-292.
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristán-González, M. & Torres-Hernández, J.R. (1999): Tectonic setting of pre-Oxfordian units from central and northeastern Mexico: a review. – *in* Bartolini, C., Wilson, J.L. & Lawton, T.F. (eds.): Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico. – Estados Unidos, Geological Society of America Special Paper 340, 197-210.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G. & Barajas-Nigoche, L.D. (2010): Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: tectonic setting and provenance. – *Geosphere*, 6 (5), 621-640.
- Bartolini, C. (1998): Stratigraphy, geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, north-central México. – Estados Unidos, University of Texas, Tesis de Doctorado, 558 pp.
- Bartolini, C., Lang, H. & Stinnesbeck, W. (1999): Volcanic rock outcrops in Nuevo Leon, Tamaulipas and San Luis Potosi, México: remnants of the Permian-Early Triassic magmatic

arc? – *in* Bartolini, C., Wilson, J.L. & Lawton, T.F. (eds.): Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico. – Estados Unidos, Geological Society of America Special Paper 340, 347-356.

Blauser, W.H. (1979): Geology of the southern Sierra de Catorce and stratigraphy of the Taraises Formation in North-Central Mexico. – Estados Unidos, University of Texas, Tesis de Maestría, 80 pp.

Burkart, J. (1836): Aufenthalt und Reisen in Mexico in den Jahren 1825 bis 1834. – Alemania, E. Schweizerbart's Verlagshandlung, 678 pp.

Carrizales-Aguilar, A. (1984): Estudio geológico del mineral de La Maroma, municipio Real de Catorce. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 47 pp.

Carrizales-Ibarra, M. (1989): Estudio geo-económico del área central, minas de San José, Tierras Negras, Municipio de Catorce, S.L.P. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Escuela de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 42 pp.

Centeno-García, E. (2005): Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic stratigraphy and depositional environments of central and west Mexico: constraints on terrane analysis and paleogeography. – *in* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W. & Steiner, M.B. (eds.): The Mojave-Sonora megashear hypothesis: development, assessment, and alternatives. – Estados Unidos, Geological Society of America Special Paper 393, 233-258.

del Castillo, A. & Aguilera, J.G. (1895): Fauna fósil de la Sierra de Catorce. – Boletín de la Comisión Geológica de México, 1 (1), 1-55.

Duport, S.C. (1843): De la production des metaux précieux au Mexique, considerée dans ses rapports avec la géologie, la metallurgie et l'Economie politique. – Francia, L'Institut de France, 429 pp.

Eguiluz-de Antuñano, S., Aranda-García, M. & Marrett, R. (2000): Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. – Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53 (1), 1-26.

Erben, H.K. (1956): El Jurásico Inferior de México y sus amonitas. – México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 393 pp.

Franco-Rubio, M. (1999): Geology of the basement below the decollement surface, Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Mexico. – *in* Bartolini, C., Wilson, J.L. & Lawton, T.F. (eds.):

Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico. – Estados Unidos, Geological Society of America Special Paper 340, 211-227.

Gómez-Anguiano, M. (2001): Cartografía geológica del área de San Juan de Matanzas en la porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí y correlación estratigráfica y geoquímica de rocas volcanogénicas pre-cretácicas del noreste de México. – México, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Tesis de Maestría, 164 pp.

Hoppe, M. (2000): Geologische Kartierung (1:10,000) im Gebiet Ojo de Agua, nordwestliche Sierra de Catorce und sedimentpetrologische Untersuchungen an prä-oberjurassischen Sedimenten ("Zacatecas formation"). – Alemania, Technische Universität Clausthal, Tesis de Maestría, 235 pp.

Hoppe, M., Barboza-Gudiño, J.R. & Schulz, H.M. (2002): Late Triassic submarine fan deposits in northwestern San Luis Potosí, Mexico – lithology, facies and diagenesis. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte, 12 (1), 705-724.

Ice, R.G. (1979): Geology of the northernmost Sierra de Catorce and stratigraphy and biostratigraphy of the Cuesta del Cura Formation in northeastern and north-central Mexico. – Estados Unidos, University of Texas, Tesis de Maestría, 162 pp.

Imlay, R.W. (1953): Las formaciones jurásicas de México. – Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 16 (1), 1-70.

Jones, N.W., McKee, J.W., Anderson, T.H. & Silver, L.T. (1995): Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico: a possible remnant of a Cordilleran magmatic arc. – *in* Jacques-Ayala, C., González-León, C.M. & Roldán-Quintana, J. (eds.): Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas. – Estados Unidos, Geological Society of America Special Paper 301, 179-190.

Laur, M.P. (1871): De la metallurgie de l'argent au Mexique. – Annales des Mines, 20 (1), 137-317.

Lazzeri, J.J. (1979): Stratigraphy and igneous petrology of the Middle Jurassic La Joya Formation, Miquihuana, Aramberri, Mezquital and Real de Catorce areas, México. – Estados Unidos, University of New Orleans, Tesis de Maestría, 109 pp.

Lewis, S.J. (1920): The ore deposits of Mexico III. Non-contact deposits in sedimentary rocks. – Mining and Scientific Press, 120 (1), 933-939.

- López-Gallegos, L.U. (2016): Análisis sedimentológico de la Formación La Joya (Jurásico Temprano-Medio), Sierra de Real de Catorce, S.L.P. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 112 pp.
- López-Infanzón, M. (1986): Estudio petrogenético de las rocas ígneas en las Formaciones Huizachal y Nazas. – Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 47 (2), 1-41.
- López-Martínez, J.M. (1984): Estudio geológico-minero de la mina Santa Ana, distrito minero de Real de Catorce, S.L.P. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 48 pp.
- Maher, D.J., Jones, N.W., McKee, J.W. & Anderson, T.H. (1991): Volcanic rocks at Sierra de Catorce, San Luis Potosí, Mexico: a new piece for the Jurassic arc puzzle (abstract). – *in* Annual Meeting of the Geological Society of America, California. – Estados Unidos, Geological Society of America, Abstracts with Programs 23 (5), A133.
- Martínez-Macías, P.R. (2004): Litoestratigrafía de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí. – México, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 175 pp.
- McKee, J.W., Jones, N.W. & Anderson, T.H. (1999): Late Paleozoic and early Mesozoic history of the Las Delicias terrane, Coahuila, Mexico. – *in* Bartolini, C., Wilson, J.L. & Lawton, T.F. (eds.): Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico. – Estados Unidos, Geological Society of America, Special Paper 340, 161-189.
- Mixon, R.B. (1963): The Jurassic Formations of the Ciudad Victoria, Region Tamaulipas, Mexico. – Estados Unidos, Louisiana State University, Tesis de Maestría, 70 pp.
- Mújica-Mondragón, R. & Jacobo-Albarrán, J. (1983): Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano. – México, Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto C-1156, 78 pp.
- Nikitin, S. (1890): Einiges über den Jura in Mexico und Centralasien. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie, 57 (2), 273-274.
- Olóriz, F. & Villaseñor, A.B. (2018): New species of lower Tithonian macroconchiate Hybonoticerias from Mexico and the co-occurrence of Mazapilites and Hybonoticerias in the Mexico-Caribbean area. – Journal of Paleontology Memoirs, 92 (75), 1-43.
- Olóriz, F., Villaseñor, A.B. & González-Arreola, C. (1997): Factors controlling upper Jurassic ammonite assemblages in northcentral Mexico. – Lethaia, 30 (4), 337-351.

Olóriz, F., Villaseñor, A.B., González-Arreola, C. & Westermann, G.E.G. (1999): Ammonite biostratigraphy and correlations in the Upper Jurassic-Lowermost Cretaceous La Caja Formation of North-Central Mexico (Sierra De Catorce, San Luis Potosi). – *in* Olóriz, F. & Rodríguez-Tovar, F.J. (eds.): Advancing research on living and fossil cephalopods: development and evolution: form, construction, and function: taphonomy, palaeoecology, palaeobiogeography, biostratigraphy, and basin analysis. – Estados Unidos, Springer-Science + Business Media, 463-492.

