

Actas
de la
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA
de la
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
Linares



NÚMERO ESPECIAL EN CONMEMORACIÓN DEL
90° ANIVERSARIO DE LA
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
Y DEL
40° ANIVERSARIO DE LA
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

EDITORES

J.C. MONTALVO ARRIETA, J.A. RAMÍREZ FERNÁNDEZ, C.G. AGUILAR MADERA
U. JENCHEN, J.A. SALINAS JASSO, F. VELASCO TAPIA, I. NAVARRO DE LEÓN

EDITOR TÉCNICO

U. JENCHEN

LINARES, N.L., MÉXICO

9
Dic. 2023

DR. MED. SANTOS GUZMÁN LÓPEZ

Rector de la Universidad Autónoma de Nuevo León

DR. JAIME ARTURO CASTILLO ELIZONDO

Secretario Académico de la Universidad Autónoma de Nuevo León

DR. JUAN MANUEL ALCOCER GONZÁLEZ

Secretario de Investigación Científica y Desarrollo Tecnológico
de la Universidad Autónoma de Nuevo León

M.C. ÁNGEL GARCÍA PEÑA

Director de la Facultad de Ciencias de la Tierra

DR. COSME POLA SÍMUTA

Subdirector Administrativo de la Facultad de Ciencias de la Tierra

EDITORES

DR. JUAN CARLOS MONTALVO ARRIETA

DR. JUAN ALONSO RAMÍREZ FERNÁNDEZ

DR. CARLOS GILBERTO AGUILAR MADERA

DR. UWE JENCHEN

DR. JORGE ALÁN SALINAS JASSO

DR. FERNANDO VELASCO TAPIA

DR. IGNACIO NAVARRO DE LEÓN

EDITOR TÉCNICO

DR. UWE JENCHEN

FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

Universidad Autónoma de Nuevo León

Ex - Hacienda de Guadalupe

67700 Linares, N.L.

México

<http://fct.uanl.mx/>

Los autores se responsabilizan personalmente por el contenido de sus respectivos artículos.

ISSN 0186-8950

Todos los derechos reservados

Diciembre de 2023

A C T A S

**de la Facultad de Ciencias de la Tierra,
Universidad Autónoma de Nuevo León**

Volumen N° 9

*J.C. Montalvo Arrieta, J.A. Ramírez Fernández,
C.G. Aguilar Madera, U. Jenchen, J.A. Salinas Jasso,
F. Velasco Tapia, & I. Navarro de León
(Eds.)*

Número especial en conmemoración del
**90° Aniversario de la
UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN**
y del
**40° Aniversario de la
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**

*Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra U.A.N.L., Linares
209 Páginas + 114 Figuras + 16 Tablas + 172 Ecuaciones + 2 Algoritmos*

Diciembre 2023, Linares/México

DEDICATORIA

Esta obra conmemorativa rinde homenaje a cada individuo que, ya sea como egresado, estudiante, profesor, técnico, personal de apoyo, administrativo o colega de otra institución, tanto nacional como internacional, ha contribuido de manera significativa para forjar la Facultad de Ciencias de la Tierra en lo que representa hoy. A todos aquellos que han aportado su esfuerzo y dedicación, les expresamos nuestro sincero agradecimiento por su valiosa colaboración en la construcción y desarrollo de esta dependencia universitaria.

Los Editores.

PRESENTACIÓN

Con motivo de las celebraciones del 90 aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL) y el 40 aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT), se presenta el volumen número 9 de Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, el cual tiene como objetivo mostrar los resultados de la divulgación de las investigaciones realizadas por Profesores-Investigadores, alumnos y exalumnos de esta Dependencia, así como trabajos en colaboración con Investigadores de otras de dependencias tanto de la UANL como de otras instituciones a nivel nacional. La Facultad de Ciencias de la Tierra desde su formación tiene dentro de sus objetivos la generación y divulgación de nuevo conocimiento a todos los sectores de la sociedad, lo cual se ha visto reflejado en volúmenes previos de Actas, es por eso, que en este volumen conmemorativo se presentan 22 trabajos de divulgación científica que permiten ser una ventana a la investigación realizada en esta dependencia.

Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra ha sido el espacio dónde a través de los años se han documentado diversas investigaciones de interés local, nacional e internacional, es por eso, que en estas conmemoraciones de aniversario me complace presentar este nuevo volumen para que se conozca la diversidad del conocimiento generado en esta dependencia y su impacto en la sociedad.

Se extiende una felicitación a los participantes de esta publicación por compartir sus investigaciones con la comunidad universitaria y la sociedad en general. Estamos ciertos que estos esfuerzos permitirán mantener vigente el impulso del conocimiento de las geociencias y seguir posicionando a la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León como un referente de investigación en el Noreste de México, con lo cual se manifiesta el compromiso de nuestra Universidad y de nuestro Rector, el Dr. med. Santos Guzmán López de buscar y mantener la excelencia por principio y la educación como instrumento.

M.C. ÁNGEL GARCÍA PEÑA

Director

PRÓLOGO DE LOS EDITORES

Dentro de las celebraciones del 90 aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL) y el 40 aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT), nos complacemos en presentar el volumen número 9 de Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra. En este volumen conmemorativo se presentan 22 contribuciones que abordan diferentes temáticas relacionadas con las Ciencias de la Tierra, y que representan un reflejo del quehacer en investigación en nuestra dependencia. En estos manuscritos participan profesores-investigadores, alumnos y exalumnos, así como prestigiosos colegas de otras instituciones que colaboran con el personal académico de la FCT.

Los trabajos aquí publicados tocan aspectos relacionados con el estudio sobre las unidades epiclásticas de la Formación Guacamaya del Pérmico del Grupo Tamatán del bloque de Ciudad Victoria (*Apolinar-Morales et al.*). La simulación numérica de flujo laminar para estimar la tortuosidad en una estructura geométrica fractal denominada alfombra de Sierpinski, la cual puede ser usada para simular medios porosos sintéticos (*Briones-Carrillo et al.*). *De Leija-Villafuerte y colaboradores* estudiaron el comportamiento hidrológico superficial en la cuenca río Tigre en el municipio de Aldama, en el sur del estado de Tamaulipas y el impacto asociado a eventos de sequía relacionados con el fenómeno El Niño Oscilación Sur. *De León-Jasso et al.* estudiaron la aplicación de ecuaciones fundamentales para desarrollar un simulador de yacimiento de gas acoplado a un pozo productor. Mientras que *García-Muñoz y colaboradores* diseñaron un autómatas celular para el cálculo de la tortuosidad de la alfombra de Sierpinski para la descripción del flujo de fluidos en medios porosos. *Garza-Juárez y colaboradores* realizaron la inversión azimutal de datos sísmicos en 4D para la caracterización de fracturas de un yacimiento de gas en lutitas.

Por otro lado, en estudios de neotectónica se realizó un análisis sobre la deformación tectónica de dos microcuencas en el noreste de México a través del cálculo de la curva e integral hipsométrica, el gradiente de la corriente y el índice de inclinación normalizado (*Gauna-Sauceda y Montalvo-Arrieta*). *Gutiérrez-Barrientos y colaboradores* evaluaron la contaminación residual de hidrocarburos de fracción ligera en suelos mediante prospección gasométrica como un caso de estudio en una localidad en el estado de Nuevo León. *Herrera-Hernández y colaboradores* realizaron un análisis comparativo de las soluciones numéricas y semi-numéricas de un modelo de advección-difusión para un medio poroso heterogéneo. *Jenchen* presenta una revisión geológica estratigráfica de la porción occidental de la Provincia de Burgos, así como una descripción de fósiles del grupo *Venericardia planicosta* Lamarck presente en el sitio en estudio. *Montalvo-Arrieta y colaboradores* determinaron la estructura de velocidades sísmicas de ondas *P* y *S* bajo el Observatorio Astronómico Universitario Tlapiani en Iturbide de la Universidad Autónoma de Nuevo León. Mientras que *Ortiz-Treviño y colaboradores* analizan los resultados de Pirólisis Rock-Eval en 25 muestras de recortes de perforación para evaluar la madurez térmica de la Formación La Peña en las cuencas de Sabinas y Fuentes-Río Escondido, al NE del estado de Coahuila.

Ramírez-Fernández y colaboradores describen la geología de la Sierra de San Carlos – Cruillas ubicada en el estado de Tamaulipas en un contexto de su riqueza geológica, económica, histórica, biológica y turística. Así mismo, **Ramírez-Fernández y colaboradores** en otra contribución describen las experiencias vividas por un grupo de estudiantes y profesores de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, durante el paso del huracán Otis de categoría 5 en la escala Saffir-Simpson los días 24 y 25 de octubre de 2023, durante su participación en la XXXV Convención Internacional de Minería de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C. en el puerto de Acapulco, Guerrero. **Ramos-Zuñiga** a partir del uso de imágenes satelitales desarrolla la aplicación ICSU 2.0, para analizar los efectos de la isla de calor superficial urbana en las localidades de Linares y Monterrey, situadas al NE de México. **Ramos-Zuñiga** en otra contribución analiza incendios forestales en el estado de Nuevo León, partir del monitoreo de los cambios en la vegetación usando teledetección.

Rodríguez-Díaz y colaboradores estudiaron los minerales metálicos de la condrita ordinaria del meteorito Dunas de la Soledad localizado en Baja California, México. Por otro lado, **Rubio-Cisneros** describe como las Ciencias de la Tierra en conjunto con norma jurídicas, son fundamentales en la administración de justicia al aportar validez científica y conocimiento técnico en peritajes de geología y medio ambiente. Mientras que, **Salinas-Jasso** presenta una revisión de casos de movimientos en masa inducidos por sismicidad en México. **Soto-Villalobos y colaboradores** aplican la teoría de rayos en un medio con estratos homogéneos (velocidades y espesores constantes) para obtener una formulación matemática con la que se puedan determinar los puntos x_i donde los rayos interactúan con las interfaces de las capas. **Torres-Sánchez y colaboradores** a partir de análisis geoquímicos en roca total y mineral estudiaron la unidad gráfica ubicada en el Complejo Metamórfico Paleozoico Esquisto Granjeno. Finalmente, **Velasco-Tapia y colaboradores** a partir del registro de rayos gamma y la caracterización de minerales arcillosos analizan un perfil de la Formación San Felipe del Cretácico Superior, expuesto en la localidad Puerto Pastores en el municipio de Galeana, Nuevo León.

Con este volumen conmemorativo, Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra continúa siendo el espacio para que todos aquellos investigadores, alumnos y exalumnos divulguen los resultados de sus investigaciones a la comunidad universitaria y sociedad en general en el noreste de México. Los editores, agradecemos a todas y todos los participantes que contribuyeron a dar vida a este volumen especial.

*La excelencia por principio
la educación como instrumento*

ÍNDICE

Apolinar-Morales, B.S., Ramírez-Fernández, J.A., Jenchen, U. & Yolanda Pichardo-Barrón, Y.: <i>Permian Basic Volcanism on the NW margin of Gondwana in the Guacamaya Formation, Ciudad Victoria Block, Tamaulipas, Mexico</i>	1
Briones-Carrillo, J., Aguilar-Madera, C.G., Matías-Pérez, V., Herrera-Hernández, E.C., Soto-Villalobos, R. & Flores-Cano, V.: <i>Simulación de flujo laminar para estimar la tortuosidad en la alfombra de Sierpinski ...</i> 9	9
de Leija-Villafuerte, A., Salinas-Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Ramírez-Fernández, J.A.: <i>Patrones de sequía en la cuenca Río Tigre, Tamaulipas</i>	15
de León-Jasso, B.E., Aguilar-Madera, C.G., Cazarez-Candia, O., Herrera-Hernández, E.C. & Espinosa-Paredes, G.: <i>Simulador para un yacimiento de gas basado en una solución numérica explícita</i>	25
García-Muñoz, C.O., Aguilar-Madera, C.G., Vázquez-Zarate, E.L. & Soto-Villalobos, R.: <i>Simulación numérica del cálculo de la tortuosidad en la alfombra de Sierpinski</i>	33
Garza-Juárez, P.A., Sen, M.K. & Hess, T.: <i>Azimuthal inversion of 4D seismic data for fracture characterization of a shale gas reservoir</i>	43
Gauna-Sauceda, I.L. & Montalvo-Arrieta, J.C.: <i>Uso de índices geomorfológicos para evaluar la actividad neotectónica: Caso de estudio en el Noreste de México</i>	55
Gutiérrez-Barrientos, M., Navarro-Elizondo, M., Montalvo-Arrieta, J.C., Fernando Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I.: <i>Evaluación de la contaminación residual de hidrocarburos de fracción ligera en suelos mediante prospección gasométrica</i>	63
Herrera-Hernández, E.C., Cortés-Martínez, R., Valdés-López, A., Alonzo-García, A. & Aguilar-Madera, C.G.: <i>Análisis comparativo de las soluciones numéricas y semi-numéricas de un modelo de advección-difusión para un medio poroso heterogéneo</i>	73
Jenchen, U.: <i>About an outcrop with fauna of the Venericardia planicosta group in the western Burgos Province, NE Mexico</i>	83
Montalvo-Arrieta, J.C., Ramos-Zuñiga, L.G. & Pérez-Tijerina, E.: <i>Estructura de velocidades bajo el Observatorio Astronómico Universitario Tlapiani de la Universidad Autónoma de Nuevo León</i>	103
Ortiz-Treviño, J., Camacho-Ortegón, L.F., Chávez-Cabello, G., Enciso-Cárdenas, J.J. & Aguilar-Madera, C.G.: <i>Integración de Tmax y reflectancia de vitrinita calculada como indicadores de madurez térmica para la Formación La Peña en las cuencas de Sabinas y Fuentes-Río Escondido</i>	111
Ramírez-Fernández, J.A., Leal-Cuellar, V.A., Elizondo-Pacheco, L.A., Velasco-Tapia, F. & Rodríguez-Saavedra, P.: <i>Geología de la Sierra de San Carlos – Cruillas: Una Historia digna de contarse</i>	121
Ramírez-Fernández, J.A., Salinas-Jasso, J.A. & Efraín Alva-Niño, E.: <i>Otis, octubre 2023: Crónica de un huracán no anunciado</i>	135

Ramos-Zuñiga, L.G.: <i>Impacto de la urbanización en la formación de islas de calor en Nuevo León: un enfoque utilizando imágenes satelitales</i>	143
Ramos-Zuñiga, L.G.: <i>Monitoreo de cambios en la vegetación usando teledetección. Caso aplicado a incendios forestales en Nuevo León</i>	151
Rodríguez-Díaz, A.A., Treviño-Marfil, E. & Dávalos-Elizondo, M.G.: <i>Minerales metálicos de la condrita ordinaria Dunas de la Soledad, Baja California, México</i>	161
Rubio-Cisneros, I.I.: <i>Las Ciencias de la Tierra en el uso de evidencia científica y opinión experta en las funciones periciales</i>	171
Salinas-Jasso, J.A.: <i>Movimientos en masa inducidos por sismicidad en México: ¿por qué tan pocos?</i>	179
Soto-Villalobos, R., Méndez-Delgado, S. & Izaguirre-Prado, O.E.: <i>Método de Newton y el Trazado de Rayos</i>	189
Torres-Sánchez, S.A., Jenchen, U., Augustsson, C., Barboza-Gudiño, J.R., Martínez-Hernández, K.R., Ruiz-Mendoza, V. & Torres-Hernández, R.: <i>Grafito en el Complejo Metamórfico Paleozoico Esquisto Granjeno</i>	195
Velasco-Tapia, F., Alanís-Platas, A., Tienda-Garza, J.A., Rodríguez-Saavedra, P., Pichardo-Barrón, Y. & García-González, E.G.: <i>Registro de rayos gamma y caracterización de minerales arcillosos en la Formación San Felipe (Cretácico Superior) en la localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.)</i>	201

PERMIAN BASIC VOLCANISM ON THE NW MARGIN OF GONDWANA IN THE GUACAMAYA FORMATION, CIUDAD VICTORIA BLOCK, TAMAULIPAS, MEXICO

Blanca Sughey Apolinar-Morales^{1,*}, Juan Alonso Ramírez-Fernández², Uwe Jenchen²
& Yolanda Pichardo-Barrón²

¹ *Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Departamento de Geología, Ensenada, B.C., México*

² *Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, N.L. México*

* sughey@cicese.edu.mx

Resumen

El presente trabajo se centra en el estudio de unidades epiclásticas de la Formación Guacamaya del Pérmico, del Grupo Tamatán, del Bloque Cd. Victoria, que representa el basamento en el Anticlinorio Huizachal-Peregrina. Los resultados sugieren que corrientes de turbidez en aguas profundas, transportaron los epiclastos volcánicos contenidos en las capas siliciclásticas. Su firma geoquímica indica una composición intermedia-básica relacionada a un arco insular, activo durante el cierre océano Réico, previo al ensamble de Pangea. Esta unidad es correlacionable con las turbiditas y lavas de la Formación Tuzancoa expuestas en el estado de Hidalgo. Esto, permite proponer la existencia de un arco insular perigondwánico del Pérmico, no descrito hasta ahora.

Palabras clave

Pérmico, Formación Guacamaya, Arco insular, Bloque Ciudad Victoria

Abstract

The present work focuses on the study of epiclastic units of the Permian Guacamaya Formation from the Tamatán Group, Cd. Victoria Block, representing the basement in the Huizachal-Peregrina Anticlinorium. The results suggest that deep-sea turbidity currents transported volcanic epiclasts included in the siliciclastic strata. Their geochemical signature indicates an intermediate-basic composition related to an island arc, active during the closure of the Rheic Ocean before the assembly of Pangea. This unit is correlatable with the turbidites and lavas of the Tuzancoa Formation exposed in the Hidalgo state. With these results, we propose the existence of a Permian perigondwanan island arc, just now described.

Keywords

Permian, Guacamaya Formation, Island arc, Ciudad Victoria Block

Apolinar-Morales, B.S., Ramírez-Fernández, J.A., Jenchen, U. & Yolanda Pichardo-Barrón, Y. (2023): Permian Basic Volcanism on the NW margin of Gondwana in the Guacamaya Formation, Ciudad Victoria Block, Tamaulipas, Mexico. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9** (2023): 1-7.