Pérez-Casillas, I.G. (2018): Sedimentación y evolución tectónica de la Cuenca de Catorce, Jurásico Medio de la Mesa Central de México. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Maestría, 101 pp.

Rodríguez-Hernández, S.E. (2009): Estratigrafía y origen de rocas verdes del Jurásico Inferior en la Sierra de Catorce, San Luis Potosí. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 69 pp.

Ross, M.A. (1979): Stratigraphy of the Tamaulipas Limestone northeastern Mexico. – Estados Unidos, University of Texas, Tesis de Maestría, 96 pp.

Silva-Álvarez, S. (1977): Estudio geológico-minero por antimonio del extremo nor-central de la Sierra de Catorce, estado de San Luis Potosí. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Tesis de Licenciatura, 42 pp.

Stinnesbeck, W. (1983): Sobre una fáunula de amonites de la Formación Cuesta del Cura (Albiano Superior-Cenomaniano Inferior) de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 8 (1), 129-132.

Tuta, Z.H., Sutter, J.F., Kesler, S.E. & Ruiz, J. (1988): Geochronology of mercury, tin, and fluorine mineralization in northern Mexico. – *Economic Geology*, 83 (8), 1931-1942.

Valencia-Dávila, C.A. (1979): Estudio geológico de los yacimientos antimoníferos de la porción centro-oriental de la Sierra de Catorce S.L.P. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Tesis de Licenciatura, 43 pp.

Venegas-Rodríguez, G. (2007): El Jurásico Temprano de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ingeniería, Tesis de Maestría, 84 pp.

- Venegas-Rodríguez, G., Barboza-Gudiño, J.R. & López-Doncel, R.A. (2009): Geocronología de circones detríticos en capas del Jurásico Inferior de las áreas de la Sierra de Catorce y El Alamito en el estado de San Luis Potosí. – *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (2), 466-481.
- Verma, H.M. & Westermann, G.E.G. (1973): The Tithonian (Jurassic) ammonite fauna and stratigraphy of Sierra Catorce, San Luis Potosi, Mexico. – *Bulletins of American Paleontology*, 63 (3), 108-320.
- Villaseñor, A.B., Olóriz, F. & González-Arreola, C. (1991): Las plataformas marinas del Jurásico Superior en el área de Sierra de Catorce, estado de San Luis Potosí; una interpretación a la interpretación ecoestratigráfica (resumen). – *en* Convención sobre la evolución geológica de México y primer congreso mexicano de mineralogía, Hidalgo. – México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 238-240.
- von Humboldt, A. (1811): *Essai Politique sur le Royaume de la Nouvelle-Espagne*. – Francia, F. Schoell Libraire, 456 pp.
- Zárate-del Valle, P.F. (1979): *Etude des gisements et indices d'antimoine stratiformes et fissuraux du Mesozoïque de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí (Sierra Madre Orientale, Mexique)*. – Francia, Université Pierre et Marie Curie, Tesis de Doctorado, 173 pp.
- Zárate-del Valle, P.F. (1982): *Geología y análisis metalogénico de la Sierra de Catorce, S.L.P.* – *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 43 (1), 1-21.
- Zárate-del Valle, P.F. (1996): Carbonate-hosted Sb stratiform deposits of the Sierra de Catorce, San Luis Potosi, Mexico. – *in* Sangster, D.E. (ed.): *Carbonate-hosted lead-zinc deposits*. – Estados Unidos, Society of Economic Geologists, Special Publication 4, 298-306.
- Zavala-Monsiváis, A. (2000): *Petrografía de rocas volcánicas pre-cretácicas en la parte occidental del estado de San Luis Potosí*. – México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Tesis de Licenciatura, 112 pp.

Anexo 2: Litología del Centro Cultural

Tabla A1. Litología de cada bloque del Centro Cultural con la descripción de las abreviaturas.

Litología	Descripción	Bloques
AGAMBAF	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino.	CI10
AGAMBAFLCL	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino, limolita y clastos de limolita.	PI4
AGAMBLAF	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino.	PAI1
AGAMBLAFLCL	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino, limolita y clastos de limolita.	PI3
AGAMBLRAFLQ	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas y laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino, limolita y cristales de cuarzo.	ED5
AGAMLAFCL	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con laminación de arenisca de grano fino y clastos de limolita.	CI6
AGAMLRAFCL	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino y clastos de limolita.	CI7
AGAMCL	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con clastos de limolita.	CD10
AMBAF	Arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino.	A1, A2, A3, A4, A6, A7, A8, EI1, EI2, EI3, EI4, EI4.1, EI5, EI6, EI7, EI7.1, EI8, EI8.1, EI9, EI12, D1, CI3, CI8, CI13, CI14, CI15, CI16, PAI3, PAI4, PAI5, PAI6, PAI7, PAD5, PAD6, D2, CD6, CD14, CD15, B1, B2, B3, B4, B5, B6, B7, B8, ED1, ED10, ED11, ED15
AMBAFL	Arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino y limolita.	A9, EI10, EI11, CI5, PAC1, PAD1, PAD4, CD1, CD13, ED7, ED8, ED9, ED13
AMBAFLCL	Arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino, limolita y clastos de limolita.	CD3, CD11, CD12
AMBAFLQ	Arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino, limolita y cristales de cuarzo.	CI12, PI5, PD5, CD9, ED2, ED3, ED12

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

AMBAFQ	Arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino y cristales de cuarzo.	CI9, ED4, ED14
AMBLAF	Arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino.	A5, PAC2, CD5, ED14.1
AMBLAFL	Arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino y limolita.	CI11, PAI2, PAD3
AMBLAFLCL	Arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino, limolita y clastos de limolita.	CD2
AMBLAFLQ	Arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino, limolita y cristales de cuarzo.	CI4
AMBLRAF	Arenisca de grano medio con bandas y laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino.	CI1, CI2
AMBLRAFL	Arenisca de grano medio con bandas y laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino y limolita.	PI1, PI2, PAD2, PD1, CD4, CD8
AMBLRAFLCL	Arenisca de grano medio con bandas y laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino, limolita y clastos de limolita.	PD2, CD7, ED6
AMBLRAFLQ	Arenisca de grano medio con bandas y laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino, limolita y cristales de cuarzo.	PD4
AMLAFLCL	Arenisca de grano medio con laminación de arenisca de grano fino, limolita y clastos de limolita.	PD3

Anexo 3: Litología de la Casa de cantera

Tabla A2. Litología de cada bloque de la Casa de cantera con la descripción de las abreviaturas.

Litología	Descripción	Bloques
AGAMBAF	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino.	PA18, PE13, PE15
AGAMBAFLCL	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino, limolita y clastos de limolita.	PAC4
AGAMBAFCL	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino y clastos de limolita.	PD7
AGAMBAFCLQ	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino, clastos de limolita y cristales de cuarzo.	PA19
AGAMBLAF	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino.	PE9
AGAMBLAFL	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino y limolita.	PD21
AGAMBLAFLCL	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino, limolita y clastos de limolita.	PD8, PD12, PE18
AGAMBLAFLCLQ	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino, limolita, clastos de limolita y cristales de cuarzo.	PC11
AGAMBLAFCL	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino y clastos de limolita.	PB6, PC17, PD4, PD11, PDC4, PE3
AGAMBLAFCLQ	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino, clastos de limolita y cristales de cuarzo.	PB16, PE5
AGAMBLRAFCL	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas y laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino y clastos de limolita.	PC19, PD13
AGAMBLRAFCLQ	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con bandas y laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino, clastos de limolita y cristales de cuarzo.	PD19
AGAMLAF	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con laminación de arenisca de grano fino.	PAC7
AGAMLAFCLQ	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con laminación de arenisca de grano fino, clastos de limolita y cristales de cuarzo.	PC8, PC12, PC13
AGAMLRAFL	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino y limolita.	PBC6
AGAMCL	Arenisca de grano grueso y arenisca de grano medio con clastos de limolita.	PC5