Introduction

The basement of northwestern Mexico consists of Precambrian and Paleozoic units, which have a significant affinity to the northwest margin of Gondwana. In this group of basement units of the Sierra Madre Oriental, described as Ciudad Victoria Block by [Ramírez-Fernández et al. \(2021\)](#), igneous bodies related to the development of magmatic arcs stand out. The present work focuses on the Paleozoic Tamatán basin ([Alemán-Gallardo et al., 2019a](#); [Casas-Peña et al., 2021](#)), which has been interpreted as a retro-arc type basin located in northern Oaxaquia along the NW margin of Gondwana before the closure of the Rheic ocean and the assembly of Pangea ([Casas-Peña et al., 2021](#)). The Ordovician to Permian Tamatán Group, is made up by (1) Cañón de Caballeros Formation (Silurian), (2) Vicente Guerrero Formation (Mississippian), (3) Aserradero Rhyolite (Mississippian), (4) Del Monte Formation (Pennsylvanian), and (4) Guacamaya Formation (Permian).

Although the Tamatán Group has been previously described ([Casas-Peña et al., 2021](#)), the origin of the Guacamaya Formation epiclasts and their possible correlation with contemporaneous volcanic units (e.g Tuzancoa Formation) was unknown. In order to interpret the evolution of the different stages of perigondwanic and precollisional continental arcs preserved of the Ciudad Victoria Block, the main objective of this research is to postulate a geodynamic model that explains their origin, supported by the petrographic and geochemical data.

Geological setting

The Huizachal-Peregrina Anticlinorium is a major Laramidic structure of the Sierra Madre Oriental located west of Ciudad Victoria, Tamaulipas. The pre-Mesozoic outcrops exposed in its eroded core are found along the Caballeros, Peregrina, and Novillo Canyons, which cut perpendicular to the main axis of the NNW-SSE oriented fold and comprise four main units:

Precambrian basement

The Novillo metamorphic complex ([Alemán-Gallardo et al., 2019b](#)) represents the oldest basal unit of the Sierra Madre Oriental. It has been divided into a meta-igneous and a meta-sedimentary unit according to its geochemical and modal compositions. Both units have been interpreted as part of Oaxaquia, later metamorphosed into granulite facies, related to the Rodinia assemblage, during the collision of Baltica against Amazonia (0.99-0.97 Ga) ([Cameron et al., 2004](#); [Alemán-Gallardo et al., 2019b](#)).

Paleozoic basement

The Ordovician Peregrina Tonalite is exposed along the Novillo, Peregrina, and the Caballeros canyons and has been dated at 449 ± 3 Ma ([Alemán-Gallardo et al., 2019b](#)). It is an arc-related pluton. Granites of a comparable age located in the southern Maya block attest that the Famatinian Magmatic Arc in South America was extended into Mexico ([Chew et al., 2007](#)) forming the Peregrina-Mochonian Famatinian Arc ([Estrada-Carmona et al., 2012](#); [González-Guzmán, 2016](#); [Alemán-Gallardo et al., 2019b](#)).

The Carboniferous Granjeno metamorphic complex corresponds to a lithodeme exposed in the Novillo, Peregrina, and Caballeros canyons, constituted by meta-sedimentary, meta-igneous, and ultramafic bodies metamorphosed under greenschist conditions ([Carrillo-Bravo, 1961](#); [Torres-Sánchez et al., 2016](#)). It includes a tectonically emplaced body, described as Victoria Serpentinite ([Alemán-Gallardo, 2012](#)). The metamorphism is dated at 300 Ma ([Dowe et al., 2005](#)) and is associated with an accretionary prism, formerly located along the active margin of NW Gondwana ([Dickinson & Lawton, 2001](#); [Barboza-Gudiño et al., 2011](#); [Torres-Sánchez et al., 2015](#)).

The Silurian to Permian siliciclastic Tamatan Group ([Alemán-Gallardo et al., 2019a](#); [Casas-Peña et al., 2021](#)) includes the Silurian Cañón de Caballeros Formation, the Mississippian Vicente Guerrero Formation, the Mississippian Aserradero Rhyolite, the Pennsylvanian Del Monte Formation, and the Permian Guacamaya Formation. These units were deposited or emitted in a Paleozoic retro-arc basin between Oaxaquia and continental Gondwana. It is important to note that Aserradero Rhyolite represents an early pre-collisional episode of Mexico's Carboniferous to Permian magmatic arc ([Ramírez-Fernández et al., 2021](#)).

Results

Field work

The Guacamaya Formation is exposed in the Huizachal-Peregrina Anticlinorium along the Caballeros and Peregrina canyons. However, in later are exposed the best-preserved outcrops. Based on field observations, it is interpreted as a turbiditic deposit, classified into three different facies: (1) Siliciclastic facies composed of shales and sandstones that occasionally present ripples and incomplete Bouma sequences (2) Volcaniclastic facies consisting of conglomerate horizons with angular to subangular dark clast of ~1 to 10 cm in diameter, and (3) A calcareous facies constituted by limestone.

Petrography

The detrital rocks of the Guacamaya Formation are classified as litho-quartz-feldspathic with subrounded to subangular grains, showing point compaction between them. In addition, bioclasts (e.g., fusulinids, pelecypods, gastropods, and bryozoans) allowed assigning a Lower Permian age. On the other hand, epiclasts are represented by up to 2 mm volcanic glass shards generated by magma fragmentation (Figure 1).

Geochemistry

Geochemical analysis was performed only on the Guacamaya Formation epiclasts. Major elements were analyzed by inductively coupled plasma optical emission spectrometry (ICP-OES) and trace elements by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) at the Actlabs Laboratories, Ontario, Canada. The results were compared with those from the sandstones of the same formation (Casas-Peña, 2021), as well as the volcanic rocks of the Tuzancoa Formation (Rosales-Lagarde et al., 2005).

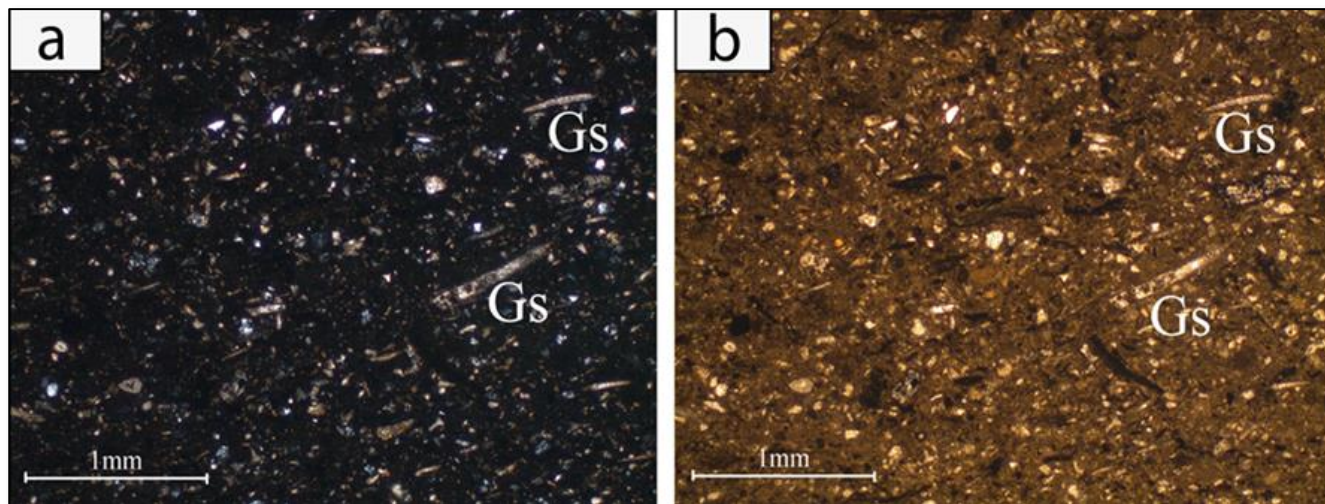


Figure 1: Microphotographs of epiclasts of the Guacamaya Formation: (a) Glass shard texture under NX and (b) under NII.

Mineralogical and lithological classification

The predominance of quartz-rich sediments, as shown in the petrological classification, is reflected in their geochemistry. These samples are enriched in SiO_2 (72-76 wt%) and depleted in Al_2O_3 (11-16 wt%), allowing grouping them in the psammites field in classification diagrams. These values agree with those reported by Pettijohn et al. (1987) for this rock type ($\text{SiO}_2 > 68$ wt% and $\text{Al}_2\text{O}_3 > 14$ wt%).

Weathering and diagenesis

The results of the weathering analysis indicate low values for CIA (chemical index alteration) from 6 to 23% and a PIA (plagioclase index alteration) from 5 to 30%. In addition, the samples' ICV (index of compositional variability) shows high

values, with an average of 0.9. These results indicate a lower maturity and weathering in the sedimentary rocks.

Provenance and tectonic setting

Trace element geochemistry allows decoding the physical and chemical processes involved in the evolution of magmatic rocks and thus permits postulating a tectonic environment. From the Ti/Nb and $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ ratios, it is possible to discriminate the source area of a given rock (Jenchen, 2018). The analyzed samples display a Ti/Nb average ratio of 1013 and a $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ average ratio of 32, suggesting an intermediate to basic composition (Figure 2a). According to the Th-Sc-Zr/10 ternary diagram proposed by Bhatia & Crook (1986) the analyzed samples display an oceanic island arc affinity (Figure 2b).

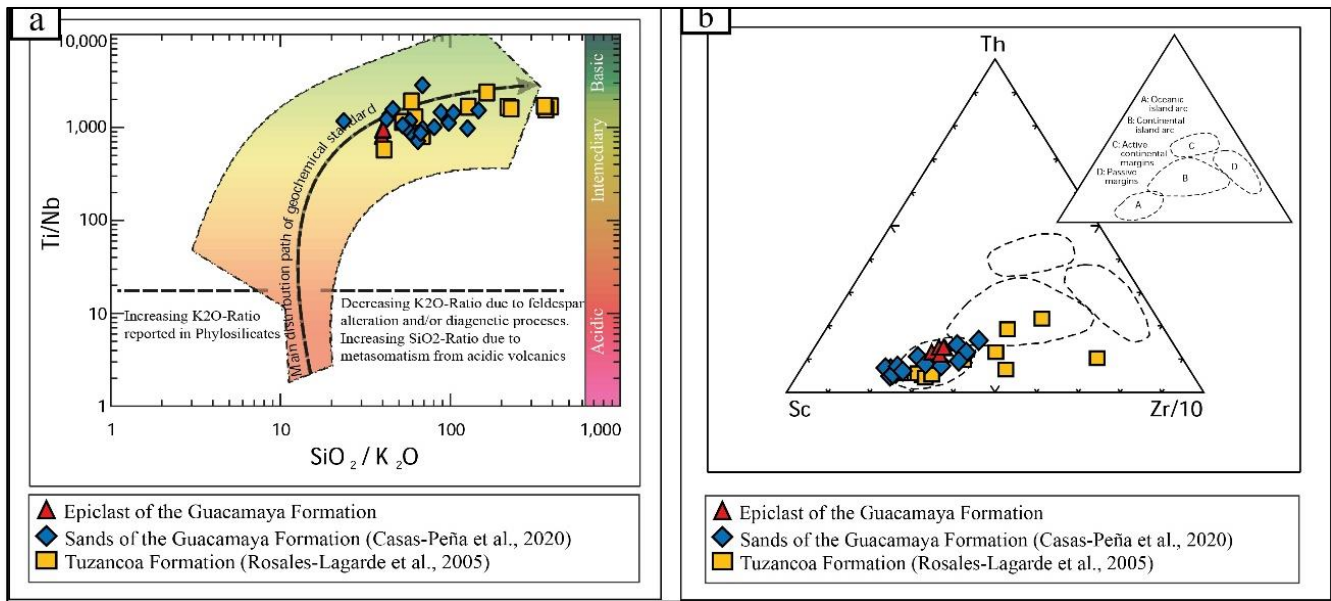


Figure 2: Source area discrimination diagrams comparing Permian volcanoclasts of the Tuzancoa Formation (Rosales-Lagarde et al., 2005), sandstones of Guacamaya Formation (Casas-Peña et al., 2021) and epiclast of the Guacamaya Formation (samples from the study area): a) SiO₂/K₂O-Ti/Nb diagram (Jenchen, 2018), b) Th-Sc-Zr/10 ternary diagram.

Incompatible element concentrations were normalized to the upper continental crust average data from Taylor & McLennan (1985). Data from the analyzed samples: Guacamaya Formation epiclasts, volcanoclasts of the Tuzancoa Formation (Rosales-Lagarde et al., 2005), and sandstones of the Guacamaya Fm.

(Casas-Peña et al., 2021) reflect a depletion in HFSE (Figure 3). Nb is the element with the most pronounced negative anomalies, which have been commonly interpreted as an indicator of rocks related to magmatic arcs and/or continental crust (Baier et al., 2008).

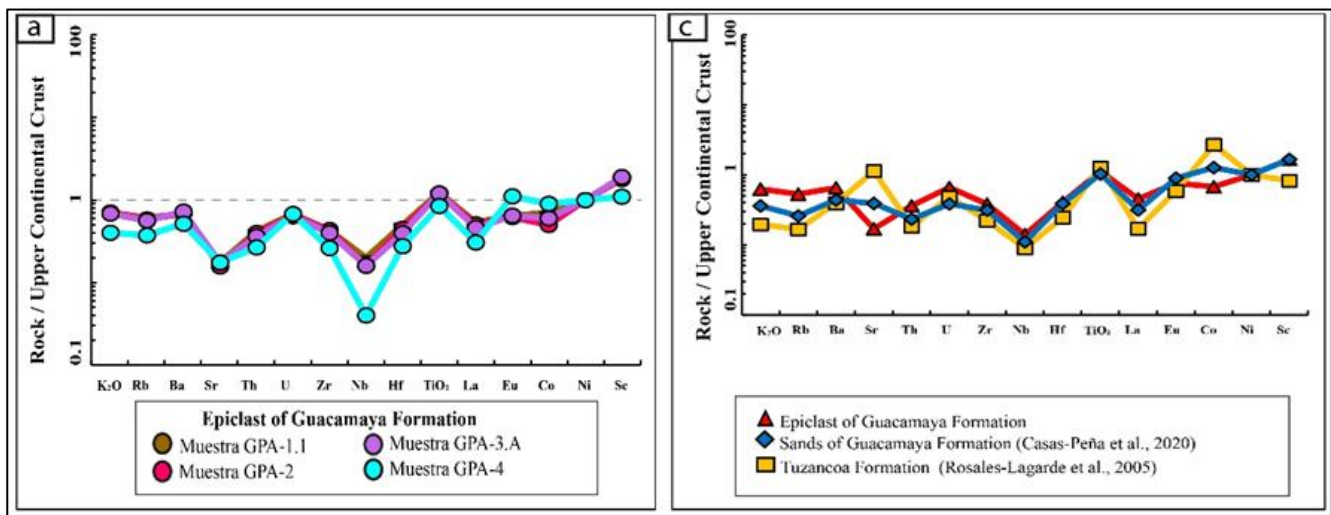


Figure 3: Trace element and rare earth element normalized diagrams (Taylor & McLennan, 1985): (a) Guacamaya Formation epiclasts (this work), (b) Average values of the samples of this work and from other Permian formations: Tuzancoa Formation volcanoclasts (Rosales-Lagarde et al., 2005) and Guacamaya Formation sandstones (Casas-Peña et al., 2021).

Discussion

Tectonic implication for the Guacamaya Formation

The Guacamaya Formation has been interpreted as a Lower Permian (Cisuralian) deep-water turbiditic deposit with evidence of volcanic activity. The geochemical signatures of the epiclasts indicate an intermediate-basic compositional source related to the Carboniferous-Triassic magmatic arc. The oldest evidence of this arc is represented by the Aserradero Rhyolite lithodeme dated with ~348 Ma (Ramírez-Fernández et al., 2021).

Evidence of volcanic activity is correlatable with that reported in the Tuzancoa Formation of the Huayacocotla Anticlinorium in Hidalgo. These rocks have been deposited near

volcanic edifices, indicated by abundant lava flows intercalated with volcanoclastic rocks, where the dominant transport mechanism was turbiditic and detrital flows (Rosales-Lagarde et al., 2005).

According to published models and our new data, both the Guacamaya Formation in Ciudad Victoria and the Tuzancoa Formation volcanoclastics and lava flows are interpreted to have originated from a Permian Island arc, not previously described. This arc, developed on the northwestern margin of Gondwana, displays intermediate-basic melts, being probably related to the eastward subduction of the oceanic plate beneath Gondwana during the diachronic closure of the Rheic Ocean and before its collision with Laurentia to form Pangea. This arc may have developed in a region peripheral to the Oaxacan block to be subsequently accreted (Figure 4).