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

AMBAF	Arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino.	PA1, PA1.1, PA4, PA5, PA6, PA7, PA8, PA9, PA11, PA12, PA13, PA16, PA22, PA23, PA24, PAC1, PAC2, PAC3, PAC8, PAC9, PAC11, PB1, PB3, PB4, PB7, PB15, PB21, PB23, PBC1, PBC3, PBC7, PC1, PC3, PC10, PC20, PCC1, PCC2, PCC6.1, PD1, PD5, PD9, PD14, PD17, PD18, PD20, PD22, PD23, PDC3, PDC5, PE1, PE2, PE4, PE10, PE11, PE12, PE17, PE19, PE20, PE22, PE24
AMBAFL	Arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino y limolita.	PB19, PC22, PCC5, PE14, PE16, PE23
AMBAFLCL	Arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino, limolita y clastos de limolita.	PDC1
AMBAFLQ	Arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino, limolita y cristales de cuarzo.	PAC6, PE6
AMBAFCL	Arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino y clastos de limolita.	PBC2, PC18, PC21, PC23, PCC6, PCC9, PD10, PE21
AMBAFCLQ	Arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino, clastos de limolita y cristales de cuarzo.	PB12, PB13
AMBAFQ	Arenisca de grano medio con bandas de arenisca de grano fino y cristales de cuarzo.	PA15, PA17, PA20, PAC10, PB9, PB10, PBC4, PC14, PCC3, PE8
AMBLAF	Arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino.	PA25, PB8, PB18, PB22, PC2, PCC7, PD2, PD15, PDC2
AMBLAFL	Arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino y limolita.	PAC5, PB14, PC9
AMBLAFLCL	Arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino, limolita y clastos de limolita.	PB17, PC7, PC16, PD3, PD6, PE7
AMBLAFCL	Arenisca de grano medio con bandas y laminación de arenisca de grano fino y clastos de limolita.	PB2
AMBLRAF	Arenisca de grano medio con bandas y laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino.	PCC4
AMBLRAFL	Arenisca de grano medio con bandas y laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino y limolita.	PA10, PA21, PC4, PCC8, PD16, PDC6
AMBLRAFLCL	Arenisca de grano medio con bandas y laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino, limolita y clastos de limolita.	PC6, PDC7

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

AMBLRAFCLCLQ	Arenisca de grano medio con bandas y laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino, limolita, clastos de limolita y cristales de cuarzo.	PB20
AMBLRAFCL	Arenisca de grano medio con bandas y laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino y clastos de limolita.	PB11
AMBLRAFCLQ	Arenisca de grano medio con bandas y laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino, clastos de limolita y cristales de cuarzo.	PDC9
AMBLRAFQ	Arenisca de grano medio con bandas y laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino y cristales de cuarzo.	PA2
AMLAFQ	Arenisca de grano medio con laminación de arenisca de grano fino y cristales de cuarzo.	PBC5
AMLRAF	Arenisca de grano medio con laminación tipo <i>ripples</i> de arenisca de grano fino.	PA3, PB5, PC15, PDC8

Anexo 4: Daños del Centro Cultural

Tabla A3. Daños encontrados en cada bloque del Centro Cultural.

Daños	Bloques
Grietas, deslaminación, descamación, fragmentación	EI8
Grietas, deslaminación, descamación, fragmentación, erosión, perforación, depósito, enmugrecimiento	CD3
Grietas, deslaminación, descamación, fragmentación, erosión, alteración cromática, depósito, enmugrecimiento	PI4
Grietas, deslaminación, descamación, fragmentación, erosión, alteración cromática, pátina ferruginosa	ED5
Grietas, deslaminación, descamación, fragmentación, erosión, depósito	ED6
Grietas, deslaminación, descamación, fragmentación, erosión, depósito, pátina ferruginosa	EI9, CD8
Grietas, deslaminación, descamación, fragmentación, erosión, pátina ferruginosa	EI10
Grietas, deslaminación, fragmentación, erosión, perforación, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa, película	CD12
Grietas, deslaminación, fragmentación, erosión, alteración cromática, depósito, enmugrecimiento	CD7
Grietas, deslaminación, fragmentación, erosión, alteración cromática, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PD4
Grietas, deslaminación, fragmentación, erosión, alteración cromática, pátina ferruginosa	EI11
Grietas, deslaminación, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	EI6, CD2
Grietas, deslaminación, fragmentación, erosión, depósito, pátina ferruginosa	CD6
Grietas, deslaminación, fragmentación, erosión, enmugrecimiento	ED14.1
Grietas, deslaminación, fragmentación, erosión, enmugrecimiento, pátina ferruginosa, película	PAD4
Grietas, deslaminación, fragmentación, erosión, enmugrecimiento, película	PAI1
Grietas, deslaminación, fragmentación, alteración cromática	EI8.1
Grietas, deslaminación, erosión, perforación, depósito, <i>graffiti</i>	CI11
Grietas, deslaminación, erosión, alteración cromática, depósito	CI8
Grietas, descamación, fragmentación, daños de origen mecánico (incisiones), depósito, pátina ferruginosa	ED7
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, faltante, perforación, depósito, enmugrecimiento	B8
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, faltante, perforación, depósito, pátina ferruginosa	A8
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, faltante, alteración cromática, enmugrecimiento, película	CD15
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, faltante, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	ED15
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, faltante, enmugrecimiento, película	EI12
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, faltante, pátina ferruginosa	B7
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, perforación, alteración cromática, enmugrecimiento	ED1
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, perforación, depósito, pátina ferruginosa	ED3

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

Grietas, descamación, fragmentación, erosión, alteración cromática, depósito, enmugrecimiento	ED13
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, alteración cromática, pátina ferruginosa	EI4
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, depósito	A9
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	ED2, ED4, ED8, ED9
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, depósito, pátina ferruginosa	EI3, EI5, CI3, CI5, CD4
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, depósito, pátina ferruginosa, película	B3
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, depósito, pátina ferruginosa, colonización biológica	A4
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, enmugrecimiento	CD9
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, pátina ferruginosa	EI2
Grietas, descamación, fragmentación, faltante, depósito, pátina ferruginosa, película	A6
Grietas, descamación, fragmentación, faltante, pátina ferruginosa	A3
Grietas, descamación, fragmentación, alteración cromática, depósito, pátina ferruginosa	CD5
Grietas, descamación, fragmentación, alteración cromática, película	CD13
Grietas, descamación, fragmentación, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	ED10
Grietas, descamación, fragmentación, depósito, pátina ferruginosa, película, colonización biológica	B2
Grietas, descamación, erosión, perforación	EI1
Grietas, fragmentación, daños de origen mecánico (incisiones), película	PAI4
Grietas, fragmentación, erosión, alteración cromática	EI7
Grietas, fragmentación, erosión, alteración cromática, enmugrecimiento	CD10
Grietas, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento	ED12
Grietas, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa, película	B5
Grietas, fragmentación, depósito	EI4.1
Grietas, fragmentación, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	EI7.1
Grietas, erosión, depósito	CI7
Deslaminación, descamación, fragmentación, erosión	PAI2
Deslaminación, fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, perforación, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PI3
Deslaminación, fragmentación, erosión, faltante, enmugrecimiento, película	PAI6, PAI7
Deslaminación, fragmentación, erosión, perforación, depósito, enmugrecimiento, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PI2
Deslaminación, fragmentación, erosión, perforación, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PD3
Deslaminación, fragmentación, erosión, alteración cromática, enmugrecimiento	PI5
Deslaminación, fragmentación, erosión, pátina ferruginosa	CD1
Deslaminación, erosión, alteración cromática	PAD2