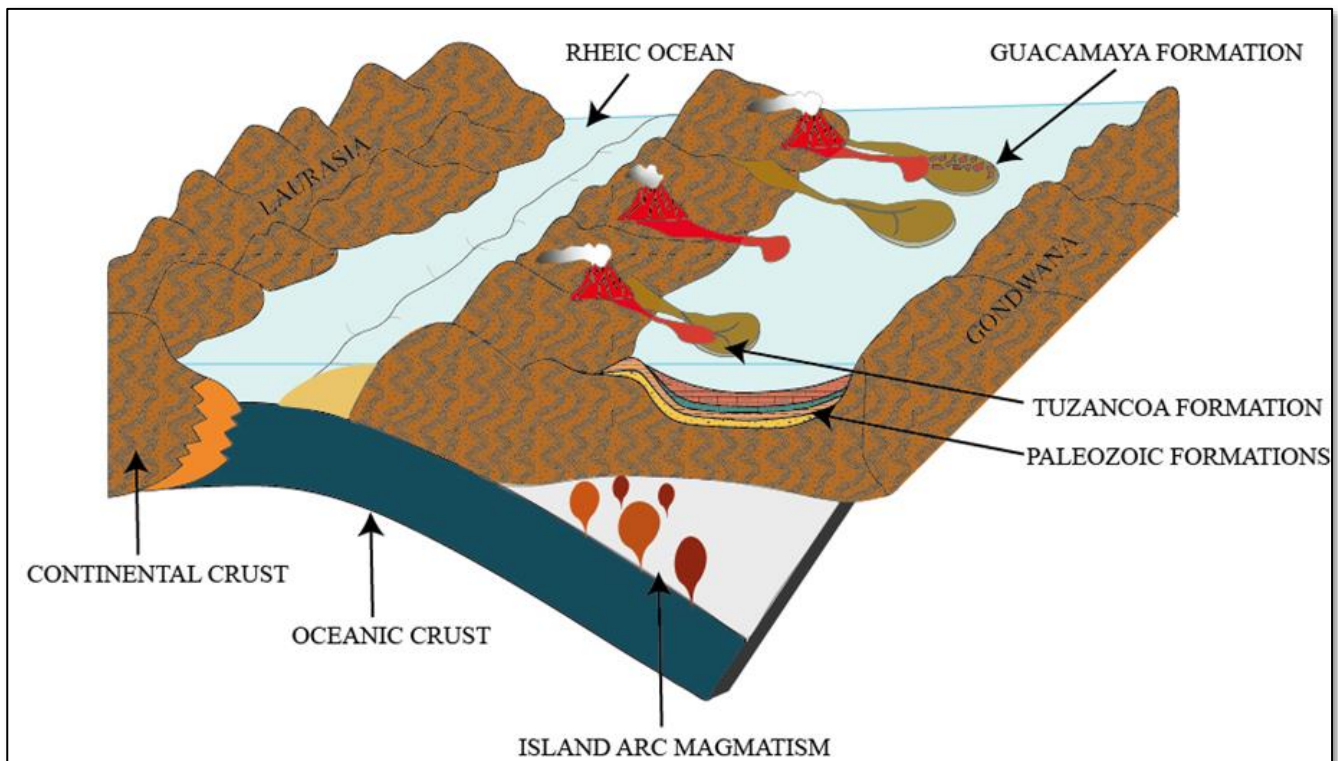


Figure 4: Paleogeographic schematic model for the Lower Permian. During this time, an island arc developed on NW margin of Gondwana, a product of the eastward subduction of the oceanic plate beneath Gondwana, during the diachronous closure of the Rheic ocean. At the same time, the turbidites of Guacamaya Formation were deposited in the most distal part of submarine lobes, when they received reworked volcanic input. The Tuzancoa Formation has been interpreted as a source proximal deposit with lava flows and volcanoclasts.

During that time, the Ciudad Victoria Block experienced some tectonic events, such as the uplift and obduction of the accretionary prism that may have caused the Granjeno Complex and the final stage of the Tamatán Group retroarc basin where it was closed and strongly deformed (Casas-Peña et al., 2021) because of the diachronous collision of Laurentia against

Gondwana. This orogenic event is regionally referred to as the Ouachita-Marathon-Sonora; locally, we propose to refer to it as the Ciudad Victoria Sector.

Conclusions

According to our present study observations, the Guacamaya Formation corresponds to a turbiditic deposit composed of rhythmic intercalations of sandstones, shales, and occasionally limestone layers. In some parts, conglomerate layers with visible dark clasts are intercalated. It is important point out that:

According to field observations, three main facies have been documented: (a) siliciclastic facies, (b) volcanoclastic facies, and (c) calcareous facies. Remarkably, the volcanoclastic facies observed in the middle and upper part of the section, allow us to redefine this unit as a deep-water volcanoclastic turbiditic deposit.

Petrographic analysis indicates that the litho-quartz feldspathic sandstones contain a mixture of sources with mafic to felsic components. Their guide fossil content also allowed them to assign a Lower Permian age.

Volcanic clasts present evidence of reworking, transport, and resedimentation, allowing them to be classified as epiclasts.

The major and trace element concentration in the epiclasts indicate an affinity to an island arc, with an intermediate to basic composition, correlating to the Tuzancoa Formation, exposed in the Hidalgo state.

The model postulated in this work indicates the possible existence of a Permian island arc not described until now. It is proposed that this arc developed on the northwest margin of Gondwana, with basic to intermediate compositions. Furthermore, it is related to the eastward subduction of the oceanic plate beneath Gondwana during the diachronic closure of the Rheic Ocean before to its collision with Laurentia to finally form Pangea during Triassic times.

References

- Alemán-Gallardo E.A. (2012): Remanentes del piso oceánico en la secuencia Paleozoica metamorfizada de la margen NW de Gondwana en el estado de Tamaulipas, NE de México: Serpentina Victoria. – B.Sc. thesis, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares, N.L.
- Alemán-Gallardo, E.A., Ramírez Fernández, J.A., Rodríguez Díaz, A., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Cruz-Gámez, E., Navarro-de León, I., De Leon-Barragán, L., (2019a): Evidence for an Ordovician continental arc in the pre-Mesozoic basement of the Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Sierra Madre Oriental, Mexico: the Peregrina Tonalite. – *Mineralogy and Petrology*, **113**: 433-562. <https://doi.org/10.1007/s00710-019-00660-4>
- Alemán-Gallardo, E.A., Ramírez-Fernández, J.A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., Casas-Peña, J.M. (2019b): Novillo Metamorphic Complex, Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Tamaulipas, Mexico: Characterization and development based on whole-rock geochemistry and Nd-isotopic ratios. – *Journal of South American Earth Sciences*, **96(102382)**: 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102382>
- Baier, J., Audétat, A., Keppler, H. (2008): The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. – *Earth and Planetary Science Letters*, **267**: 290-300.
- Barboza-Gudiño, J.R., Ramírez-Fernández, J.A., Torres-Sánchez, S.A., Valencia, V.A. (2011): Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el Noreste de México. – *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **63**: 201-216.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W. (1986): Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**: 181-193.
- Cameron, K.L., López, R., Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Keppie, J.D., Schulze, C. (2004): U-Pb geochronology and Pb isotopic compositions of leached feldspars: constraints on the origin and evolution of Grenville rocks from Eastern and southern Mexico. – *Geological Society of America Memoirs*, **197**, pp 755-769.
- Carrillo-Bravo, J. (1961): Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Cd. Victoria, Tamaulipas. – *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, **13**: 1-98.
- Casas-Peña, J.M., Ramírez Fernández, J.A., Velasco-Tapia, F., Alemán Gallardo, E.A., Augustsson, C., Weber, B., Frei, D., Jenchen, U. (2021): Provenance and tectonic setting of the Paleozoic Tamatán Group, NE Mexico: Implications for the closure of the Rheic Ocean. – *Gondwana Research*, **91**: 205-230. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.12.012>
- Chew, D.M., Schaltegger, U., Košler, J., Whitehouse, M.J., Gutjahr, M., Spikings, R.A., Aleksandar Mišković, A. (2007): U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. – *Geological Society of America Bulletin*, **119**: 697-711. <https://doi.org/10.1130/B26080.1>
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F. (2001): Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. – *Geological Society of America Bulletin*, **113**: 1142–1160.
- Dowe, D.S., Nance, R.D., Keppie, J.D., Cameron, K.L., Ortega-Rivera, A., Ortega-Gutiérrez, F., Lee, J.W.K. (2005): Deformational history of the Granjeno schist, Ciudad

- Victoria, Mexico: constraints on the closure of the Rheic Ocean? – *International Geology Reviews*, **47**: 920-937.
- Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U., López-Martínez, M. (2012): Petrogenesis of Ordovician magmatic rocks in the southern Chiapas Massif Complex: relations with the early Palaeozoic magmatic belts of northwestern Gondwana. – *International Geology Reviews*, **54**: 1918-1943.
- González-Guzmán R. (2016): Estudio petrogenético del basamento cristalino de la porción sureste del Macizo de Chiapas: Implicaciones tectónicas del Bloque Maya Sur. – Ph.D. thesis, División de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Estudios Superiores de Ensenada, Ensenada, B.C.
- Pettijohn, F. J., Potter, P. E., Siever, R. (1987): Introduction and source materials. – *Sand and sandstone*, Springer, New York, N.Y.
- Ramírez-Fernández J.A., Alemán-Gallardo, E.A., Cruz-Castillo, D., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Becchio, R., De León-Barragán, L., Casas-Peña, J.M. (2021): Early Mississippian precollisional, peri-Gondwanan volcanic arc in NE-Mexico: Aserradero Rhyolite from Ciudad Victoria, Tamaulipas. – *International Journal of Earth Sciences*, **110**: 2435-2463. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-01992-3>
- Rosales-Lagarde, L., Centeno-García, E., Dostal, J., Sour-Tovar, F., Ochoa-Camarillo, H., Quiroz-Barroso, S. (2005): The Tuzancoa Formation: Evidence of an Early Permian Submarine Continental Arc in East-Central Mexico. – *International Geology Review*, **47**: 901-919. <https://doi.org/0020-6814/05/822/901-19>
- Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1985): *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. – Blackwell Scientific Publications, London, U.K.
- Torres-Sánchez, S.A., Augustsson, C., Barboza-Gudiño, J.R., Jenchen, U., Ramírez-Fernández, J.A., Abratis, M., Schersten, A. (2015): Magmatic source and metamorphic grade of metavolcanic rocks from the Granjeno Schist: was northeastern Mexico a part of Pangaea? – *Geological Journal*, **51**: 845-863. <https://doi.org/10.1002/gj.2702>

SIMULACIÓN DE FLUJO LAMINAR PARA ESTIMAR LA TORTUOSIDAD EN LA ALFOMBRA DE SIERPINSKI

Jorge A. Briones-Carrillo^{1,*}, Carlos G. Aguilar-Madera¹, Víctor Matías-Pérez¹, Erik C. Herrera-Hernández², Roberto Soto-Villalobos¹ & Valente Flores-Cano¹

¹ Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Ex Hacienda de Guadalupe, C.P. 67700, Linares, México

² Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Centro de Investigación y Estudios de Posgrado, Facultad de Ciencias Químicas, Av. Dr. Manuel Nava 6, Zona Universitaria, 78210, San Luis Potosí, México

* jorge.brionescr@uanl.edu.mx

Resumen

Este trabajo se centra en la simulación numérica de flujo laminar para estimar la tortuosidad en una estructura geométrica fractal denominada *alfombra de Sierpinski*, a menudo usada para simular medios porosos sintéticos. La tortuosidad se describe como la medida de las formas irregulares o sinuosidad de los caminos, y es un parámetro muy importante para las Ciencias de la Tierra desde la Geología hasta la Ingeniería Petrolera, por su gran variedad de aplicaciones. En este estudio, se utiliza el software Comsol Multiphysics para resolver las ecuaciones que gobiernan el flujo laminar lo que permite analizar el movimiento de los fluidos a través de la alfombra de Sierpinski. Los resultados permiten obtener información valiosa sobre la eficiencia de un fluido para transportarse a través de una estructura fractal, lo que puede ser relevante en diversas áreas de investigación. Esta metodología da estimaciones de la tortuosidad comparables a las que se obtienen con otras metodologías de la literatura.

Palabras clave

Tortuosidad, CFD, medios porosos, escala de poro

Abstract

This paper focuses on the numerical simulation of laminar flow to estimate the tortuosity in a fractal geometric structure called Sierpinski mat, often used to simulate synthetic porous media. Tortuosity is described as the measure of irregular shapes or sinuosity of paths, and is a very important parameter for Earth Sciences from Geology to Petroleum Engineering, because of its wide variety of applications. In this study, Comsol Multiphysics software is used to solve the equations governing laminar flow, which allows analyzing the movement of fluids through the Sierpinski carpet. The results allow obtaining valuable information about the efficiency of a fluid to transport through a fractal structure, which can be relevant in several research areas. This methodology gives tortuosity estimates comparable to those obtained with other methodologies in the literature.

Briones-Carrillo, J., Aguilar-Madera, C.G., Matías-Pérez, V., Herrera-Hernández, E.C., Soto-Villalobos, R. & Flores-Cano, V. (2023): Simulación de flujo laminar para estimar la tortuosidad en la alfombra de Sierpinski. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 9-13.

Keywords

Tortuosity, CFD, porous media, pore scale

Nomenclatura

Alfabeto romano

- L Longitud recta de la muestra (m)
- L_e Trayectoria del flujo (m)
- p Presión (Pa)
- t Temperatura (K)
- \mathbf{u} Velocidad (m/s)

Alfabeto griego

- μ Viscosidad (cP)
- r Tortuosidad (adimensional)
- ρ Densidad (kg/m³)

Introducción

La tortuosidad es una propiedad geométrica de gran importancia en los medios porosos y se define como un parámetro que describe el alargamiento medio de las vías de flujo de partículas microscópicas con respecto al flujo libre, descrito por primera vez por Carman (1937). Existe una conexión entre la porosidad y la tortuosidad (Elijabbar-Latief & Fauzi, 2012), ya que los poros proporcionan trayectorias que aumentan la dificultad del transporte de los fluidos, lo que resulta en una mayor tortuosidad en los medios porosos.

La alfombra de Sierpinski es un fractal que puede utilizarse para representar un medio poroso de manera conceptual. A medida que iterativamente se añaden partes de la alfombra, se asemeja como disminuye la porosidad dejando menos espacio para el flujo en un material. Cada vez que se añade una iteración se crea un área porosa distinta dentro de la alfombra que permite ilustrar como la porosidad permite que los fluidos fluyan a través de espacios interconectados.

En general la estimación de la tortuosidad ha sido estudiada por su gran importancia en los medios porosos (Ebrahimi-Khabbazi et al., 2015). Por ejemplo, Jian-Hua & Bo-Ming (2011) definen la tortuosidad como:

$$\tau = \frac{L_e}{L} \quad (1)$$

Donde r es la tortuosidad, L_e representa la trayectoria del flujo y L la longitud recta de la muestra. Basado en el seguimiento de trayectorias rectas en la alfombra de Sierpinski,

Jian-Hua & Bo-Ming (2011) proponen la siguiente ecuación en función de la iteración:

$$\tau_n = \left(\frac{19}{18}\right)^n \quad (2)$$

Donde $n=0, 1, 2 \dots$ representa las etapas de la alfombra de Sierpinski.

El objetivo de este trabajo es implementar una metodología donde se estima la tortuosidad a través de la simulación 2D de un fluido newtoniano e incompresible a través de la alfombra de Sierpinski en condiciones de flujo laminar. Como fluido se utiliza el agua debido a sus propiedades conocidas (viscosidad, densidad, tensión superficial, etc.) y su capacidad para penetrar y moverse a través de materiales porosos.

Materiales y métodos

El marco teórico incluye la ecuación de Navier-Stokes en estado transitorio:

$$\rho \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \rho (\mathbf{u} \cdot \nabla) \mathbf{u} = \nabla \cdot \left[-p\mathbf{I} + \mu (\nabla \mathbf{u} + (\nabla \mathbf{u})^T) \right] \quad (3)$$

Acompañada de la ecuación de continuidad:

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (4)$$

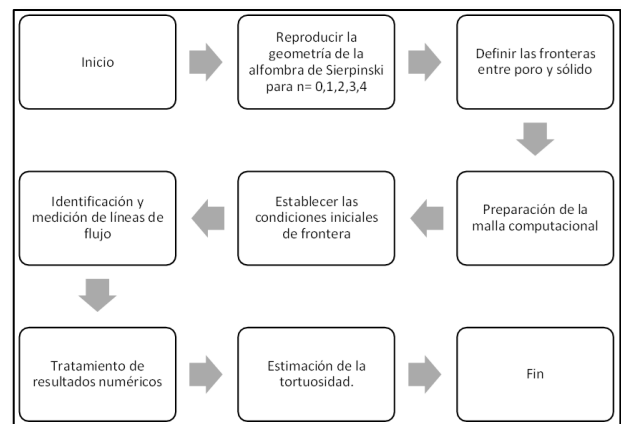


Figura 1: Diagrama de flujo general para la estimación de la tortuosidad en la alfombra de Sierpinski.

En estas ecuaciones ρ es la densidad másica del fluido, \mathbf{u} representa el vector del campo de la velocidad del fluido, p es la presión, t es el tiempo, y μ es la viscosidad del fluido. Las ecuaciones de Navier-Stokes y de continuidad se resuelven para

el fluido presente en los poros a través del tiempo hasta alcanzar el estado estacionario.

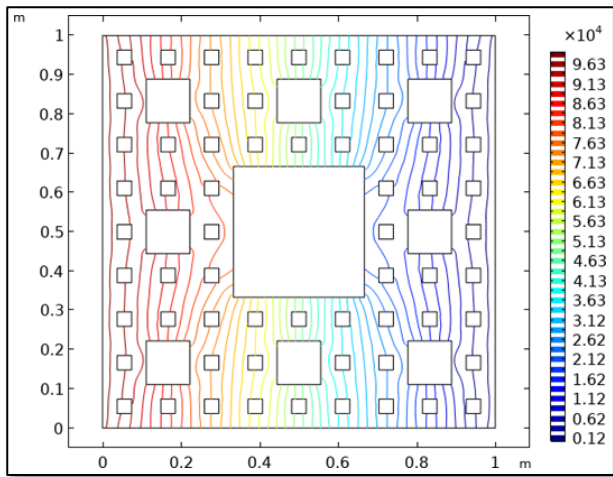


Figura 2: Distribución de la presión (Pa) en la alfombra de Sierpinski con 3 iteraciones.

En general, la metodología consiste en reproducir en Comsol Multiphysics la geometría de Sierpinski, donde eventualmente se resuelve numéricamente el modelo antes establecido. Una vez que se ha resuelto el modelo matemático, se procede a identificar y medir las distancias de las líneas de flujo a través del medio poroso, tal como se muestra en la Figura 1.

Para resolver la Ecuación (3) se necesitan ciertas condiciones iniciales para los parámetros de ρ , \mathbf{u} , p , t y μ . Para la configuración de estos parámetros se hizo un estudio previo de convergencia hasta llegar al estado estacionario, tomando como valor de la presión 1 Pa en la cara de entrada, formando un gradiente de presión con 0 Pa a la salida, ver Figura 2. Para la variable de velocidad se tomó como valor base 0 m/s, temperatura de 293.15 K, y viscosidad de 1 cP. El modelo matemático se resuelve en la alfombra de Sierpinski para $n = 1, 2$ y 3 iteraciones que representan al medio poroso utilizando técnicas de elemento finito, ver Figura 3. En dicha figura también se presenta la malla computacional utilizada para resolver el modelo. El área de la geometría es de 1m². Se realizó un análisis de independencia de la malla para que el modelo genere resultados consistentes en un tiempo de cómputo tolerable. El modelo matemático se resuelve en la alfombra de Sierpinski para $n = 1, 2$ y 3 iteraciones que representan al medio poroso utilizando técnicas de elemento finito, ver Figura 3. En dicha figura también se presenta la malla computacional utilizada para resolver el modelo. El área de la geometría es de 1m². Se realizó un análisis de independencia de la malla para que el modelo genere resultados consistentes en un tiempo de cómputo tolerable.

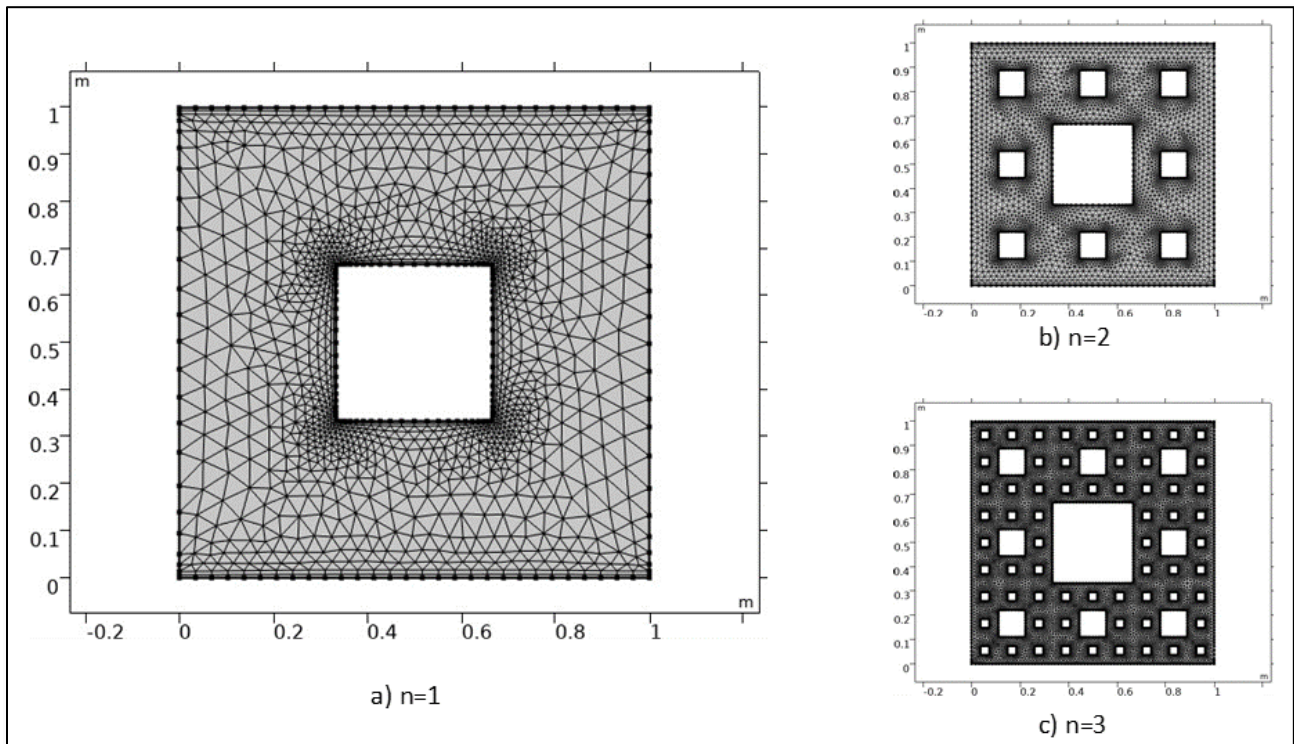


Figura 3: Geometría de Sierpinski, el área porosa está representada por una malla computacional empleada para la solución numérica del modelo matemático. Los elementos triangulares totales son 2466, 8218, y 19436 para la iteración a) $n = 1$, b) $n = 2$ y c) $n = 3$, respectivamente.

Resultados

La Figura 4 muestra la solución numérica del perfil de velocidad en los poros cuando se alcanza el estado estacionario. La escala de colores representa la magnitud de la velocidad, donde el rojo indica una velocidad más alta y el azul una velocidad más baja.

La Figura 5 ilustra las trayectorias que sigue el fluido, y se nota cómo se crean canales de flujo preferenciales, lo cual está fuertemente influenciado por la cantidad de obstáculos en el camino, la topografía de los poros, así como por la presión y la velocidad del flujo. Además, se observa una velocidad más alta en las fronteras superior e inferior, lo cual puede atribuirse a una menor cantidad de obstáculos y una trayectoria de flujo menos sinuosa en comparación con el resto de la geometría de Sierpinski. Este fenómeno resalta la influencia significativa de la topología en la dinámica del flujo, donde la simplicidad de la estructura Sierpinski juega un papel fundamental en la aceleración del flujo en estas áreas específicas.

Los resultados de las simulaciones de flujo para estimar la tortuosidad realizados mediante esta metodología en la alfombra de Sierpinski muestran una notable similitud con datos previamente publicados, ver Figura 6. Esto indica una

consistencia y validez en los resultados obtenidos a través de este enfoque. Estas observaciones refuerzan la confiabilidad de la metodología utilizada y sugieren que los modelos y simulaciones aplicados en esta investigación son coherentes con los hallazgos reportados en investigaciones previas. Esta concordancia entre los resultados obtenidos y los datos previamente publicados respalda la efectividad y precisión de la metodología en el estudio de flujos y la estimación de la tortuosidad en la alfombra de Sierpinski.

Se observa que en la primera y segunda iteración los valores estimados de tortuosidad se parecen muchos a los encontrados en la literatura, sin embargo, a partir de la tercera iteración, la diferencia entre ellos se incrementa debido a la cantidad de obstáculos cada vez más pequeños. Esto se puede explicar debido a que en canales más angostos la influencia de la presión y la velocidad es más significativa. En canales más angostos, estos obstáculos más pequeños ejercen una influencia más significativa en la dinámica del flujo, lo que, a su vez, se traduce en una tortuosidad más acentuada, como se ilustra en la Figura 6. Este fenómeno resalta la importancia de considerar tanto la escala como la complejidad de la geometría al analizar y predecir el comportamiento del flujo en sistemas fractales como el que estamos estudiando.

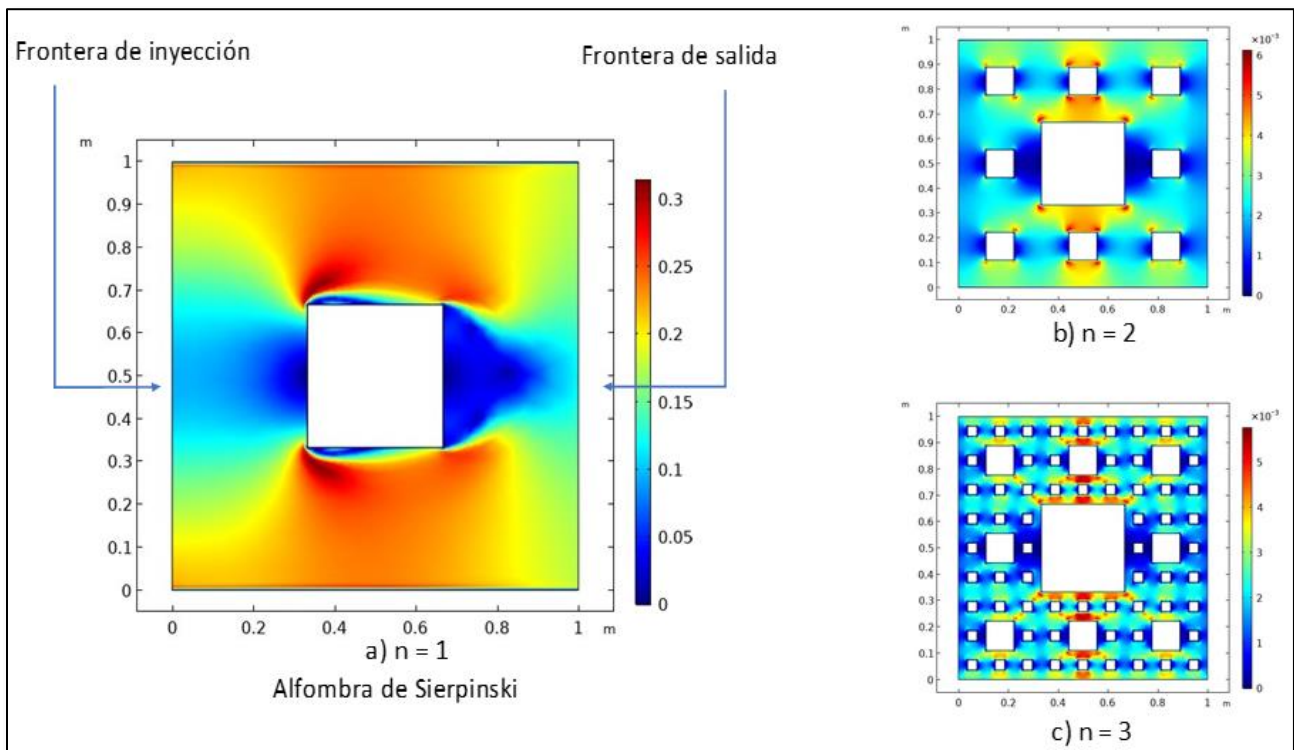


Figura 4: Distribución de velocidad (m/s) en los poros en la alfombra de Sierpinski.

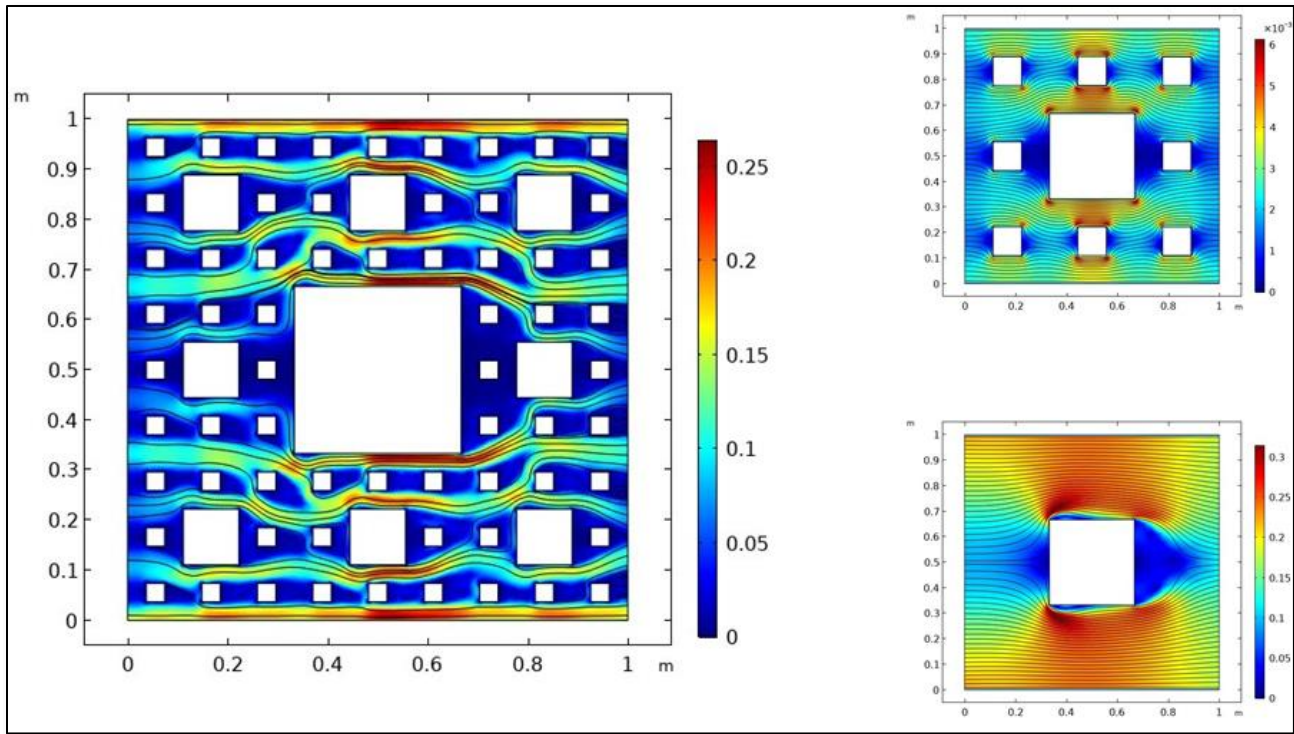


Figura 4: Trayectorias del fluido a través de la estructura geométrica de la alfombra de Sierpinski.

Conclusiones

En este trabajo se propone una metodología para calcular la tortuosidad en la alfombra de Sierpinski, que toma como premisa el flujo laminar de un fluido newtoniano e incompresible. La metodología propuesta reproduce de manera natural el comportamiento en que los fluidos se desplazan a través de un medio poroso con estructuras complejas, en comparación con un enfoque anterior que simplifica el flujo mediante líneas rectas. Con ello se establece una mayor precisión y aplicabilidad de la metodología propuesta para comprender el comportamiento del flujo en la estructura de Sierpinski y otros entornos similares, al considerar la sinuosidad natural de las trayectorias del fluido y reflejar de manera más realista la tortuosidad en dichos medios.

Referencias

- Carman, P.C. (1937): Fluid flow through granular beds. - Trans. Inst. Chem. Eng. Lond., **15**: 150-166.
- Elijabbar-Latief, F.D. & Fauzi, U. (2012): Kozeny–Carman and empirical formula for the permeability of computer rock models. – International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, **50**: 117-123.
- Ebrahimi-Khabbazi, A., Hinebaugh, J. & Bazylak A. (2015): Analytical tortuosity–porosity correlations for Sierpinski

carpet fractal geometries. – Chaos, Solitons & Fractals, **78**: 124-133.

- Jian-Hua, L.I. & Bo-Ming, Y.U. (2011): Tortuosity of Flow Paths through a Sierpinski Carpet. – Chinese Physics Letters, **50**(3): 03471-1:9.

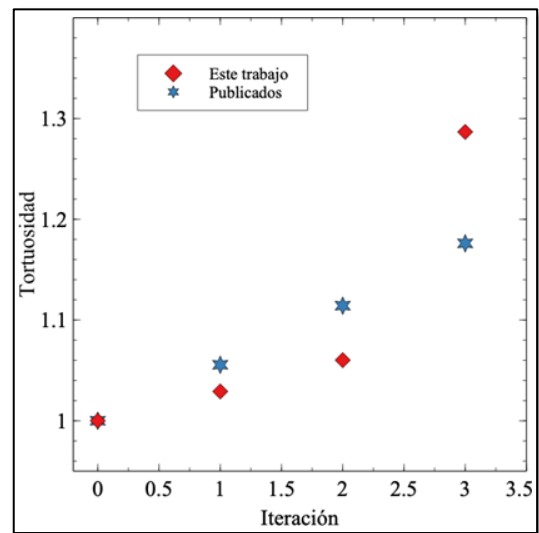


Figura 6: Estimación numérica de la tortuosidad por simulación de flujo laminar en la alfombra de Sierpinski, y su comparación con una metodología de la literatura (Jian-Hua & Bo-Ming, 2011).

PATRONES DE SEQUÍA EN LA CUENCA RÍO TIGRE, TAMAULIPAS

Alexia de Leija-Villafuerte¹, Jorge Alán Salinas-Jasso^{1*}, Fernando Velasco-Tapia¹
& Juan Alonso Ramírez-Fernández¹

¹ Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Ex Hacienda de Guadalupe, C.P. 67700, Linares, México

* jorge.salinasjs@uanl.edu.mx

Resumen

El noreste de México es afectado frecuentemente por eventos de sequía que, combinados con la sobreexplotación de agua para consumo humano, han ocasionado un incremento del estrés hídrico. Este trabajo presenta un análisis geoespacial de las condiciones hidrológicas en la cuenca Río Tigre en el municipio de Aldama, Tamaulipas, y su relación con eventos de sequía que han afectado la zona. Se presentan diferentes escenarios hidrológicos para el periodo 2004 – 2016 derivados del análisis de series climatológicas de precipitación, temperatura y evaporación. El estudio permitió estimar el comportamiento hidrológico superficial en la cuenca y el impacto asociado a eventos de sequía relacionados con el fenómeno El Niño Oscilación Sur.

Palabras clave

Análisis hidrológico; sequía; El Niño Oscilación Sur; cuenca Río Tigre, noreste de México

Abstract

Northeastern Mexico is frequently affected by drought events that, combined with the overexploitation of water to human supply, have increased water stress conditions. This work presents a geospatial analysis of the hydrological situation in the Tigre River basin in Aldama, Tamaulipas, and its relationship with different drought stages that have affected the region. Several scenarios are presented for the period 2004 – 2016, derived from the analysis of climatological series that include precipitation, temperature, and evaporation data. This evaluation made it possible to assess surface hydrological behavior in the basin and their relationship with the occurrence of drought phenomena linked to the El Niño Southern Oscillation.

Keywords

Hydrological analysis; drought; El Niño Southern Oscillation; Tigre River basin, northeastern Mexico

Introducción

La disponibilidad de agua dulce es primordial para el desarrollo óptimo de las funciones vitales del ser humano. Es

claro que la necesidad por cubrir la demanda hídrica de la población seguirá aumentando debido al incesante crecimiento demográfico y de las actividades relacionadas al bienestar humano, como son la agricultura, industria, ganadería, minería,

de Leija-Villafuerte, A., Salinas-Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Ramírez-Fernández, J.A. (2023): Patrones de sequía en la cuenca Río Tigre, Tamaulipas. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 15-23.

entre otras (Ahmed et al., 2021). Se estima que para el 2050 cerca de seis mil millones de personas sufrirán por la escasez de agua potable y problemas de abastecimiento como resultado del incremento en la demanda, reducción de recursos hídricos, el aumento de los procesos de contaminación y los efectos del cambio climático (Gosling & Arnell, 2016; Chiang et al., 2021).