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

Descamación, fragmentación, erosión, faltante, alteración cromática, enmugrecimiento	PAD6
Descamación, fragmentación, erosión, alteración cromática, depósito	CI12
Descamación, fragmentación, erosión, alteración cromática, depósito, pátina ferruginosa	PD5
Descamación, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	CI9
Descamación, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, película	PAI3
Descamación, fragmentación, erosión, depósito, pátina ferruginosa, película	CD11
Descamación, fragmentación, erosión, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	CI2
Descamación, fragmentación, erosión, pátina ferruginosa	A2, B4
Descamación, fragmentación, erosión, película	PAC2
Descamación, fragmentación, faltante, enmugrecimiento	PAD5
Descamación, fragmentación, depósito	D2
Descamación, fragmentación, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PI1
Descamación, fragmentación, depósito, pátina ferruginosa	B1
Descamación, fragmentación, pátina ferruginosa, película	PAI5
Descamación, erosión, depósito, pátina ferruginosa	D1
Descamación, erosión, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	CI4
Fragmentación, erosión, perforación, depósito, enmugrecimiento, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PD2
Fragmentación, erosión, alteración cromática, depósito, enmugrecimiento	CI10
Fragmentación, erosión, alteración cromática, depósito, enmugrecimiento, película	CD14
Fragmentación, erosión, alteración cromática, pátina ferruginosa, película	PAD1
Fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento	CI13
Fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	ED14
Fragmentación, erosión, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	B6
Fragmentación, erosión, pátina ferruginosa	PD1
Fragmentación, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa, película	CI15
Fragmentación, depósito, pátina ferruginosa, película	CI14
Fragmentación, depósito, película	PAD3
Fragmentación, pátina ferruginosa	A5
Daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, perforación, depósito, enmugrecimiento	CI6
Erosión	A1
Erosión, alteración cromática, depósito	PAC1
Erosión, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	ED11
Erosión, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	CI1
Pátina ferruginosa	A7
Película	CI16

Anexo 5: Daños de la Casa de cantera

Tabla A4. Daños encontrados en cada bloque de la Casa de cantera.

Daños	Bloques
Grietas, ampollas, deslaminación, descamación, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PB6
Grietas, ampollas, descamación, fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, depósito, pátina ferruginosa	PDC2
Grietas, ampollas, descamación, fragmentación, erosión, pátina ferruginosa	PB16
Grietas, deslaminación, descamación, fragmentación, erosión, pátina ferruginosa	PC16
Grietas, deslaminación, descamación, fragmentación, perforación, pátina ferruginosa	PDC1
Grietas, deslaminación, disyunción de películas, erosión, pátina ferruginosa	PC11
Grietas, deslaminación, fragmentación, erosión, perforación, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PC17
Grietas, deslaminación, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento	PA9
Grietas, deslaminación, fragmentación, erosión, enmugrecimiento	PE18
Grietas, deslaminación, fragmentación, perforación, depósito, enmugrecimiento, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa, película	PA7
Grietas, descamación, fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, pátina ferruginosa	PB3, PC22
Grietas, descamación, fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), depósito, pátina ferruginosa	PA8
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PA6
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PD21
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PA5, PA25, PD18
Grietas, descamación, fragmentación, erosión, depósito, pátina ferruginosa	PC18
Grietas, disyunción de películas, fragmentación, erosión, alteración cromática, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PC13
Grietas, disyunción de películas, fragmentación, alteración cromática, depósito, pátina ferruginosa	PE10
Grietas, disyunción de películas, fragmentación, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PD13
Grietas, disyunción de películas, erosión, alteración cromática, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PD12
Grietas, fragmentación	PA12
Grietas, fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, depósito, enmugrecimiento, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PE19
Grietas, fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, depósito, pátina ferruginosa	PE20
Grietas, fragmentación, erosión, perforación, depósito, enmugrecimiento, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PC19
Grietas, fragmentación, erosión, perforación, enmugrecimiento, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PB18
Grietas, fragmentación, erosión, perforación, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PE5
Grietas, fragmentación, erosión, alteración cromática, depósito	PD15

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

Grietas, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, <i>graffiti</i>	PA18
Grietas, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PB5
Grietas, fragmentación, erosión, depósito, pátina ferruginosa	PA22
Grietas, fragmentación, erosión, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PD19
Grietas, fragmentación, erosión, pátina ferruginosa	PAC5
Grietas, fragmentación, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PE12
Grietas, fragmentación, depósito, pátina ferruginosa, película	PA13
Grietas, fragmentación, pátina ferruginosa	PA11
Grietas, fragmentación, película	PA16
Grietas, perforación, alteración cromática, depósito, enmugrecimiento	PCC9
Ampollas, deslaminación, descamación, fragmentación, erosión, alteración cromática, depósito, pátina ferruginosa	PC8
Ampollas, deslaminación, descamación, fragmentación, erosión, enmugrecimiento, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PC2
Ampollas, descamación, disyunción de películas, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa, colonización biológica	PBC1
Ampollas, descamación, disyunción de películas, fragmentación, depósito, pátina ferruginosa	PB2
Ampollas, descamación, fragmentación, erosión, depósito, pátina ferruginosa	PA10
Ampollas, fragmentación, erosión, depósito, pátina ferruginosa, película	PB13
Deslaminación, descamación, fragmentación, erosión, perforación, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PCC5
Deslaminación, descamación, fragmentación, erosión, alteración cromática, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PE21
Deslaminación, descamación, fragmentación, erosión, pátina ferruginosa	PCC2
Deslaminación, disyunción de películas, erosión, perforación, alteración cromática, pátina ferruginosa	PC12
Deslaminación, fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, perforación, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PCC8
Deslaminación, fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, perforación, depósito, pátina ferruginosa, colonización biológica	PA3
Deslaminación, fragmentación, daños de origen mecánico (abrasión), erosión, alteración cromática, depósito, pátina ferruginosa	PD8
Deslaminación, fragmentación, erosión	PB12
Deslaminación, fragmentación, erosión, perforación, depósito, pátina ferruginosa	PCC4
Deslaminación, fragmentación, erosión, depósito	PBC5
Deslaminación, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PAC6, PD3, PD9
Deslaminación, fragmentación, erosión, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PA21
Deslaminación, fragmentación, erosión, depósito, pátina ferruginosa	PC9, PDC4
Deslaminación, fragmentación, erosión, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PC5
Deslaminación, fragmentación, depósito, enmugrecimiento	PAC7
Deslaminación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, perforación, depósito, enmugrecimiento	PCC6
Deslaminación, erosión, depósito, enmugrecimiento	PB14, PD11

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

Descamación, disyunción de películas, fragmentación, depósito, pátina ferruginosa	PAC2, PAC3, PE22
Descamación, fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, perforación, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PE2
Descamación, fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, perforación, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PB20
Descamación, fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, depósito, pátina ferruginosa, colonización biológica	PA4
Descamación, fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PB4
Descamación, fragmentación, daños de origen mecánico (abrasión), erosión, pátina ferruginosa, colonización biológica	PB1
Descamación, fragmentación, daños de origen mecánico (abrasión), depósito	PB23
Descamación, fragmentación, daños de origen mecánico (abrasión), pátina ferruginosa	PE1, PE24
Descamación, fragmentación, erosión, perforación, depósito, pátina ferruginosa	PCC1
Descamación, fragmentación, erosión, alteración cromática, depósito	PE23
Descamación, fragmentación, erosión, alteración cromática, pátina ferruginosa	PA1
Descamación, fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PBC2, PD22, PD23
Descamación, fragmentación, erosión, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PE7
Descamación, fragmentación, erosión, depósito, pátina ferruginosa	PB17
Descamación, fragmentación, erosión, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PC23
Descamación, fragmentación, erosión, <i>graffiti</i>	PB10
Descamación, fragmentación, erosión, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PD5
Descamación, fragmentación, erosión, pátina ferruginosa	PAC1, PBC3
Descamación, fragmentación, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PE16
Descamación, fragmentación, depósito, pátina ferruginosa	PA1.1, PC10, PD1, PE14
Descamación, fragmentación, enmugrecimiento, colonización biológica	PC1
Descamación, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PB22
Disyunción de películas, fragmentación, erosión, alteración cromática, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PD14
Disyunción de películas, fragmentación, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PA2
Disyunción de películas, alteración cromática, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PE11
Fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, perforación, depósito, enmugrecimiento, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PC21
Fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, perforación, depósito, pátina ferruginosa	PB19
Fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PC3
Fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, depósito, pátina ferruginosa	PC4
Fragmentación, daños de origen mecánico (excoriaciones), erosión, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PC20
Fragmentación, erosión, perforación, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PD7