Un factor importante en la evolución de las condiciones hidrológicas de un región es el marco climatológico. El fenómeno El Niño Oscilación Sur (ENOS) constituye el fenómeno climático más importante a nivel global (Latif & Keenlyside, 2009). ENOS se desarrolla por variaciones interanuales en las temperaturas superficiales del mar en el Pacífico Ecuatorial, afectando las condiciones de presión en la troposfera inferior, alterando la circulación de Walker y controlando el transporte de humedad, distribución de precipitación en el planeta y el desarrollo de severas sequías (Díaz et al., 2001; Larkin & Harrison, 2005; Paeth et al., 2008; Abiy et al., 2019). Durante el desarrollo del fenómeno ENOS se presenta una alternancia de dos fases principales: una fase cálida definida como El Niño y una fase fría definida como La Niña, aunque en algunas condiciones se puede presentar una etapa transicional (fase neutral).

La sequía es uno de los procesos naturales que más impacto genera en el sector socioeconómico, especialmente para las poblaciones que dependen de la agricultura de temporal. El impacto de la sequía en México es muy diverso, siendo las porciones norte y el Altiplano Mexicano las regiones más afectadas (Ortega-Gaucin et al., 2018).

En este trabajo se presenta un análisis hidrológico superficial en la cuenca Río Tigre ubicada en el municipio de Aldama, Tamaulipas. Se han evaluado las condiciones hidrológicas en el lapso 2004 – 2016 a partir del análisis estadístico de las variables de precipitación, temperatura y evapotranspiración y su posible relación con procesos de sequía asociados al fenómeno El Niño Oscilación Sur. El estudio se enfoca en evaluaciones espacio-temporales del comportamiento hidrológico superficial en la cuenca utilizando Sistemas de Información Geográfica (SIG), los cuales pueden servir como información de entrada en análisis hidrológicos detallados y el desarrollo de estrategias de aprovechamiento en zonas fuertemente afectada por recurrentes periodos de sequía.

Área de estudio

La cuenca del Río Tigre (CRT) se localiza en el municipio de Aldama, Tamaulipas, en el noreste de México. De acuerdo con INEGI (2021), la CRT tiene una superficie de 1,040.33 km² y se encuentra dentro de la región hidrológica San Fernando-Soto La Marina. Esta zona se caracteriza por una intensa actividad agrícola, la cual dispone de la mayor cantidad de concesiones de agua de la cuenca. La ganadería y la acuicultura son importantes

actividades desarrolladas en la región. En la CRT se presenta una variedad de condiciones climáticas influenciadas por su cercanía al Golfo de México y las diferencias de altitud. En las regiones norte, sur y oriental predominan condiciones cálidas mientras que en la porción sureste y noreste el clima es subhúmedo (INEGI, 1983). El área de estudio forma parte de la provincia fisiográfica Llanura Costera Del Golfo Norte (Lugo-Hubp & Córdova, 1992). La zona se caracteriza por la presencia de dos cuencas sedimentarias con rocas del Paleógeno – Neógeno, constituidas principalmente por lutitas y areniscas de ambientes continentales y marinos. Además, existe la presencia de estructuras plegadas afectadas por intrusiones del Cenozoico en la Sierra de Tamaulipas y en la Sierra de San Carlos-Cruillas (Ramírez-Fernández, 1996).

Las principales precipitaciones se presentan entre junio y septiembre, con valores promedio de 180 mm, mientras que entre noviembre a enero se registran las precipitaciones menos significativas (<35 mm mensuales en promedio) (CONAGUA, 2020). La temperatura media anual es de 24 °C, con una temperatura mínima promedio de 18 °C y temperaturas máximas de hasta 30 °C. La CRT es de tipo exorreico con un sistema de drenaje dendrítico. La corriente principal está definida por el Río Tigre, la cual tiene una longitud de 105.24 km y fluye desde el NNW al SSE a través de la cabecera municipal de Aldama. Al sureste de la Sierra de Tamaulipas se localiza el Sistema Zacatón, un área kárstica hidrotermal asociada al vulcanismo del Complejo Volcánico de Aldama y el segundo sistema de este tipo con mayor profundidad del planeta (~330 m, Gary, 2010). El acuífero Aldama-Soto La Marina es la principal fuente de agua subterránea. La estructura hidrogeológica es definida como de tipo libre y heterogéneo.

Metodología

Análisis de datos de precipitación y temperatura

Se analizó el comportamiento espacial y temporal de precipitación y evapotranspiración en la CRT. Se compilaron datos históricos de 10 estaciones climatológicas operadas por el Servicio Meteorológico Nacional (Figura 1). Cada estación cuenta con la siguiente información: ubicación geográfica, altitud, datos de precipitación, evaporación, temperatura mínima y temperatura máxima. El periodo de análisis comprendió los años 2004 a 2016, ya que se tiene una uniformidad de la información en todas las estaciones revisadas. Los datos posteriores al 2016 no se encontraron disponibles para consulta pública al momento de la redacción del presente documento. Para el periodo de evaluación existen diversos lapsos donde se carece de registros de precipitación. Se utilizaron los métodos de la media aritmética y regresión lineal para completar la falta de

datos siguiendo los criterios establecidos por la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 2018).

Media aritmética

Este método se aplica para casos donde no es posible contar con estaciones cercanas o se carece de series con datos completos. Se recomienda el uso del promedio aritmético

simple, cuando los datos a promediar difieren por lo menos 10% (Aparicio-Mijares, 1992):

$$P_x = \frac{\sum P}{n} \quad (1)$$

en donde P_x = precipitación faltante en la estación x , $\sum P$ = suma de precipitaciones de la estación analizada y n = número de datos.

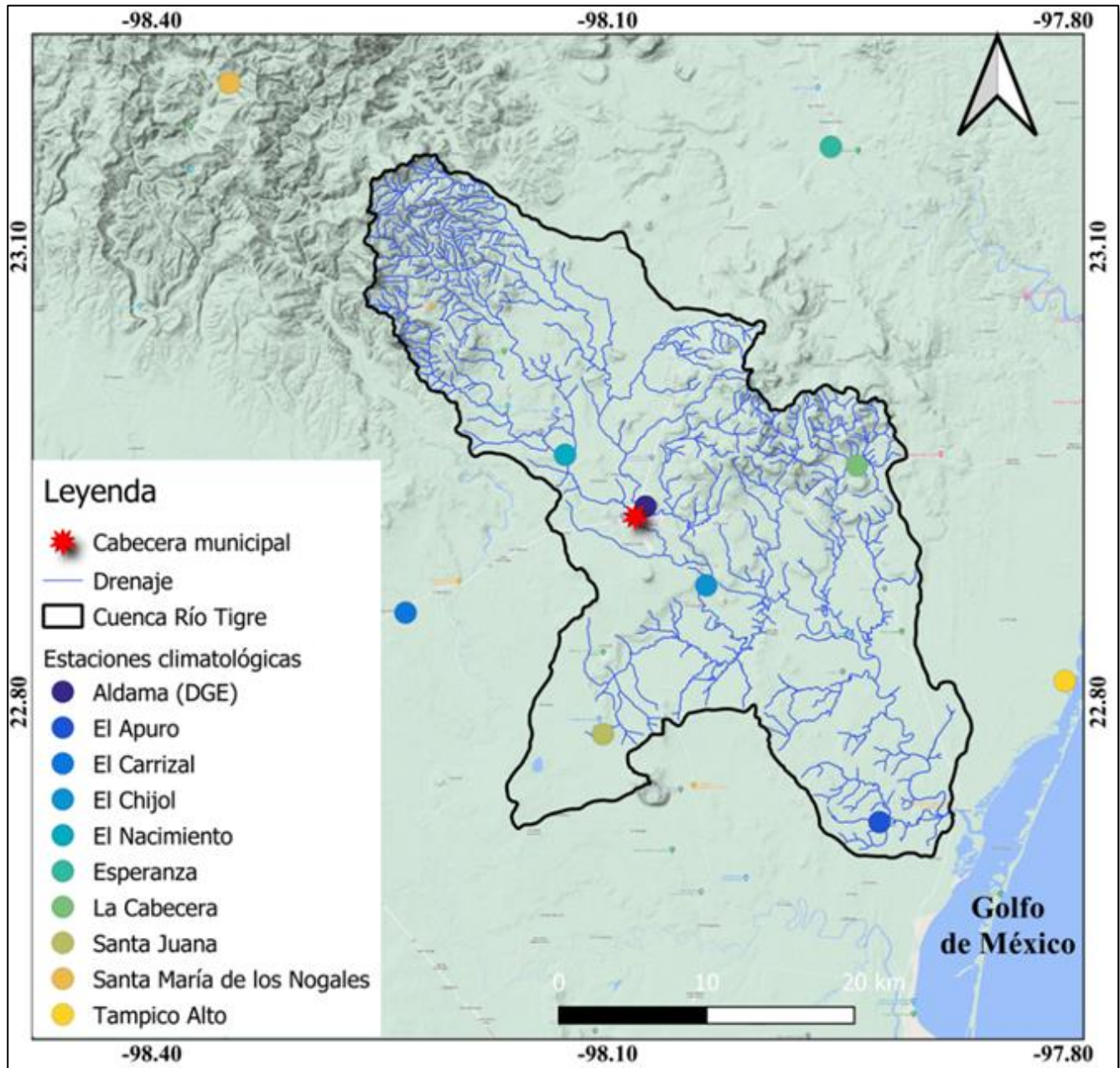


Figura 1: Ubicación de la Cuenca Río Tigre.

Regresión lineal

Este método consiste en la estimación del dato faltante a partir de regresiones lineales donde la variable meteorológica dependiente es el valor del dato faltante en la estación de interés y la independiente es el valor de la variable analizada en la estación vecina (Camuffo et al., 2022).

La aplicación de este método se recomienda para la estimación de datos mensuales y anuales. El modelo de regresión está definido por la Ecuación 2:

$$y = a + bx \quad (2)$$

en donde y = es la precipitación estimada, x = es la precipitación de la estación patrón, a = ordenada al origen y b = pendiente de la recta.

Evapotranspiración

Se utilizó el método de Thornthwaite (1944) para calcular la evapotranspiración potencial (ETP) en la cuenca mediante la Ecuación 3:

$$ETP = 16K_a \left(\frac{10T_j}{I} \right)^a \quad (3)$$

en donde K_a = factor de corrección de la duración del día que depende de la latitud y el mes del año, T_j = temperatura media en el mes j , en °C. El índice de calor anual I , es calculado a partir de la suma de los 12 índices mensuales del año considerando la Ecuación 4:

$$I = \sum_{j=1}^{12} \left(\frac{T_j}{5} \right)^{1.514} \quad (4)$$

Análisis hidrológico superficial

La relación entre los aportes hídricos a la cuenca y las salidas fue estimada siguiendo la Ecuación 6 (Aparicio-Mijares, 1992):

$$P - ETP = \pm \Delta S \quad (6)$$

donde P = precipitación (mm), ETP = evapotranspiración potencial (mm) y ΔS = cambios de almacenamiento (mm). La ecuación anterior representa una primera aproximación de la conservación de los recursos hídricos mediante los aportes y pérdidas superficiales. Una estimación más precisa requiere de la instrumentación necesaria para mediciones directas en campo y la evaluación de balances hídricos detallados contemplando las pérdidas por infiltración hacia los acuíferos y las variaciones del caudal en la cuenca (Gálvez-Ordóñez, 2012). De esta forma, se efectuó la evaluación de las condiciones hidrológicas superficiales de la CRT para seis periodos comprendidos entre

en donde j = número de meses. El coeficiente a se calcula mediante la Ecuación 5:

$$a = \frac{(675 \times 10 - 9 \text{ I3}) - (771 \times 10 - 7 \text{ I2}) + (179 \times 10 - 4 \text{ I1})}{0.49} \quad (5)$$

Es necesario corregir los valores de la ETP en función de la duración del mes y del número de horas de insolación teórica. Estas variables están relacionadas con la latitud en la que se ubica la estación meteorológica (Martín-Clemente et al., 2015).

Sequía

La información de sequía para la región se obtuvo del Monitor de Sequía en México a cargo del Servicio Meteorológico Nacional. La identificación de condiciones de sequía se realiza considerando diversos indicadores como el Índice Estandarizado de Precipitación, la Anomalía de Lluvia en Porcentaje de lo Normal, el Índice Satelital de Salud de la Vegetación y el Índice Normalizado de Diferencia de la Vegetación (CONAGUA, 2022). Para la CRT, la plataforma registra información mensual a partir del 2003. Se definieron diferentes periodos de interés de acuerdo con la duración de los episodios de sequía reportados para el área de estudio (Figura 2). El Monitor de Sequía define cinco intensidades de sequía: D0 (anormalmente seco), D1 (sequía moderada), D2 (sequía severa), D3 (sequía extrema) y D4 (sequía excepcional). Además, se documentó el comportamiento del fenómeno ENOS durante el periodo 2004 – 2016 a partir de la información reportada por la Oficina Nacional de Administración Oceánica y Atmosférica (NOAA, por sus siglas en inglés), lo cual permitió desarrollar una comparación espacio-temporal del impacto de este fenómeno climático como agente condicionante de sequía en la CRT.

2004 y 2016: (1) 2004 – 2005, (2) 2005 – 2006, (3) 2009 – 2010, (4) 2011, (5) 2013 y (6) 2016.

El procesado y análisis geoespacial de la información climatológica se realizó en QGIS, tomando cada estación meteorológica como un nodo de referencia. El comportamiento espacial tanto de la precipitación como de la evapotranspiración se evaluó mediante interpolación IDW. Se consideraron dos escenarios potenciales: un escenario positivo ($P > ETP$) fue evidencia de un régimen húmedo, mientras que un escenario negativo ($P < ETP$) representó una condición de déficit o seca.

Resultados

Distribución variables climáticas

La precipitación mínima promedio dentro de la cuenca estimada fue de 104.4 mm, mientras que el valor máximo alcanzó 191.1 mm. En la Figura 3 se ilustra la distribución de la

precipitación en la cuenca para los periodos de interés. De manera general, la parte central recibe la mayor acumulación de precipitación, lo cual ha sido registrado en las estaciones Aldama, El Nacimiento y El Chijol. Las áreas norte y noroeste también presentan acumulados importantes. Por otro lado, los valores mínimos de temperatura han sido registrados en las estaciones Santa María de los Nogales (13.4°C) y Aldama

(15.4°C). Los valores máximos fueron registrados en las estaciones Santa Juana (31.4°C) y El Chijol (30.7°C). Con estos datos se estimó la tasa de evapotranspiración en la CRT (Figura 4). Esta se incrementó con el paso del tiempo, siendo la estación Santa Juana la que registra el valor más alto. Sin embargo, en algunas estaciones como El Apuro y La Esperanza el parámetro presenta un comportamiento irregular.

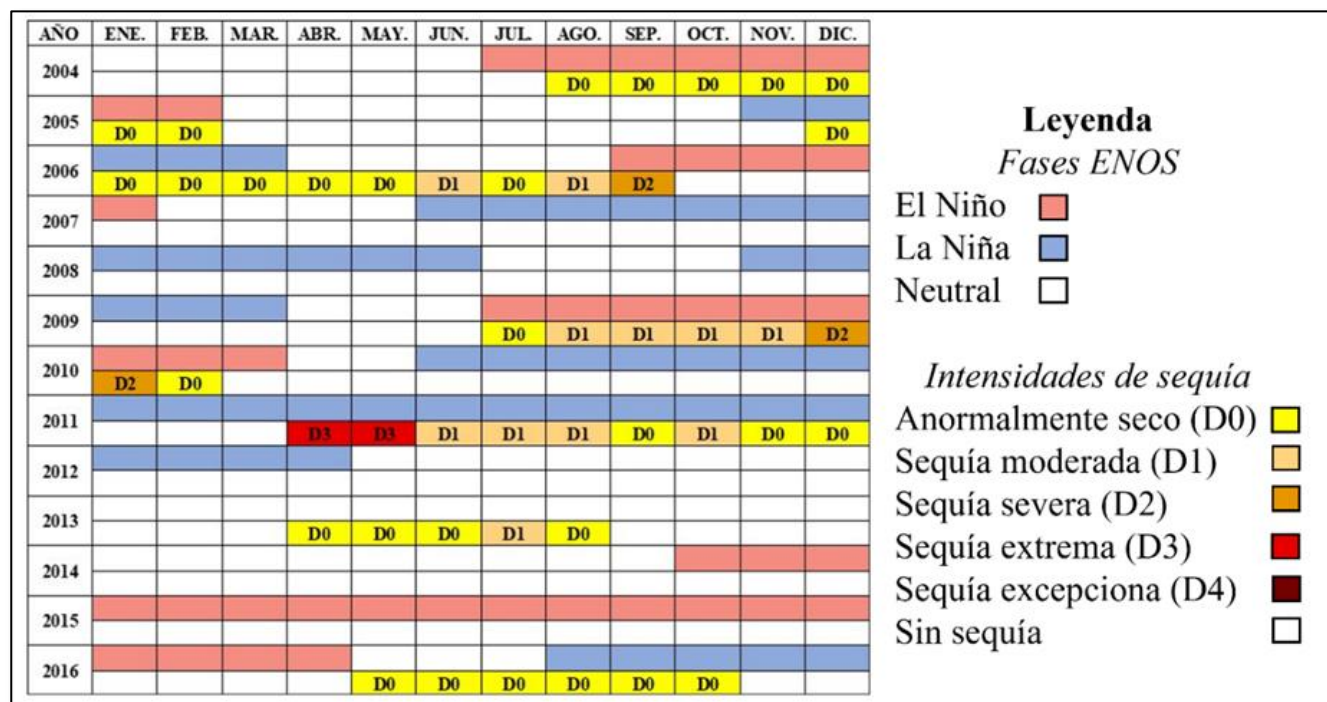


Figura 2: Comparación entre los distintos eventos de sequía reportados por el Monitor de Sequía en México y el desarrollo de las fases de ENOS en el área de estudio.

Escenarios hídricos

Periodo 2004 – 2005

En el segundo semestre del 2004 y hasta el primer bimestre del 2005 se registró una condición anormalmente seca (D0) en la CRT. Este periodo de siete meses coincidió con el desarrollo de una fase El Niño. El periodo de sequía terminó mientras el fenómeno ENOS se encontraba en transición de una fase El Niño a una Neutral. El balance estimado para este periodo fue de valores negativos (-58 a -2 mm), lo que es indicador de un déficit en las condiciones hidrológicas de la cuenca (Figura 5a). El mayor impacto se presentó en las porciones sur y noreste del área de estudio, con valores entre -50 y -30 mm. La zona central presentó un déficit de -10 mm, valor que contrasta con los máximos estimados en las otras regiones.

Periodo 2005 – 2006

Este periodo de sequía fue el de mayor duración (10 meses). Esta condición prevaleció desde diciembre del 2005 hasta septiembre del 2006, siendo contemporánea a una transición de una fase La Niña a una fase Neutral y finalmente a una fase El Niño. Durante este episodio se presentó un incremento en el impacto de las condiciones de sequía en la cuenca. El periodo inició en diciembre del 2005 con una fase D0, la cual se prolongó hasta mayo del 2006, principalmente bajo condiciones de La Niña. En junio y agosto 2006 se presenta una fase Neutral, caracterizado por una sequía moderada (D1), concluyendo con una sequía severa (D2), la cual corresponde con el inicio de una fase El Niño.

Este periodo se caracterizó por una condición de déficit, comparable con los resultados del periodo 2004 – 2005. Se identificaron valores negativos, con un intervalo que cubre de -70 hasta -5 mm (Figura 5b). Al igual que el periodo 2004 – 2005,

el mayor impacto se presentó en las zonas sur y noreste de la CRT. El impacto fue más moderado en la parte central de la cuenca, con estimaciones que alcanzaron magnitudes entre -30 y -20 mm de déficit.

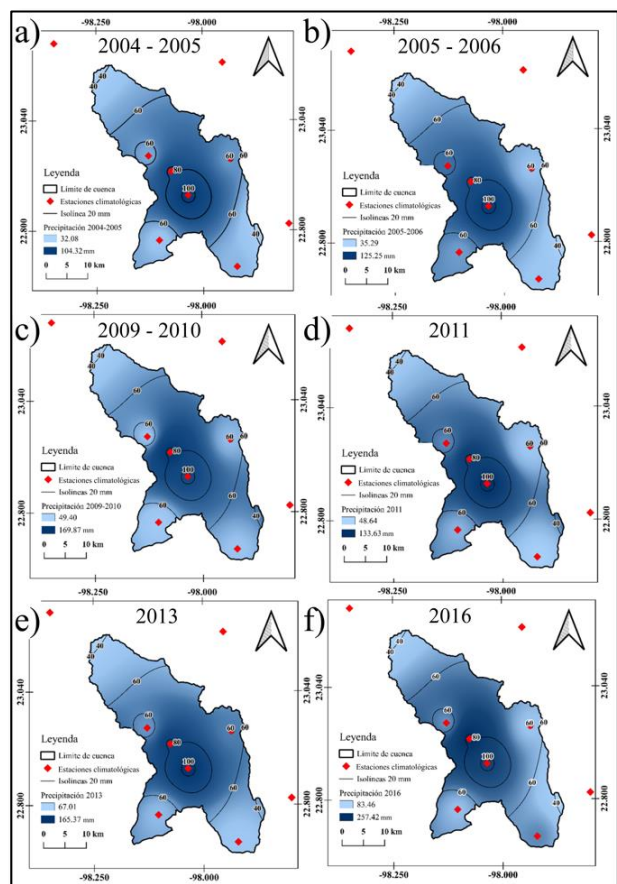


Figura 3: Distribución de la precipitación en la CRT para los periodos de interés: (a) 2004 – 2005, (b) 2005 – 2006, (c) 2009 – 2010, (d) 2011, (e) 2013 y (f) 2016.

Periodo 2009 – 2010

Para julio del 2009 se reportaron condiciones de sequía anormalmente secas (D0). Esto se relacionó con el inicio de una fase El Niño que se extendió hasta inicios del 2010. El comportamiento de la sequía se fue agravando después de julio del 2009, en transición a una fase de sequía moderada de agosto a noviembre del mismo año (D1). La condición se agravó alcanzando intensidades de sequía severa (D2) entre diciembre del 2009 y enero del 2010, dentro de la misma fase ENOS.

El escenario de la Figura 5c muestra valores negativos en la mayor parte de la cuenca, lo cual correspondería con un déficit asociado al incremento en las condiciones de sequía de D0 a D2. Sin embargo, en la parte central de la cuenca cercana a la cabecera municipal del Aldama se registraron valores positivos, típicos de condiciones húmedas. El rango de valores para este escenario oscila entre -51 hasta 69 mm, considerando que para

este periodo se contemplan datos desde la segunda mitad del año 2009 y todo el 2010. Durante el segundo semestre del 2010 se desarrollaron fenómenos de precipitación extraordinarios que impactaron la zona de estudio (por ejemplo el huracán Alex finales de junio - inicios de julio de 2010). Dichos eventos aportaron una gran cantidad de precipitación que fue distribuida en toda la porción noreste del país, lo cual se ve representado por valores positivos de humedad para este periodo, aminorando el impacto de la sequía en dicho periodo.

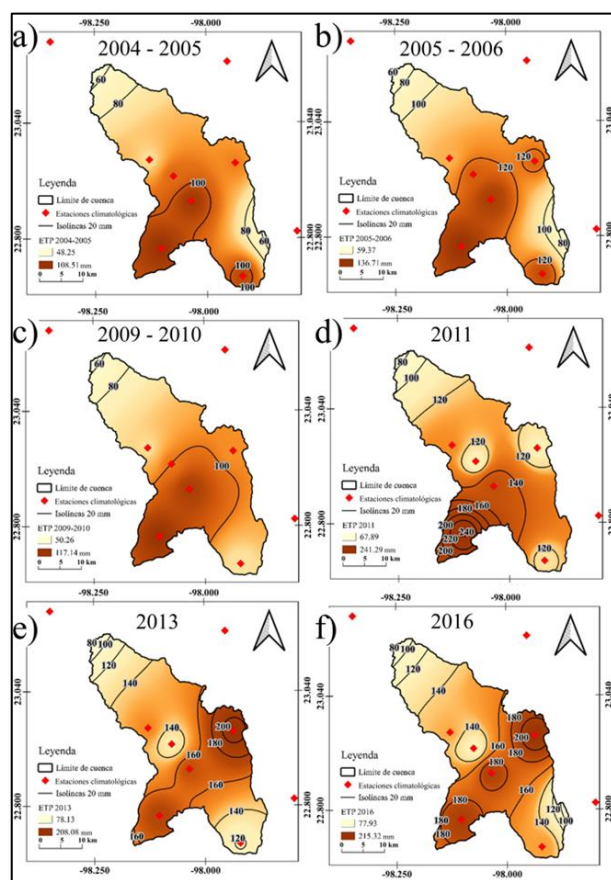


Figura 4: Distribución de la evapotranspiración en la CRT para los periodos de interés: (a) 2004 – 2005, (b) 2005 – 2006, (c) 2009 – 2010, (d) 2011, (e) 2013 y (f) 2016.

Periodo 2011

El escenario del año 2011 (Figura 5d) contempla uno de los periodos de sequía más severos que ha impactado el norte del país en las últimas décadas. Durante abril y mayo se reportaron intensidades de sequía extrema (D3), las condiciones más críticas reportadas para el periodo de estudio. Esta situación fue volviéndose menos crítica durante el segundo semestre del año, con transición entre sequías moderadas (D1) a condiciones anormalmente secas (D0) al final del año 2011. Prácticamente todo el año 2011 se desarrolló en condiciones de La Niña, aunque estas condiciones se extendieron hasta abril del 2012 donde no se reportaron anomalías de sequía. Los resultados muestran una

clara condición negativa típica de este periodo, con valores de déficit de hasta -162 mm. La porción suroeste de la CRT tuvo el mayor impacto durante este periodo, alcanzando los valores máximos. Las porciones sureste y noreste presentaron fuertes valores negativos, entre los -60 y -40 mm. Además, los resultados estimados para este periodo detectaron anomalías positivas al norte de la porción central. Esta situación se puede correlacionar con el aporte de humedad derivado del paso de la tormenta tropical Arlene a finales de junio del año 2012, lo cual resalta la influencia de eventos de precipitación extraordinarios en la cuenca y en la disminución del impacto de la sequía. Durante este periodo, las condiciones de sequía pasaron de intensidades D3 a D0.

la CRT las zonas más afectadas. Sin embargo, resaltan algunas porciones de superficie con condiciones positivas en la zona central. Las anomalías positivas pueden ser relacionadas con el paso de ciclones tropicales en este periodo, como la tormenta tropical Barry (mediados de junio) y Fernand (mediados de agosto). Aunque estas tormentas tropicales disiparon su mayor humedad hacia el sur de la zona de estudio en el estado de Veracruz, algunas precipitaciones fueron registradas dentro de la CRT.

Periodo 2016

Entre junio y octubre del 2016 se presentaron condiciones anormalmente secas (D0) en la CRT, evolucionando de una fase Neutral a condiciones de La Niña. Las condiciones hidrológicas para este periodo se caracterizaron por mostrar contrastantes valores entre los máximos y los mínimos estimados. La Figura 5f muestra que se han identificado zonas con un déficit elevado, principalmente las porciones noreste y suroeste de la zona de estudio con valores que alcanzan hasta -81 mm. Por otro lado, existen zonas con un notable aporte de humedad registrando valores de hasta 137 mm, principalmente localizados en la zona centro-noroeste de la cuenca. Pese a las condiciones anormalmente secas durante el segundo semestre del año 2016, se registraron precipitaciones importantes en la zona de estudio, lo cual aportó humedad en la región y disminuyó el impacto de la intensidad de sequía.

Discusión

Existe un consenso general de que muchas regiones del mundo experimentan sequías cada vez más largas y severas como consecuencia del cambio climático. Se ha señalado que el calentamiento global es responsable de un incremento en la temperatura, y como consecuencia, de altas tasas de evapotranspiración y una disminución en la cantidad de precipitación en muchas zonas del planeta (Balting et al., 2021). La intensidad del fenómeno ENOS puede aumentar para el final del siglo XXI en aproximadamente un 15%, ocasionando eventos meteorológicos más extremos asociados a las fases El Niño y La Niña (McPhaden et al., 2020).

En este trabajo se han documentado seis periodos de sequía durante el periodo 2004 – 2016 en la cuenca del Río Tigre. Se han detectado diferentes intensidades en las condiciones de sequía, desde comportamientos anormalmente secos (D0) y hasta fases extremas (D3) a través de 45 meses con registro de sequía. En 29 meses (65% del periodo) se tuvieron condiciones de sequía de intensidad D0, mientras que durante 11 meses (24%) se observaron intensidades D1. Durante 3 meses (7%) se presentaron sequías severas (D2) y solo durante 2 meses (4%) la

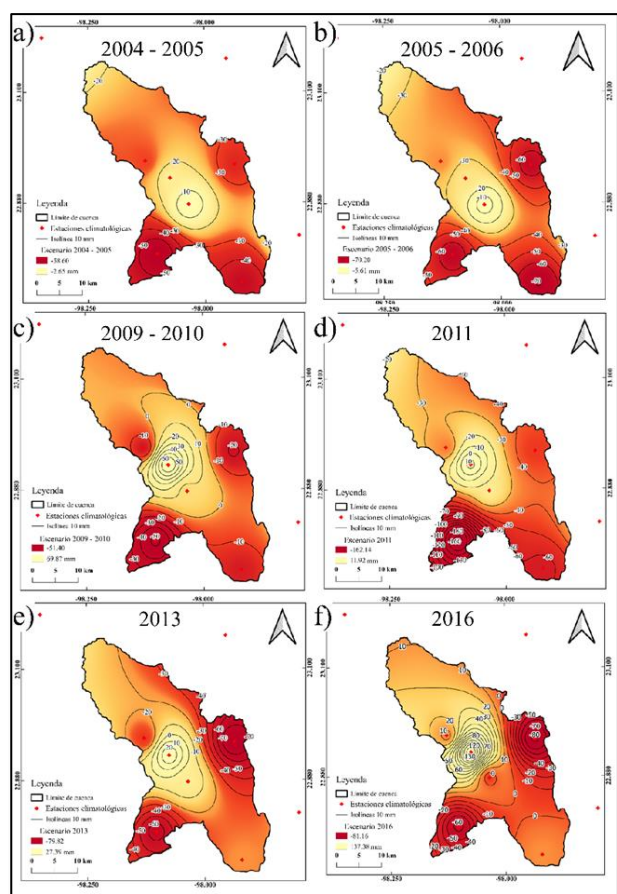


Figura 5: Escenarios hídricos de la CRT para los periodos de interés: (a) 2004 – 2005, (b) 2005 – 2006, (c) 2009 – 2010, (d) 2011, (e) 2013 y (f) 2016.

Periodo 2013

Durante los meses de abril a agosto del año 2013 se reportaron condiciones anormalmente secas (D0) a sequía moderada (D1, en julio). Estas condiciones se presentaron en una fase Neutral, situación que prevaleció hasta finales del 2014. El resultado para este periodo indica un déficit, con valores entre 27 y -79 mm (Figura 5e), siendo las porciones suroeste y noreste de

región experimentó las condiciones más extremas de sequía (D3).

Estos eventos de sequía presentan una relación espacio-temporal casi simultánea con efectos del fenómeno ENOS en la región. Tres periodos de sequía (2005 – 2006, 2011 y 2016) se desarrollaron principalmente bajo condiciones de la fase La Niña, alcanzando las intensidades de sequía más extrema (D3) entre abril y mayo del 2011. Por otro lado, solo dos eventos de sequía (2004 – 2005 y 2009 – 2010) ocurrieron en condiciones de El Niño. El periodo de sequía del 2013 ocurrió en condiciones neutrales dentro del fenómeno ENOS. El 36% de los meses se vieron afectados por condiciones climáticas relacionadas a La Niña, 36% por El Niño y el restante 28% se desarrolló bajo condiciones neutrales. Aunque existe una paridad entre el número de procesos de sequía en condiciones de El Niño y La Niña, resultan evidentes algunos patrones. Cuando el proceso de sequía inició en condiciones de El Niño las condiciones de sequía se comportaron como anormalmente secas y hasta sequía moderada. Sin embargo, cuando el proceso de sequía termina en fase El Niño hacia la transición a una fase La Niña, las condiciones de sequía son notoriamente contrastantes, prevaleciendo características desde anormalmente secas y hasta sequía severa o extrema.

El análisis permite determinar que la cuenca sufre un mayor estrés hídrico durante los periodos de sequía, situación que es mitigada durante la ocurrencia de breves periodos de precipitación principalmente asociados a tormentas tropicales o huracanes. Esto ha afectado de manera notoria las condiciones de aprovechamiento del recurso hídrico en la zona de estudio. Una medida que ayude a mitigar el impacto asociado a los fenómenos de sequía podría alcanzarse mediante la mejora del riego y la captación del agua en regiones donde la vulnerabilidad de la infraestructura es alta. El aprovechamiento de fuentes subterráneas también puede verse comprometido en el futuro cercano, principalmente bajo el contexto del cambio climático, por lo que se requiere la implementación de planes estratégicos para cuidar los recursos disponibles y establecer medidas de abastecimiento racionales y sostenible.

Conclusiones

En este trabajo se presentó un análisis del desarrollo de patrones de sequía en la cuenca del Río Tigre en Aldama, Tamaulipas, en el noreste de México. A partir de la evaluación de las condiciones hídricas superficiales, se ha estimado el comportamiento hidrológico en la cuenca durante periodos de sequía y su relación con la ocurrencia del fenómeno El Niño Oscilación Sur. Los eventos de sequía documentados se distribuyen en un periodo de 45 meses, donde se presentan comportamientos variables desde anormalmente seco (D0) hasta sequía extrema (D3). Las condiciones más severas de sequía se

presentaron durante la fase de La Niña. El análisis permite determinar que la cuenca se encuentra frecuentemente bajo estrés hídrico, situación que empeora durante los periodos de sequía, pero que es mitigada durante la ocurrencia de breves periodos de precipitación principalmente asociados a ciclones tropicales.

Este comportamiento ha impactado en la disponibilidad del recurso, afectando drásticamente su aprovechamiento por parte de distintas comunidades ubicadas en la cuenca. Los resultados pueden ser utilizados en estrategias de planeación, gestión del uso y aprovechamiento del recurso hídrico en la región, así como su implementación en zonas vecinas en el noreste del país donde las condiciones de disponibilidad y abastecimiento se han tornado críticas en los últimos años.

Referencias

- Abiy, A.Z., Melesse, A.M., Seyoum, W.M., Abtey, W. (2019): Drought and climate teleconnection and drought monitoring". *Extreme Hydrology and Climate Variability*, 275-295.
- Ahmed, S.S., Bali, R., Khan, H., Mohamed, H.I., Sharma, S.K. (2021): Improved water resource management framework for water sustainability and security". *Environmental Research*, 201, 111527.
- Aparicio-Mijares, F.J. (1992). Fundamentos de hidrología de superficie. *Limusa*. México. 302pp.
- Balting, D.F., Aghakouchak, A., Lohmann, G., Ionita, M. (2021): Northern Hemisphere drought risk in a warming climate". *NPJ Climate and Atmospheric Science*, 4 (61), 1-13.
- Camuffo, D., Becherini, F., della Valle, A., Zanini, V. (2022): A comparison between different methods to fill gaps in early precipitation series". *Environmental Earth Sciences*, 81, 345.
- Chiang, F., Mazdiyasn, O., AghaKouchak, A. (2021): Evidence of anthropogenic impacts on global drought frequency, duration, and intensity". *Nature Communications*, 12, 2754.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2020): Actualización de la Disponibilidad Media Anual De Agua Subterránea Acuífero 2809 Aldama-Soto La Marina estado de Tamaulipas". *Reporte técnico CONAGUA*, 41 pp.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA). (2022): Monitor de Sequía de México", <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/monitor-de-sequia/monitor-de-sequia-en-mexico>.
- Díaz, H.F., Hoerling, M.P., Eischeid, J.K. (2001): ENSO variability, teleconnections and climate change". *International Journal of Climatology*, 21, 1845-1862.