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

Fragmentación, erosión, perforación, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PDC6
Fragmentación, erosión, perforación, depósito, pátina ferruginosa	PE4
Fragmentación, erosión, perforación, enmugrecimiento, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PD17
Fragmentación, erosión, alteración cromática, pátina ferruginosa	PBC7
Fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento	PAC9, PAC10, PB15
Fragmentación, erosión, depósito, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PCC3, PD10, PD16, PE3
Fragmentación, erosión, depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PA17, PA19, PAC8, PDC3
Fragmentación, erosión, depósito, pátina ferruginosa	PAC4, PB9, PDC7, PE6, PE17
Fragmentación, erosión, depósito, película	PB11
Fragmentación, erosión, enmugrecimiento	PD4, PE13
Fragmentación, erosión, enmugrecimiento, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PD6
Fragmentación, erosión, enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PC6, PC14
Fragmentación, erosión, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PA23, PA24, PB8
Fragmentación, erosión, pátina ferruginosa	PA20, PBC4, PC7, PD20, PE8
Fragmentación, perforación, depósito, pátina ferruginosa	PCC7
Fragmentación, depósito	PAC11
Fragmentación, depósito, <i>graffiti</i>	PDC8
Fragmentación, depósito, pátina ferruginosa	PB21, PE9
Fragmentación, pátina ferruginosa	PB7
Daños de origen mecánico (excoriaciones), depósito, <i>graffiti</i> , pátina ferruginosa	PDC5
Erosión, depósito	PE15
Erosión, depósito, pátina ferruginosa	PCC6.1, PD2
Erosión, enmugrecimiento, pátina ferruginosa, película	PA15
Depósito, <i>graffiti</i>	PDC9
Depósito, pátina ferruginosa	PBC6
Enmugrecimiento, pátina ferruginosa	PC15

Anexo 6: Rayos gamma en afloramientos

Tabla A5. Valores de rayos gamma en los afloramientos. Se incluye la litología exacta en la que se midió la radiación. Los asteriscos indican los lugares de donde se tomaron muestras.

Afloramiento	Litología medida	Rayos gamma promedio (cps)					
		Total	Des. est.	Error est.	K	U	Th
A1	AMBAF	166.67	7.75	2.24	1.42	0.58	0.33
A1	AFL	182.42	10.77	3.11	0.92	0.58	0.17
A1	AMBAF	148.45	4.81	1.45	1.09	0.36	0.09
A2*	AMBAF	166.10	11.05	3.49	1.00	0.70	0.10
A2	AGAMBLAF	143.75	9.22	2.66	0.92	0.42	0.17
A3*	AF	190.25	11.19	3.23	1.50	0.58	0.08
A4	AGAM	175.09	9.53	2.87	1.09	0.82	0.09
A5	AGAMBLAF	161.50	8.05	2.32	1.50	0.75	0.08
A6*	AGAM	171.75	10.33	2.98	0.92	0.50	0.17
A7	AMBLAF	166.64	4.87	1.47	1.18	0.45	0.36
A8	AMBLAF	185.55	9.08	2.74	1.73	0.73	0.27
A9	AMLAF	182.00	5.61	1.69	1.27	0.55	0.09

Anexo 7: Rayos gamma en el Centro Cultural

Tabla A6. Valores de rayos gamma en el Centro Cultural. Se incluye la litología exacta en la que se midió la radiación.

Bloque	Litología medida	Rayos gamma promedio (cps)					
		Total	Des. est.	Error est.	K	U	Th
A1	AMBAF	194.08	13.06	3.62	1.21	0.64	0.14
A2	AMBAF	181.46	12.43	3.45	0.81	0.62	0.15
A3	AMBAF	192.25	9.66	2.41	1.31	0.75	0.25
A4	AMBAF	206.35	7.64	1.71	1.50	0.75	0.10
A5	AMBLAF	187.76	8.04	1.95	1.65	0.59	0.12
A6	AMBAF	179.65	8.60	1.92	1.65	0.60	0.10
A6	AMBAF	203.00	12.64	2.90	1.11	0.79	0.16
A7	AMBAF	196.83	9.71	2.29	1.44	0.94	0.17
A8	AMBAF	180.11	8.11	1.86	1.68	0.79	0.11
A8	AMBAF	185.41	10.30	2.50	1.53	0.71	0.24
A9	AMBAFL	172.09	11.72	2.44	1.43	0.48	0.13
E11	AMBAF	174.30	10.49	2.35	1.25	0.55	0.25
E12	AMBAF	186.60	7.33	1.89	1.67	0.93	0.13
E12	AMBAF	188.58	10.66	2.45	1.32	0.53	0.11
E13	AMBAF	182.31	6.21	1.72	1.38	0.54	0.31
E13	AMBAF	168.13	9.41	2.35	1.19	0.81	0.06
E13	AMBAF	182.73	9.92	2.99	1.27	0.55	0.00
E14	AMBAF	182.77	8.75	2.43	1.31	0.54	0.15
E14.1	AMBAF	193.18	13.07	3.94	1.91	0.82	0.18
E15	AMBAF	176.77	7.89	2.19	1.46	0.38	0.08
E16	AMBAF	183.71	8.66	2.31	1.43	0.50	0.21
E17	AMBAF	184.69	10.89	3.02	1.31	0.77	0.08
E18	AMBAF	180.00	8.21	2.12	1.43	0.79	0.21
E19	AMBAF	181.40	9.51	2.46	1.40	0.47	0.20
E19	BAF	180.93	9.17	2.45	0.79	0.43	0.14
E110	AMBAF	174.29	7.93	2.12	1.50	0.86	0.21
D1	AMBAF	196.62	6.40	1.78	1.23	0.46	0.15
CI1	AMBLRAF	191.62	8.33	2.31	1.23	0.77	0.15
CI2	AMBLRAF	192.64	6.44	1.94	1.45	0.73	0.09
CI2	AMBLRAF	182.85	9.79	2.71	1.23	0.69	0.15
CI3	AMBAF	186.67	8.48	2.45	1.08	0.83	0.25
CI3	AMBAF	181.88	11.20	2.80	1.56	0.81	0.13
CI4	AMLAF	182.38	9.80	2.72	1.54	0.46	0.15
CI4	AMBAFLQ	182.33	6.04	1.56	1.07	0.60	0.20
CI5	AMBAFL	175.62	9.38	2.60	1.38	0.54	0.08

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

CI6	AGAMLAF	178.69	8.91	2.47	1.15	0.54	0.08
CI6	AGAMLAF	174.21	8.65	2.31	1.14	0.86	0.14
CI7	AGAMLRAF	175.14	7.80	2.08	1.29	0.79	0.14
CI7	AGAMCL	175.27	7.92	2.04	1.20	0.53	0.20
CI8	BAF	187.79	10.58	2.83	1.29	0.50	0.07
CI8	AMBAF	179.36	12.85	3.43	1.29	0.93	0.14
CI9	AMBAF	186.55	10.42	3.14	0.91	0.55	0.09
CI10	AGAMBAF	178.83	8.35	2.41	1.08	0.67	0.08
CI11	AMBLAF	177.08	10.85	3.13	1.33	0.58	0.08
CI12	AMBAFLQ	173.36	8.30	2.50	1.27	0.45	0.09
CI13	AMBAF	173.00	8.61	2.60	1.45	0.73	0.09
PI1	AMBLRAFL	180.00	9.03	2.50	1.15	0.62	0.23
PI1	AMBLRAF	173.21	7.72	2.06	1.21	0.64	0.14
PI2	AMBAF	170.83	7.89	2.28	1.42	0.58	0.17
PI2	AMBLRAF	172.42	7.33	2.12	1.38	0.69	0.17
PI2	AMBLRAFL	173.71	10.96	2.93	1.57	0.50	0.14
PI3	AMBLAF	171.08	9.60	2.66	1.69	0.85	0.15
PI3	AMBAF	171.21	8.33	2.23	1.21	0.36	0.21
PI3	AMLAF	171.31	8.24	2.29	1.08	0.54	0.15
PI3	AGAMBLAF	172.38	10.22	2.84	0.85	0.46	0.23
PI4	AGAMBAFL	180.82	10.95	3.30	0.73	0.64	0.18
PI5	AMBAFLQ	177.09	7.15	2.16	1.64	0.55	0.00
PAI1	AGAMBLAF	170.73	8.73	2.63	1.18	0.45	0.09
PAI2	AMBAFL	171.27	8.77	2.64	1.55	0.73	0.18
PAC1	AMBAFL	171.55	8.14	2.45	1.27	0.91	0.18
PAD1	AMBAFL	180.00	8.66	2.61	1.45	0.55	0.09
PAD2	AMBLAFL	178.36	8.00	2.41	1.64	0.91	0.09
D2	AMBAF	180.09	7.37	2.22	0.91	0.64	0.09
PD1	AMBAFL	186.18	8.56	2.58	1.55	0.73	0.00
PD1	AMBAF	178.55	6.21	1.87	1.36	0.36	0.18
PD2	AMBLRAFL	166.18	9.12	2.75	1.09	0.55	0.18
PD2	AMBAFCL	171.00	7.70	2.32	1.00	0.45	0.27
PD3	AMLAFCL	171.18	9.49	2.86	1.00	0.45	0.09
PD4	AMBLRAFL	186.36	11.80	3.56	0.91	0.91	0.09
PD5	AMBAFL	191.27	10.29	3.10	1.27	0.82	0.09
CD1	AMBAFL	196.45	7.01	2.11	1.64	0.36	0.09
CD2	AMBLAF	193.36	11.18	3.37	1.55	0.64	0.09
CD2	AMBAFLCL	191.45	12.23	3.69	1.45	0.82	0.18

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

CD3	AMBAF	207.09	8.37	2.52	1.27	0.64	0.09
CD3	AMBAFL	196.00	11.39	3.43	1.64	0.64	0.18
CD4	AMBLRAFL	181.00	13.02	3.93	1.00	0.73	0.09
CD5	AMBAF	174.36	9.04	2.73	0.64	0.55	0.18
CD5	AMBLAF	166.73	12.64	3.81	1.18	0.45	0.18
CD6	AMBAF	180.73	8.50	2.56	1.18	0.55	0.18
CD7	AMBAF	181.36	6.76	2.04	1.55	1.09	0.00
CD7	AMBLRAFL	185.82	9.97	3.01	1.18	0.73	0.09
CD8	AMBLRAF	180.36	10.55	3.18	1.73	0.45	0.09
CD8	AMBAF	176.36	10.59	3.19	1.27	0.91	0.18
CD9	AMBAFLQ	185.45	11.01	3.32	2.00	1.00	0.09
CD10	AGAMCL	177.67	8.79	2.54	1.42	0.75	0.00
CD11	AMBAFL	178.55	13.55	4.08	2.18	0.64	0.09
CD12	AMBAF	179.55	7.71	2.33	1.09	0.64	0.09
B1	AMBAF	203.42	9.49	2.74	1.33	0.58	0.08
B2	AMBAF	200.82	7.25	2.18	1.55	0.55	0.00
B2	AMBAF	187.00	12.06	3.11	1.21	0.71	0.27
B3	AMBAF	178.08	9.70	2.80	1.25	0.42	0.33
B3	AMBAF	192.69	10.31	2.86	1.15	0.85	0.31
B4	AMBAF	216.36	8.38	2.53	1.64	0.36	0.18
B5	AMBAF	185.33	9.24	2.67	1.25	0.67	0.25
B5	AMBAF	199.62	7.85	2.18	1.23	0.77	0.08
B6	AMBAF	196.09	11.16	3.36	1.55	0.45	0.27
B7	AMBAF	187.36	9.18	2.77	1.73	0.91	0.18
B8	AMBAF	188.64	8.96	2.70	1.45	1.09	0.18
ED1	AMBAF	193.64	7.41	2.24	1.36	0.73	0.18
ED1	AMBAF	190.55	6.67	2.01	1.45	0.91	0.09
ED2	AMBAF	172.00	5.83	1.76	1.45	1.00	0.18
ED2	AMBAFQ	179.82	10.47	3.16	1.00	0.64	0.18
ED3	AMBAFLQ	180.64	6.80	2.05	1.09	0.73	0.09
ED3	AMBAFQ	168.45	6.87	2.07	2.00	0.55	0.18
ED4	AMBAF	171.64	13.00	3.92	1.09	0.55	0.18
ED4	AMBAF	180.73	7.88	2.37	1.27	0.82	0.09
ED5	AGAMLRAF	180.91	8.62	2.60	1.45	0.73	0.09
ED5	AGAMBLRAFL	177.75	7.33	2.12	1.17	0.58	0.08
ED5	AGAMBAFLQ	176.08	13.14	3.79	1.17	0.83	0.15
ED6	AMBLRAFLCL	180.64	9.94	3.00	1.45	0.55	0.09
ED6	AMBAF	177.09	9.85	2.97	1.64	0.64	0.09

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

ED7	AMBAF	167.09	7.15	2.16	1.18	0.82	0.09
ED7	AMBAFL	177.36	11.31	3.41	0.82	0.45	0.00
ED8	AMBAF	172.45	7.79	2.35	1.64	0.64	0.18
ED9	AMBAF	169.82	7.36	2.22	1.45	0.82	0.18
ED10	AMBAF	186.18	8.75	2.64	1.27	0.45	0.27
ED11	AMBAF	178.36	10.46	3.16	1.55	0.45	0.09
ED13	AMBAF	189.09	8.77	2.65	1.45	0.36	0.27

Anexo 8: Rayos gamma en la Casa de cantera

Tabla A7. Valores de rayos gamma en la Casa de cantera. Se incluye la litología exacta en la que se midió la radiación.

Bloque	Litología medida	Rayos gamma promedio (cps)					
		Total	Des. est.	Error Est.	K	U	Th
PA1	AMBAF	169.55	7.09	2.14	1.55	0.73	0.09
PA2	AMBLRAF	156.64	9.65	2.91	0.45	0.82	0.18
PA3	AMLRAF	163.55	6.46	1.95	1.27	0.73	0.18
PA4	AMBAF	165.09	6.17	1.86	1.27	0.64	0.00
PA5	AMBAF	175.00	8.17	2.46	1.27	0.55	0.09
PA6	AMBAF	175.64	6.72	2.03	1.00	0.64	0.09
PA7	AMBAF	172.73	7.75	2.34	1.18	0.64	0.09
PA8	AMBAF	174.82	11.87	3.58	1.27	0.82	0.09
PA20	AMBAFQ	165.64	8.73	2.63	1.55	0.45	0.18
PA21	AMBLAF	165.36	9.87	2.98	1.09	0.82	0.00
PA22	AMBAF	167.91	4.44	1.34	1.09	0.55	0.18
PA23	AMBAF	171.18	10.02	3.02	1.18	0.36	0.18
PA24	AMBAF	161.09	6.79	2.05	0.91	0.36	0.18
PA25	AMBLAF	165.45	8.22	2.48	1.09	0.64	0.27
PAC1	AMBAF	193.82	15.72	4.74	1.27	0.55	0.27
PAC2	AMBAF	173.55	12.00	3.62	1.36	0.64	0.09
PAC3	AMBAF	177.00	9.81	2.96	1.91	0.64	0.18
PAC4	AMBAFL	188.91	10.08	3.04	1.36	0.73	0.36
PAC4	AGAM	175.55	8.27	2.49	1.36	0.36	0.27
PAC5	AMBLAFL	177.55	7.04	2.12	1.27	0.55	0.18
PAC6	AMBAFLQ	176.00	10.30	3.10	1.00	0.91	0.18
PAC7	AGAMLAF	166.82	10.18	3.07	1.36	0.55	0.18
PB1	AMBAF	176.18	7.37	2.22	1.55	0.45	0.45
PB2	AMBLAF	177.82	8.27	2.49	1.00	0.55	0.27
PB3	AMBAF	171.00	6.21	1.87	1.27	0.55	0.00
PB4	AMBAF	171.93	12.25	3.27	1.21	0.50	0.07
PB5	AMLAF	167.83	6.82	1.97	1.08	0.67	0.17
PB6	AGAMCL	167.09	9.78	2.95	0.91	0.45	0.18
PB6	AMBLAF	168.67	10.81	3.12	1.08	0.92	0.08
PB7	AMBAF	187.36	8.17	2.46	1.18	0.64	0.09
PB16	AMBLAF	166.64	12.68	3.82	1.18	0.91	0.18
PB16	AGAMCLQ	166.25	6.78	1.96	0.92	0.42	0.17
PB17	AMLAFCL	163.36	7.56	2.28	0.91	0.73	0.18
PB18	AMBLAF	172.08	11.46	3.31	1.25	0.67	0.17
PB19	AMBAFL	163.45	9.10	2.74	1.00	0.45	0.00