- Gálvez-Ordóñez, J.J. (2012): Cartilla técnica: balance hídrico superficial". *Sociedad Geográfica de Lima*, 44 pp.
- Gary, M.O. (2010): Karst Hydrogeology and Speleogenesis of Sistema Zacatón". *Association for Mexican Cave Studies Bulletin*, 21, 1-119.
- Gosling, S., Arnell, N.W. (2016): A global assessment of the impact of climate change on water scarcity". *Climate Change*, 134, 371-385.
- Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática. (INEGI) (1983): Síntesis geográfica del estado de Tamaulipas". *Secretaría de Programación y Presupuesto*, 160 pp.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (2021): Simulador de flujos de aguas de cuencas hidrológicas (SIATL)". https://antares.inegi.org.mx/analisis/red_hidro/siatl/.
- Larkin, N.K., Harrison, D.E. (2005): Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter". *Geophysical Research Letters*, 32(16), L16705.
- Latif, M., Keenlyside, N.S. (2009): El Niño/Southern Oscillation response to global warming". *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(49), 20578-20583.
- Lugo-Hubp, J., Córdova, C. (1992): Regionalización geomorfológica de la República Mexicana". *Investigaciones geográficas*, 25, 25-63.
- Martín-Clemente, C.R., Sosa Ramírez, J., Maass Moreno, M., Luna Ruíz, J.J., Meráz Jiménez, A.J., Flores Ancira, E. (2015): Comparación de métodos para estimar disponibilidad hídrica en cuencas forestales". *Terra Latinoamericana*, 33(1), 17-26.
- McPhaden, M.J., Santoso, A., Cai, W. (2020): El Niño Southern Oscillation in a changing climate". *John Wiley & Sons*, 528 pp.
- Ortega-Gaucin, D., de la Cruz Bartolón, J., Castellano Bahena, H.V. (2018): Peligro, vulnerabilidad y riesgo por sequía en el contexto del cambio climático en México". *En Lobato, R., Pérez, A. (eds.), Agua y Cambio Climático. Instituto Mexicano del Agua*. México, 78-103.
- Paeth, H., Scholten, A., Friederichs, P., Hense, A. (2008): Uncertainties in climate change prediction El Niño-Southern Oscillation and monsoons". *Global and Planetary Change*, 60, 265-288.
- Ramírez-Fernández, J.A. (1996): Zur Petrogenese des Alkalikomplexes der Sierra de Tamaulipas, NE-Mexiko". *Universidad de Freiburg, Alemania, tesis doctoral*, 316 pp.
- Thornthwaite, C.W. (1944): Report of the Committee on Transpiration and Evaporation 1943-44". *Transactions of the American Geophysical Union*, 25, 683-693.
- World Meteorological Organization (WMO) (2018): Guide to climatological practices". *WMO-No. 100*, Ginebra, Suiza, 153 pp.

SIMULADOR PARA UN YACIMIENTO DE GAS BASADO EN UNA SOLUCIÓN NUMÉRICA EXPLÍCITA

Brayan E. de León-Jasso¹, Carlos G. Aguilar-Madera^{*,1}, Octavio Cazarez-Candia²,
E.C. Herrera-Hernández³ & G. Espinosa-Paredes⁴

¹ Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Ex Hacienda de Guadalupe, C.P. 67700, Linares, México

² Instituto Mexicano del Petróleo, Eje Central Lázaro Cárdenas 152, San Bartolo Atepehuacan, C.P.07730, Gustavo A. Madero, Ciudad de México, México

³ Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Facultad de Ciencias Químicas, Av. Dr. Manuel Nava 6, C.P. 78210, San Luis Potosí, México

⁴ Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, División de Ciencias Básicas e Ingenierías, Av. Ferrocarril San Rafael Atlixco 186, Col. Leyes de Reforma 1ª Sección, C.P. 09310, Iztapalapa, Ciudad de México

* carlos.aguilarmd@uanl.edu.mx

Resumen

En este trabajo se presenta las ecuaciones fundamentales para desarrollar un simulador de yacimiento de gas acoplado a un pozo productor. El simulador se construye utilizando la ecuación gobernante para el pozo en estado estacionario, la cual está acoplada a la ecuación de flujo del yacimiento escrita en forma explícita. La ecuación del pozo se resuelve numéricamente utilizando un esquema de diferencias finitas hacia adelante, mientras que se usa un esquema iterativo para la ecuación explícita del yacimiento con el fin de encontrar la presión en cada bloque numérico a cada paso de tiempo. El simulador depende del tamaño del paso de tiempo para obtener soluciones numéricas estables y consistentes, por lo que el número de bloques para discretizar el yacimiento es reducido. A pesar de esta restricción, el simulador es de utilidad para estimar reservas y el influjo al pozo, realizar la interpretación de pruebas de presión y análisis nodal, etc. El simulador se aplicó en un caso base, donde se determinó las presiones a lo largo del pozo, en fondo de pozo, y en el yacimiento.

Palabras clave

Formulación explícita, yacimiento de gas, modelo del pozo, modelo acoplado

Abstract

This paper presents the fundamental equations for developing a gas reservoir simulator coupled to a producing well. The simulator is constructed using the governing equation for the steady state well, coupled to the reservoir flow equation written in explicit form. The well equation is solved numerically using a forward finite difference scheme. In contrast, an iterative procedure is

de León-Jasso, B.E., Aguilar-Madera, C.G., Cazarez-Candia, O., Herrera-Hernández, E.C. & Espinosa-Paredes, G. (2023): Simulador para un yacimiento de gas basado en una solución numérica explícita. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 25-31.

used for the exact reservoir equation to find the pressure in each numerical block at each time step. The simulator depends on the time step size to obtain stable and consistent numerical solutions, so the number of blocks to discretize the reservoir is small. Despite this restriction, the simulator helps estimate reserves and inflow to the well, performing pressure test interpretation and nodal analysis, etc. The simulator was applied in a base case, where the pressures along the wellbore, downhole, and reservoir were determined.

Keywords

Explicit formulation, gas reservoir, well model, coupled model

Nomenclatura

Letras romanas

A_x	Área de flujo en la dirección x , ft^2
A_y	Área de flujo en la dirección y , ft^2
B_g	Factor de formación de volumen del gas, bbl/scf
d	Diámetro del pozo, in
f	Factor de fricción, 1
g	Aceleración gravitacional, ft^2/s
g_c	Factor de conversión en el sistema inglés, $32.174 lb_m ft / (lb_f s^2)$
G_w	Factor geométrico del pozo, bbl cP / (psi d)
h	Altura del bloque, ft
i	Índice para ubicar los bloques en la dirección x
j	Índice para ubicar los bloques en la dirección y
k	Índice para ubicar los nodos computacionales en el pozo
k_H	Permeabilidad horizontal efectiva, mD
k_x	Permeabilidad en la dirección x , mD
k_y	Permeabilidad en la dirección y , mD
L	Longitud del pozo, ft
n	Nivel de tiempo
N_{Re}	Número de Reynolds, 1
p	Presión en el pozo, psi
p_g	Presión del gas en el yacimiento, psi
p_{wf}	Presión de fondo de pozo, psi
q_g	Producción del pozo en el modelo del pozo, Mscf/d

q_{sc}	Producción del pozo en el modelo del yacimiento, scf/d
r_{eq}	Radio equivalente en el bloque con pozo, ft
r_w	Radio del pozo, ft
s	Factor de daño del pozo, 1
S_g	Saturación del gas, 1
T	Temperatura, °R
T_{gx}	Transmisibilidad del gas en la dirección x , mD ft scf / (cP bbl)
T_{gy}	Transmisibilidad del gas en la dirección y , mD ft scf / (cP bbl)
V_b	Volumen del bloque, ft^3
z	Compresibilidad del gas, 1

Letras griegas

α_c	Factor de unidades
β_c	Factor de unidades
Δt	Tamaño del paso de tiempo, d
Δx	Tamaño del bloque en la dirección x , ft
Δy	Tamaño del bloque en la dirección y , ft
ε	Rugosidad absoluta de la tubería, in
ϕ	Porosidad, 1
γ_g	Gravedad específica del gas
μ_g	Viscosidad del gas, cP
ν	Nivel de iteración
θ	Ángulo de desviación del pozo con respecto al eje vertical, rad

Introducción

En la actualidad existen varios simuladores comerciales para yacimientos, pozo e instalaciones superficiales, enfocados a satisfacer las necesidades ingenieriles de la industria petrolera. La mayoría de ellos están basados en esquemas numéricos robustos y cuya arquitectura es capaz de manejar problemas extremadamente complejos como características heterogéneas de yacimientos y el flujo simultáneo de varios fluidos y componentes químicos, etc. El costo de la licencia de tales softwares es alto, por lo que no es fácil adquirirlos en centros educativos, por estudiantes ni por recién egresados.

Derivado de ello, surge la necesidad de desarrollar códigos propios que puedan ser aplicados para la estimación de flujos y reservas en yacimientos, utilizando metodologías de fácil implementación en códigos de computadora y que puedan eventualmente ser extendidos a escenarios de simulación más complejos. De igual forma, los códigos propios son de utilidad para entrenar a estudiantes con el fin de que conozcan los fundamentos matemáticos, métodos numéricos, y la física involucrada detrás de cada software especializado disponible en el mercado. Así, en este trabajo se presenta la teoría básica para simular un yacimiento de gas acoplado al pozo. El simulador desarrollado es simple e incluye un esquema explícito para resolver la ecuación de flujo en el yacimiento y una ecuación en

estado estacionario para el pozo. Tales características son de fácil asimilación por estudiantes, además, su aplicación puede ser muy diversa y útil en casos como, por ejemplo: interpretación de pruebas de presión, estimación del influjo al pozo, análisis nodal, estimación del daño en el pozo, entre otros.

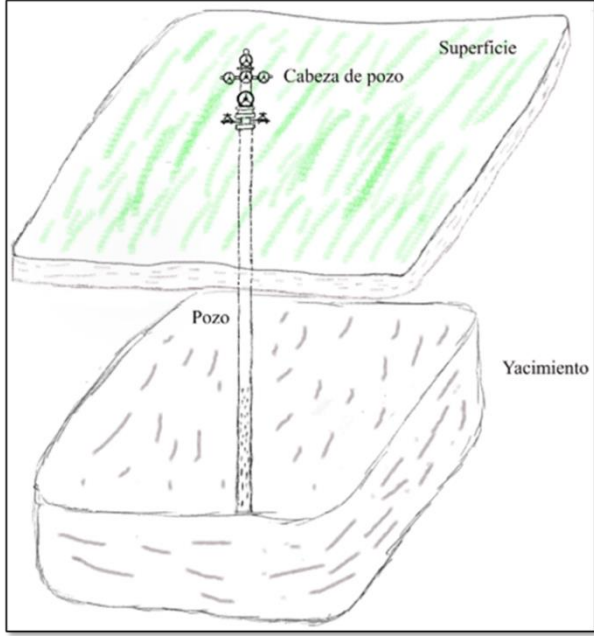


Figura 1: Sistema de un yacimiento con un pozo vertical.

El problema bajo análisis consiste en un yacimiento el cual contiene un pozo productor. Como se muestra en la Figura 1, se tiene un pozo productor cuyo dato conocido en superficie puede ser la producción de gas a condiciones estándar, o la presión en la cabeza de pozo. La trayectoria del pozo puede ser vertical o desviada, y termina en la zona impregnada de hidrocarburo de la roca yacimiento. El pozo está conectado con el yacimiento justamente a través de lo que se conoce como presión de fondo de pozo. La presión de fondo de pozo es *fluyente* si el pozo está produciendo, o presión de fondo *estática* si el pozo está cerrado. Estos escenarios son distintos en la práctica, pero ambos pueden simularse sin problema con la teoría presentada en este trabajo. En las últimas secciones de este documento se presentan los datos para simular un caso básico con el fin de verificar la coherencia física de los resultados numéricos. En esta primera etapa solamente se presenta el modelo matemático completo junto con el esquema de solución numérica. En futuros trabajos se compararán los resultados del simulador con datos de campo reales, con la finalidad de evaluar las predicciones numéricas y las capacidades físicas de la teoría.

Fundamentos matemáticos

Ecuación de flujo para el yacimiento

La ecuación fundamental para simular un yacimiento de gas es (Abou-Kassem et al., 2006):

$$T_{g_{x_{i-1/2,j}}}^n (p_{g_{i-1,j}}^n - p_{g_{i,j}}^n) + T_{g_{x_{i+1/2,j}}}^n (p_{g_{i+1,j}}^n - p_{g_{i,j}}^n) + T_{g_{y_{i,j-1/2}}}^n (p_{g_{i,j-1}}^n - p_{g_{i,j}}^n) + T_{g_{y_{i,j+1/2}}}^n (p_{g_{i,j+1}}^n - p_{g_{i,j}}^n) + q_{sc_{i,j}}^n = \frac{V_b}{\alpha_c \Delta t} \left[\left(\frac{\phi S_g}{B_g} \right)_{i,j}^{n+1} - \left(\frac{\phi S_g}{B_g} \right)_{i,j}^n \right] \quad (1)$$

Esta ecuación está escrita en forma explícita (los términos del lado izquierdo del signo igual se encuentran evaluados al nivel de tiempo n) para un yacimiento horizontal que puede simularse en dos dimensiones (2D), y en donde i es el índice que localiza a los bloques del yacimiento en la dirección x , mientras que el índice j localiza los bloques en la dirección y , p_g representa la presión del gas, q_{sc} la producción del pozo, V_b el volumen del bloque, ϕ la porosidad, S_g la saturación de gas, t es el tiempo, B_g es el factor de formación de volumen del gas, α_c es un factor de unidades ($\alpha_c = 5.614583$), y T_{g_x} es la transmisibilidad de la fase gaseosa en la dirección

$$T_{g_x} = \frac{\beta_c k_x A_x}{\mu_g B_g \Delta x} \quad (2)$$

En esta ecuación β_c es un factor de unidades ($\beta_c = 0.001127$), k_x es la permeabilidad en la dirección x , A_x es el área de flujo en la dirección x , μ_g es la viscosidad del gas, y Δx es la distancia entre los centroides de bloques vecinos. La definición análoga para la transmisibilidad del gas en la dirección y es:

$$T_{g_y} = \frac{\beta_c k_y A_y}{\mu_g B_g \Delta y} \quad (3)$$

Donde k_y ahora representa la permeabilidad en la dirección y , A_y es el área de flujo en la dirección y , y Δy es la distancia entre bloques en la dirección y .

El modelo del yacimiento incluye la siguiente ecuación para relacionar la presión del bloque que contiene al pozo con la presión de fondo de pozo p_{wf} (Peaceman, 1983):

$$q_{sc_{i,j}} = -\frac{G_w}{B_g \mu_g} (p_{g_{i,j}} - p_{wf}) \quad (4)$$

Donde G_w es el factor geométrico del pozo definido como:

$$G_w = \frac{2\pi\beta_c k_H h}{\ln\left(\frac{r_{eq}}{r_w}\right) + s} \quad (5)$$

En esta ecuación r_w es el radio del pozo, s es el factor de daño del pozo, y h representa la longitud del pozo con terminación en el pozo que lo contiene. Además, k_H representa la permeabilidad horizontal estimada como:

$$k_H = \sqrt{k_x k_y} \quad (6)$$

El radio equivalente r_{eq} se calcula como:

$$r_{eq} = 0.28 \frac{\sqrt{(k_y/k_x)^{0.5} (\Delta x)^2 + (k_x/k_y)^{0.5} (\Delta y)^2}}{(k_y/k_x)^{0.25} + (k_x/k_y)^{0.25}} \quad (7)$$

La figura 2 muestra la discretización espacial del yacimiento acoplado con el pozo.

Ecuación de flujo para el pozo

Para el pozo la ecuación fundamental surge del balance de energía aplicada al gas, la cual es (Lee & Wattenbarger, 1996):

$$\frac{53.34Tz}{\gamma_g} \frac{dp}{p} + \frac{g}{g_c} \cos \theta dL + \frac{6.67 \times 10^{-4} f}{d^5} \left(\frac{Tz}{p}\right)^2 (q_g)^2 dL = 0 \quad (8)$$

En esta ecuación se ha despreciado la pérdida de energía por fenómenos cinéticos, y se ha asumido como condición estándar 14.65 psi y 520 °R. Además, γ_g es la gravedad específica del gas hidrocarburo, T es la temperatura en el pozo en °R, z es el factor de compresibilidad de los gases, p es la presión en el pozo en psi, g es la aceleración gravitacional en ft/s², g_c es el factor para convertir unidades de lb_f a lb_m, L se refiere a la longitud del pozo en ft (cabe señalar que el pozo puede ser vertical o desviado, lo cual se modela a través del ángulo θ , y L aumenta hacia la dirección al yacimiento), θ es el ángulo del pozo con respecto al eje vertical, d es el diámetro del pozo en in, y q_g es la producción del pozo a condición estándar en unidades de Mscf/d. El factor de fricción dentro del pozo, f , se calcula como sigue:

$$\text{Para número de Reynolds } N_{Re} \leq 2000, f = \frac{64}{N_{Re}} \quad (9)$$

Para $2000 < N_{Re} < 4000$ (Colebrook, 1939),

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 1.74 - 2 \log \left(\frac{2\varepsilon}{d} + \frac{18.7}{N_{Re} \sqrt{f}} \right) \quad (10)$$

Para $N_{Re} \gg 4000$ (Nikuradse, 1940),

$$\frac{1}{\sqrt{f}} = 1.74 - 2 \log \left(\frac{2\varepsilon}{d} \right) \quad (11)$$

En estas ecuaciones ε es la rugosidad interna de la tubería, mientras que el número de Reynolds se calcula como:

$$N_{Re} = \frac{20\gamma_g q_g}{\mu_g d} \quad (12)$$

Metodología de solución

La ecuación de flujo en el pozo, Ecuación Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden., se resolvió con un esquema de diferencias finitas hacia adelante debido a que la secuencia de solución involucra primero resolver el modelo del yacimiento, y a partir de esto encontrar la presión de fondo de pozo. Una vez estimada la presión en el fondo de pozo, se calcula la presión en el nodo superior adyacente en el pozo de forma iterativa hasta encontrar la presión en el primer nodo en la superficie, lo cual correspondería a encontrar la presión en la cabeza de pozo. De esta forma, utilizando la aproximación en diferencias finitas hacia adelante se tiene:

$$dL \approx \Delta L \quad (13)$$

la Ecuación Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden. se escribe como,

$$P_k = P_{k+1} + \frac{\left[\frac{g}{g_c} \cos \theta \Delta L + \frac{6.67 \times 10^{-4} f}{d^5} \left(\frac{Tz}{p}\right)^2 (q_g)^2 \Delta L \right]}{\frac{53.34Tz}{\gamma_g}} \quad (14)$$

El factor de compresibilidad z se calculó usando el dato conocido del factor de formación de volumen B_g mediante la siguiente expresión:

$$z = \frac{B_g p}{0.0282T} \quad (15)$$

En esta ecuación B_g está en unidades de ft³/scf, la presión en psi, y la temperatura en °R.