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

PB20	AMBLRAF	165.55	11.74	3.54	0.82	0.64	0.00
PB20	AMBAF	174.55	6.30	1.90	1.09	0.55	0.00
PB21	AMBAF	168.73	7.76	2.34	1.18	0.55	0.09
PB22	AMBLAF	159.00	7.21	2.17	1.00	0.36	0.00
PB23	AMBAF	180.82	11.04	3.33	0.91	0.64	0.27
PBC1	AMBAF	177.08	10.59	3.06	1.08	0.83	0.08
PBC2	AMBAFCL	172.00	7.64	2.30	1.64	0.64	0.09
PBC3	AMBAF	168.55	11.86	3.58	1.36	0.82	0.00
PBC4	AMBAFQ	166.09	10.56	3.18	1.00	0.64	0.09
PC1	AMBAF	168.55	9.99	3.01	0.82	0.73	0.00
PC2	AMBLAF	167.00	8.44	2.55	1.45	0.36	0.09
PC3	AMBAF	162.64	7.51	2.26	1.27	0.45	0.18
PC4	AMBLRAF	155.55	6.10	1.84	1.09	0.64	0.27
PC4	AMBLRAFL	165.91	8.25	2.49	0.91	0.55	0.18
PC5	AGAMCL	161.73	12.51	3.77	1.00	0.91	0.09
PC6	AMBAFL	169.09	7.28	2.19	0.91	0.55	0.18
PC6	AMCL	161.09	10.17	3.07	1.09	0.55	0.09
PC7	AMBLAFL	166.00	6.45	1.95	0.91	0.55	0.27
PC8	AGAMLAFCL	172.64	11.25	3.39	1.55	0.73	0.09
PC8	AMLAF	170.91	10.12	3.05	0.82	0.73	0.09
PC8	AGAMCLQ	170.64	7.90	2.38	0.91	0.55	0.18
PC16	AMCL	166.45	8.03	2.42	0.82	0.55	0.09
PC17	BAF	178.73	7.59	2.29	0.64	0.64	0.09
PC17	AGAMCL	180.73	7.36	2.22	1.55	0.64	0.09
PC18	AMBAF	170.18	9.57	2.89	1.09	0.64	0.09
PC19	AMBLAF	169.18	7.13	2.15	1.00	0.55	0.09
PC19	AGAMBLRAF	157.36	10.23	3.08	1.09	0.73	0.00
PC20	AMBAF	167.64	7.38	2.22	1.18	0.45	0.09
PC21	AMBAF	156.55	9.80	2.96	1.36	0.55	0.09
PC22	AMBAF	176.64	9.67	2.92	1.18	0.64	0.09
PC23	AMBAFCL	174.09	6.47	1.95	1.36	0.64	0.18
PCC1	AMBAF	171.91	10.96	3.30	0.82	0.45	0.18
PCC2	AMBAF	176.64	11.44	3.45	1.09	0.91	0.09
PCC3	AMBAF	167.73	6.15	1.85	1.18	0.27	0.09
PCC4	AMBLRAF	161.36	7.28	2.19	1.09	0.64	0.27
PCC5	AMBAF	170.18	8.32	2.51	1.00	0.36	0.18
PCC6	AMBAFCL	172.55	7.91	2.39	1.00	0.55	0.09
PD1	AMBAF	167.55	7.35	2.22	0.73	0.64	0.18
PD2	AMBLAF	161.82	8.40	2.53	0.73	0.45	0.18

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

PD3	AMBLAFLCL	163.73	9.25	2.79	1.09	0.82	0.09
PD4	AMBLAF	165.36	9.87	2.97	1.00	0.45	0.27
PD4	AGAMCL	168.64	6.11	1.84	1.09	0.55	0.18
PD5	AMBAF	179.18	6.75	2.04	1.09	0.73	0.18
PD6	AMBLAFLCL	184.45	7.15	2.16	1.64	0.45	0.09
PD6	AMBLAF	171.27	5.96	1.80	1.27	0.27	0.09
PD7	AGAMCL	168.55	10.08	3.04	0.82	0.55	0.18
PD8	AGAMLCL	167.91	11.71	3.53	1.09	0.45	0.18
PD8	AMBLAFL	171.45	6.60	1.99	0.73	0.55	0.09
PD9	AMBAF	178.36	5.79	1.75	1.27	0.55	0.27
PD17	AMBAF	178.55	8.99	2.71	1.45	0.91	0.09
PD17	AMBAF	170.45	9.02	2.72	0.64	0.64	0.18
PD18	AMBAF	164.18	7.99	2.41	1.36	0.64	0.09
PD19	AGAMBLRAFQ	158.27	7.65	2.31	1.00	0.45	0.09
PD19	AGAMBLRAFQ	158.73	6.74	2.03	1.00	0.55	0.18
PD20	AMBAF	172.91	9.63	2.90	1.09	0.64	0.18
PD21	AMBLAFL	182.09	8.20	2.47	1.18	0.45	0.09
PD21	AGAMBLAFL	180.45	10.13	3.05	1.55	0.73	0.18
PD21	AGAM	167.00	10.80	3.26	0.91	0.55	0.09
PD22	AMBAF	173.45	7.98	2.41	1.27	0.55	0.18
PD23	AMBAF	182.27	7.21	2.17	1.27	0.64	0.09
PD23	AMBAF	182.45	12.42	3.74	1.27	0.45	0.36
PDC1	AMBAF	168.18	4.02	1.21	1.27	0.73	0.00
PDC1	AMBAFCL	184.47	10.86	2.80	1.20	0.87	0.13
PDC2	AMBLAF	182.73	12.48	3.76	0.91	0.55	0.09
PDC2	AMBLAF	173.09	9.01	2.72	1.18	0.45	0.27
PDC3	AMBAF	171.09	7.38	2.22	1.36	0.36	0.09
PDC4	AGAMBLAFCL	176.27	7.69	2.32	1.45	0.45	0.09
PDC5	AMBAF	187.09	9.89	2.98	0.91	0.64	0.09
PDC6	AMBLRAFCL	184.09	12.59	3.80	0.91	0.73	0.36
PDC6	AMBLRAF	174.18	8.98	2.71	1.55	0.45	0.09
PE1	AMBAF	188.73	8.75	2.64	1.36	0.82	0.18
PE1	AMBAF	175.64	10.13	3.05	1.00	0.55	0.18
PE1	AMBAF	184.45	7.10	2.14	1.27	0.64	0.18
PE2	AMBAF	171.36	8.91	2.69	1.55	0.45	0.18
PE3	AGAMBLAF	167.00	8.22	2.48	1.09	0.45	0.09
PE4	AMBAF	166.00	5.78	1.74	1.00	0.73	0.00

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

PE5	AGAMLAFCLQ	169.82	7.51	2.26	1.00	0.64	0.09
PE5	AGAMLAFCLQ	160.18	6.81	2.05	1.27	0.64	0.09
PE5	BAF	178.91	8.97	2.70	1.27	1.18	0.18
PE6	AMBAFL	178.36	6.53	1.97	1.18	0.55	0.09
PE7	AMLAF	164.73	8.94	2.69	1.18	0.55	0.18
PE7	BLAFL	171.00	9.88	2.98	1.18	1.00	0.18
PE16	AMBAF	172.55	9.25	2.79	1.09	0.82	0.18
PE16	AMBAFL	172.82	6.98	2.10	1.18	0.82	0.09
PE17	AMBAF	178.55	7.23	2.18	1.09	0.73	0.18
PE18	AGAMLCL	174.91	7.56	2.28	0.91	0.64	0.00
PE19	AMBAF	178.09	6.44	1.94	0.91	0.45	0.00
PE19	AMBAF	174.55	10.80	3.26	1.18	0.73	0.09
PE19	AMBAF	178.91	7.95	2.40	0.91	0.73	0.09
PE20	AMBAF	175.27	7.19	2.17	0.91	0.91	0.09
PE21	AMBAF	171.09	11.26	3.40	0.91	0.64	0.27
PE21	AMBAFCL	167.09	9.34	2.82	0.91	0.45	0.27
PE22	AMBAF	165.80	7.28	2.30	1.30	0.50	0.20
PE23	AMBAFL	174.55	6.14	1.85	1.18	0.45	0.09
PE24	AMBAF	170.36	5.35	1.61	0.91	0.64	0.09

Anexo 9: Absorción capilar

Tabla A8. Resultados de la absorción capilar de agua en los planos XY y XZ para cada muestra durante un lapso de 3 horas.

Tiempo	Peso (g)									
	RdC-C1a		RdC-C2a		RdC-C3b		RdC-CM1f		RdC-L1c	
	XY	XZ	XY	XZ	XY	XZ	XY	XZ	XY	XZ
0 s	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5 s	1.85	3.27	3.77	4.27	2.68	3.55	4.23	4.36	3.13	4.64
10 s	1.90	3.42	3.88	4.40	2.88	3.86	4.32	4.57	3.24	4.80
15 s	1.96	3.51	3.98	4.49	2.96	3.96	4.42	4.76	3.31	4.88
20 s	1.98	3.56	4.02	4.55	3.03	4.05	4.47	4.89	3.38	4.96
25 s	2.00	3.61	4.07	4.61	3.08	4.12	4.51	5.03	3.41	5.04
30 s	2.00	3.63	4.13	4.65	3.13	4.16	4.55	5.12	3.45	5.10
35 s	2.00	3.65	4.20	4.70	3.17	4.20	4.57	5.23	3.49	5.16
40 s	2.00	3.69	4.25	4.74	3.20	4.24	4.59	5.30	3.51	5.21
45 s	2.00	3.69	4.25	4.76	3.22	4.28	4.61	5.39	3.55	5.25
50 s	2.00	3.69	4.32	4.80	3.24	4.31	4.61	5.45	3.57	5.28
55 s	2.00	3.69	4.33	4.84	3.26	4.35	4.61	5.52	3.59	5.32
60 s	2.00	3.69	4.35	4.86	3.30	4.37	4.61	5.58	3.59	5.36
70 s	2.00	3.69	4.41	4.91	3.31	4.41	4.65	5.70	3.59	5.42
80 s	2.00	3.69	4.45	4.95	3.33	4.43	4.66	5.79	3.59	5.48
90 s	2.00	3.69	4.51	5.01	3.33	4.47	4.66	5.88	3.61	5.54
100 s	2.00	3.69	4.55	5.05	3.33	4.47	4.66	5.95	3.61	5.60
110 s	2.00	3.69	4.59	5.07	3.33	4.47	4.68	6.03	3.61	5.64
120 s	2.00	3.69	4.61	5.12	3.33	4.49	4.70	6.10	3.61	5.70
140 s	2.00	3.69	4.69	5.16	3.35	4.51	4.70	6.24	3.63	5.76
160 s	2.00	3.69	4.74	5.22	3.35	4.51	4.70	6.37	3.63	5.78
180 s	2.00	3.69	4.74	5.22	3.35	4.51	4.70	6.49	3.63	5.81
210 s	2.00	3.69	4.76	5.26	3.35	4.55	4.70	6.63	3.63	5.81
4 min	2.00	3.69	4.76	5.30	3.35	4.55	4.70	6.75	3.63	5.82
5 min	2.00	3.69	4.78	5.35	3.35	4.55	4.70	6.95	3.65	5.85
6 min	2.00	3.69	4.78	5.42	3.35	4.55	4.72	7.11	3.65	5.85
7 min	2.00	3.69	4.78	5.42	3.35	4.55	4.72	7.16	3.65	5.85
8 min	2.00	3.69	4.78	5.42	3.35	4.55	4.72	7.20	3.65	5.87
9 min	2.00	3.69	4.78	5.44	3.35	4.55	4.72	7.20	3.65	5.87
10 min	2.00	3.69	4.78	5.44	3.35	4.55	4.72	7.21	3.65	5.89
15 min	2.00	3.69	4.78	5.45	3.35	4.55	4.72	7.25	3.65	5.89
20 min	2.00	3.69	4.78	5.45	3.35	4.55	4.74	7.25	3.65	5.89
25 min	2.00	3.69	4.80	5.45	3.35	4.55	4.74	7.27	3.65	5.89
30 min	2.00	3.69	4.82	5.45	3.35	4.55	4.74	7.27	3.65	5.89

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

40 min	2.00	3.71	4.82	5.47	3.35	4.55	4.74	7.27	3.65	5.89
50 min	2.00	3.71	4.82	5.47	3.36	4.55	4.74	7.27	3.65	5.89
60 min	2.00	3.71	4.82	5.47	3.36	4.55	4.74	7.27	3.65	5.89
80 min	2.00	3.71	4.82	5.48	3.36	4.55	4.74	7.27	3.65	5.89
100 min	2.00	3.71	4.84	5.48	3.36	4.55	4.76	7.27	3.65	5.89
120 min	2.00	3.71	4.84	5.50	3.36	4.55	4.76	7.27	3.65	5.89
150 min	2.00	3.71	4.84	5.50	3.36	4.55	4.76	7.27	3.66	5.89
180 min	2.00	3.71	4.84	5.50	3.36	4.55	4.76	7.27	3.66	5.89

Anexo 10: Resistencia a la cristalización de sal

Tabla A9. Peso de las muestras durante los 40 ciclos del experimento de resistencia a la cristalización de sal.

Ciclos	Muestras (peso en gramos)			
	RdC-C1b	RdC-C3c	RdC-CM1g	RdC-L1d
0	790.40	636.15	673.46	686.27
1	790.78	638.02	681.90	689.31
2	791.29	639.59	685.08	691.43
3	791.58	640.31	685.12	692.38
4	791.75	640.73	684.51	692.75
5	790.50	638.65	678.05	689.23
6	790.57	639.15	678.29	687.85
7	791.41	640.84	681.86	689.43
8	791.81	641.18	681.56	690.03
9	790.81	639.13	674.29	687.88
10	791.66	640.73	676.41	689.52
11	790.09	638.76	669.43	687.30
12	791.42	617.97	674.57	690.09
13	792.12	617.72	648.36	691.19
14	792.60	616.92	642.27	691.72
15	791.67	611.65	629.85	688.18
16	792.71	614.16	593.21	682.91
17	792.95	613.05	563.88	682.09
18	793.16	610.43	543.94	681.18
19	792.95	607.58	511.62	678.01
20	791.08	322.48	484.47	664.80
21	791.69	321.99	468.27	654.99
22	792.17	321.67	439.22	636.30
23	792.44	314.74	423.54	632.77
24	792.53	314.86	400.74	629.83
25	788.65	314.84	255.17	624.76
26	789.78	314.16	253.11	615.90
27	790.44	314.05	240.97	604.34
28	790.95	314.46	198.02	592.85
29	791.18	313.99	177.83	581.43
30	790.02	314.38	155.14	566.44
31	790.38	313.49	118.71	508.70
32	789.65	312.67	113.16	496.78
33	790.32	312.60	100.63	494.70
34	790.47	313.01	90.30	492.18

(Continúa en la siguiente página)

(Continuación)

35	789.74	312.02	80.38	489.93
36	788.86	308.62	75.06	488.30
37	468.22	299.87	61.58	485.43
38	467.68	298.47	49.59	483.13
39	467.98	296.96	30.85	478.20
40	468.22	296.81	24.75	477.29