Para resolver el modelo matemático del yacimiento la ecuación gobernante se plantea en forma residual, es decir,

$$R_{i,j} = T_{g_{i-1/2,j}}^n (p_{g_{i-1,j}}^n - p_{g_{i,j}}^n) + T_{g_{i+1/2,j}}^n (p_{g_{i+1,j}}^n - p_{g_{i,j}}^n) + T_{g_{y_{i,j-1/2}}^n (p_{g_{i,j-1}}^n - p_{g_{i,j}}^n) + T_{g_{y_{i,j+1/2}}^n (p_{g_{i,j+1}}^n - p_{g_{i,j}}^n) + q_{sc,i,j}^n - \frac{V_{b_i}}{\alpha_c \Delta t} \left[\left(\frac{\phi S_g}{B_g} \right)_{i,j}^{n+1} - \left(\frac{\phi S_g}{B_g} \right)_{i,j}^n \right] = 0 \quad (16)$$

En esta ecuación la incógnita es la presión al nivel de tiempo $n+1$, $p_{g_{i,j}}^{n+1}$, la cual se necesita para el cálculo de la porosidad y el factor de formación de volumen al tiempo $n+1$, es decir:

$$f(p_{g_{i,j}}^{n+1}) = \left(\frac{\phi}{B_g} \right)_{i,j}^{n+1} \quad (17)$$

De esta forma, la presión incógnita se encuentra mediante un método iterativo basado en el gradiente de Newton como sigue,

$$p_{g_{i,j}}^{n+1}|^{v+1} = p_{g_{i,j}}^{n+1}|^v - \frac{R_{i,j}}{\frac{dR_{i,j}}{dp_{g_{i,j}}^{n+1}}} \quad (18)$$

Aquí v indica el nivel de iteración. Las iteraciones se detienen en el código cuando el valor absoluto del residuo en el bloque, $R_{i,j}$, es menor a la tolerancia, $tol = 1 \times 10^{-6}$. Aplicación a un case base

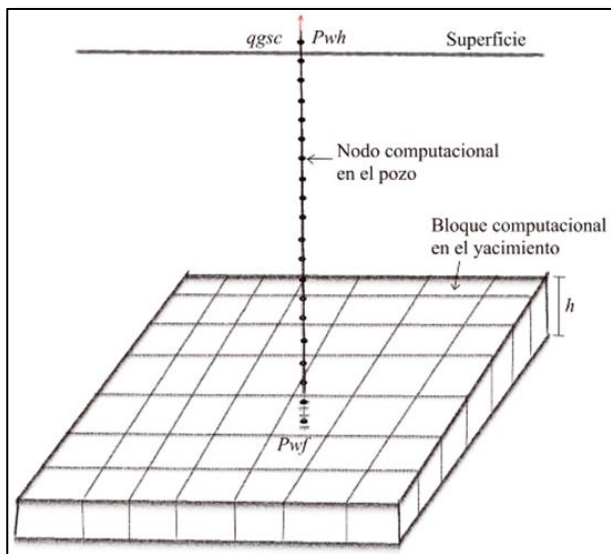


Figura 2: Discretización espacial del yacimiento acoplado con el pozo.

Para ejemplificar la aplicación del simulador yacimiento-pozo se seleccionó un case base el cual se resolvió numéricamente con un código elaborado en el lenguaje Octave.

Los diferentes datos del yacimiento y del pozo se presentan en la Tabla 1, mientras que los datos PVT del gas hidrocarburo a simular se colectan en la Tabla 2.

Tabla 1: Datos del caso base.

Parámetro	Dimensión
Permeabilidad horizontal	0.1 mD
Porosidad	0.13
Compresibilidad de la roca	1×10^{-6} /psi
Espesor del yacimiento	30 ft
Dimensión del yacimiento	1050x1050 ft
Longitud del pozo	6818 ft
Ángulo del pozo con respecto al eje vertical	0 rad
Rugosidad de la tubería	0.0023 in
Diámetro interno del pozo	2.441 in
Saturación de agua congénita	0.15
Presión del yacimiento	4000 psi
Gravedad específica del gas en superficie	0.65
Temperatura en la cabeza de pozo	118 °F
Presión en la cabeza de pozo	2175 psi
Temperatura del yacimiento	216 °F
Presión pseudocrítica del gas	667 psi
Temperatura pseudocrítica del gas	366 °R
Tiempo de simulación	180 d
Producción del pozo	100000 scf/d

El modelo computacional del yacimiento se construyó con 81 bloques totales de igual tamaño (arreglo de 9×9 bloques), y cuyo bloque del centro contiene al pozo vertical. El pozo se simuló con un esquema de 20 nodos computacionales. Para simular los 180 d se utilizaron intervalos de tiempo de 1.89 d aproximadamente, lo cual es suficiente para obtener soluciones estables y consistentes.

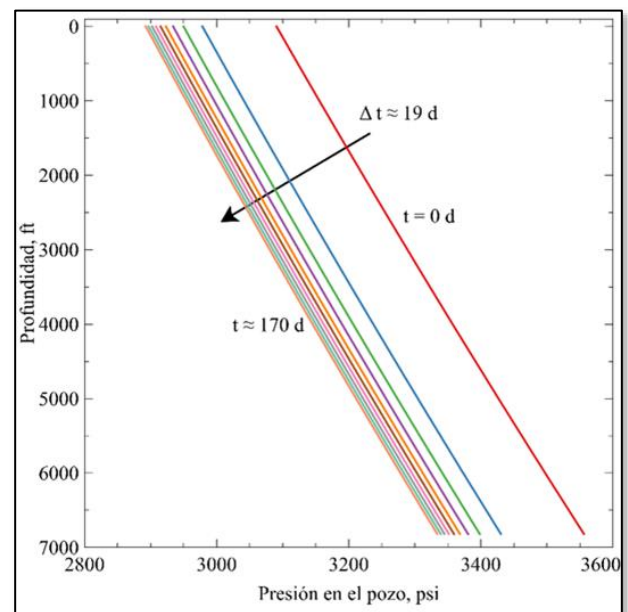


Figura 3: Evolución de la presión en el pozo.

Tabla 2: Datos PVT para el caso base (extraído de Abou-Kassem et al., 2006: pag. 269).

P, psi	B _g , bbl/scf	μ _g , cP
215.0	0.016654	0.0126
415.0	0.008141	0.0129
615.0	0.005371	0.0132
815.0	0.003956	0.0135
1015.0	0.003114	0.0138
1215.0	0.002544	0.0143
1415.0	0.002149	0.0147
1615.0	0.001857	0.0152
1815.0	0.001630	0.0156
2015.0	0.001459	0.0161
2215.0	0.001318	0.0167
2415.0	0.001201	0.0173
2615.0	0.001109	0.0180
2815.0	0.001032	0.0186
3015.0	0.000972	0.0192
3215.0	0.000922	0.0198
3415.0	0.000878	0.0204
3615.0	0.000840	0.0211
3815.0	0.000808	0.0217
4015.0	0.000779	0.0223

En el caso que se analiza se tienen fronteras sellantes en los alrededores del yacimiento, y por lo tanto el régimen que se obtiene después de cierto tiempo es *pseudo-estacionario*. Esto se puede apreciar cuando se grafica solamente la presión en el fondo de pozo (último nodo computacional del pozo, véase Figura 4), donde, prácticamente después de 100 días, se tiene un decaimiento de la presión a razón constante.

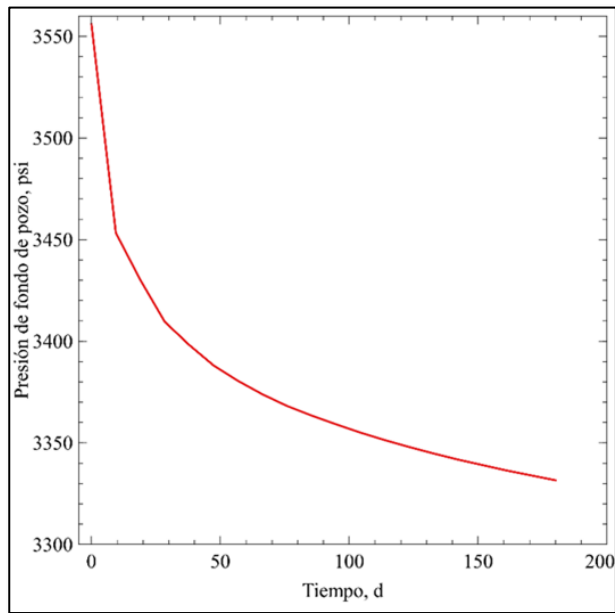


Figura 4: Evolución de la presión en el fondo de pozo.

El primer resultado que se presenta es el perfil de presión en el pozo. Como se muestra en la Figura 3, el perfil prácticamente es lineal y la presión disminuye de forma asintótica conforme avanza el tiempo. El perfil lineal indica que los fenómenos de fricción no son importantes para esas

condiciones de flujo y tamaño de tubería, y por lo tanto el cambio de presión está dominado principalmente por el campo gravitacional. El perfil asintótico de presión dentro del pozo es un indicativo de que el campo de presiones en el yacimiento está alcanzando un régimen de flujo relacionado con los tipos de frontera que se tienen.

En la Figura 5 se presenta el perfil de presión en el yacimiento. Como se esperaba, se forman patrones de flujo radial y eventualmente la perturbación de la presión originada por el pozo alcanza las fronteras del yacimiento. Se menciona que las curvas de nivel de la Figura 5 no son completamente circulares debido a que solo se utilizaron 9 bloques en cada una de las direcciones. Para obtener curvas más suavizadas es necesario incrementar el número de bloques del yacimiento, pero esto requerirá disminuir el tamaño de paso temporal debido al esquema explícito que se está utilizando en el modelo del yacimiento.

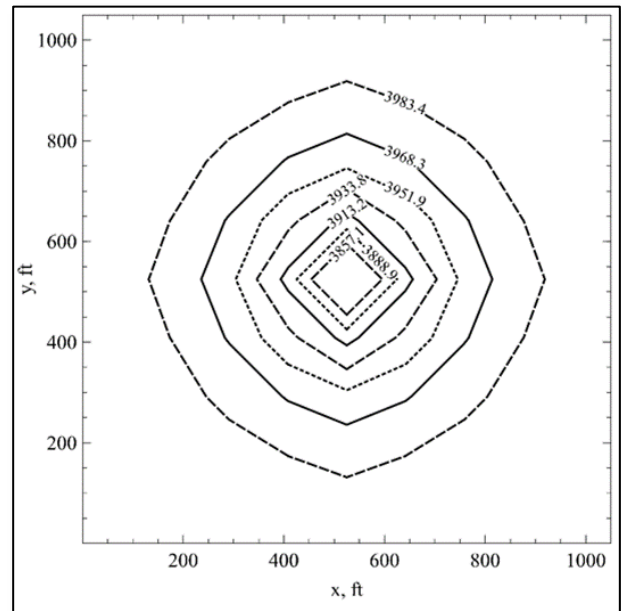


Figura 5: Campo de presiones en el yacimiento después de 180 días de simulación.

Conclusiones

En este trabajo se presentó un modelo matemático simplificado para simular la producción de un yacimiento de gas. El modelo se compone de la ecuación de flujo en el pozo escrita en forma estacionaria, la cual se encuentra acoplada a la solución de la ecuación de flujo para el yacimiento. El modelo del yacimiento consiste en la ecuación de flujo escrita en forma explícita, la cual, si bien tiene el inconveniente de requerir tamaños de paso temporal pequeños, su implementación en un código de computadora es muy fácil en comparación con otras metodologías basadas en esquemas implícitos. El modelo

matemático yacimiento-pozo se aplicó para estimar las presiones en el pozo, fondo de pozo, y en el yacimiento, en un problema de gas hidrocarburo. La simplicidad y versatilidad del simulador permitirá extender los casos de aplicación a escenarios más complejos de producción, y cuyas ventajas se tengan principalmente en la rápida implementación en códigos de computadoras.

Referencias

- Abou-Kassem, J.H., Farouq-Ali, S.M. & Rafiq-Islam, M. (2006): Petroleum reservoir simulation. A basic approach. (1ª ed.). – Gulf Publishing Company, Houston, USA.
- Colebrook, C.F. (1939): Turbulent flow in pipes with particular reference to the transition region between the smooth and rough pipe laws. – Journal of the Institution of Civil Engineers, **11**: 133-156.
- Lee, J. & Wattenbarger, R.A. 1996. Gas reservoir engineering. (1ª ed.). – SPE Textbook Series: **5**; Richardson, USA.
- Nikuradse, J. (1940): VDI Forschungsheft 361. – Pet. Eng., **11**: 164 p.
- Peaceman, D.W. (1983): Interpretation of wellblock pressures in numerical reservoir simulation with nonsquare gridblocks and anisotropic permeability. – SPE Journal, **23**: 531-534.

SIMULACIÓN NUMÉRICA DEL CÁLCULO DE LA TORTUOSIDAD EN LA ALFOMBRA DE SIERPINSKI

Christian Omar García-Muñoz¹, Carlos Gilberto Aguilar-Madera¹, Elsy Lizbeth Vázquez-Zarate¹
& Roberto Soto-Villalobos^{1,*}

¹ *Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra*

* roberto.sotovll@uanl.edu.mx

Resumen

La tortuosidad es un parámetro importante para la descripción del flujo de fluidos en medios porosos, y se ha demostrado que los medios porosos en la naturaleza tienen características fractales. La alfombra de Sierpinski es un fractal exactamente similar a sí mismo, que ha sido utilizado para simular medios porosos fractales. En el presente trabajo se ha diseñado un autómata celular para el cálculo de la tortuosidad de la alfombra de Sierpinski. Para este fractal se ha calculado la tortuosidad de forma analítica y se han realizado aproximaciones. El resultado de este diseño de autómata ha sido excelentes aproximaciones a los resultados analíticos. A partir de ello se calculan otras tortuosidades de fractales que no tienen hasta ahora, respuestas analíticas. El presente modelo puede tener potencial en el análisis de las propiedades de transporte en otros medios porosos.

Palabras claves

Alfombra de Sierpinski, Tortuosidad, Porosidad, Autómata Celular, Fractal

Abstract

Tortuosity is an important parameter for the description of fluid flow in porous media, and porous media in nature have been shown to have fractal characteristics. The Sierpinski carpet is a fractal exactly similar to itself, which has been used to simulate fractal porous media. In the present work, a cellular automaton has been designed to calculate the tortuosity of the Sierpinski carpet. For this fractal, the tortuosity has been calculated analytically and with other approximations. The result of this automaton design has been excellent approximations to the analytical results. From this, other fractal tortuosities are calculated that do not have, until now, analytical answers. The present model may have potential in the analysis of transport properties in other porous media.

Keywords

Sierpinski Carpet, Tortuosity, Porosity, Cellular Automata, Fractal

García-Muñoz, C.O., Aguilar-Madera, C.G., Vázquez-Zarate, E.L. & Soto-Villalobos, R. (2023): Simulación numérica del cálculo de la tortuosidad en la alfombra de Sierpinski. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9** (2023): 33-41.

Introducción

En particular, la porosidad y la permeabilidad son cantidades importantes en el estudio del agua subterránea e hidrocarburos porque proporcionan las propiedades mecánicas y de transporte de un medio poroso (Cihan et al., 2009; Xiao et al., 2012; Shou et al., 2014). Se utilizan diferentes parámetros para modelar y simular el flujo de fluidos en un medio poroso, como la tortuosidad (Freytang & Roque, 2013; Garza-López et al., 2000), el tamaño máximo de poro (Cai & Yu, 2010; Xiao et al., 2013), el área de superficie específica (Matyka et al., 2008) y la distribución del tamaño de poro (Perrier et al., 1996; Perfect & Kay, 1995; Shou et al., 2010), etc. El concepto de tortuosidad fue introducido por primera vez por Carman en 1937 (Carman, 1937) como un parámetro que describe la elongación promedio de las vías de flujo microscópico de fluidos (partículas) en medios porosos con respecto al flujo libre (Duda et al., 2011).

Se ha utilizado el modelo de Kozeny-Carman (KC) para expresar la relación entre la permeabilidad K y ϕ la porosidad, es decir.

$$K = \frac{\phi^3}{C_f \tau^2 (1-\phi)^2 S^2} \quad (1)$$

donde C_f es una constante relacionada con la forma del poro, S es el área específica del medio poroso, ϕ es la porosidad del medio poroso y τ es la tortuosidad. La tortuosidad del flujo en medios porosos generalmente se define como la relación entre la distancia real del flujo y la longitud del medio poroso, es decir:

$$\tau = \frac{L_e}{L} \quad (2)$$

donde L_e es la distancia real del flujo y L es la longitud del medio poroso. Se sabe que el camino tortuoso que sigue un material transportado es microscópicamente muy complicado. Por lo tanto, la tortuosidad del camino del flujo en medios porosos se determina convencionalmente en experimentos (Wyllie & Gregory, 1955; Comiti & Renaud, 1989).

En 1989, Comiti y Renaud (Comiti & Renaud, 1989) desarrollaron una relación entre la tortuosidad con la fracción vacía e y los parámetros geométricos de partículas empaquetada (a = longitud, e = espesor) en la forma:

$$\tau = 1 + 0.58 \exp\left(\frac{0.18a}{e}\right) \ln\left(\frac{1}{e}\right) \quad (3)$$

Koponen et al. (1997), propuso la siguiente expresión

$$\tau = 1 + 0.65 \frac{1-\phi}{(\phi-0.33)^{0.19}} \quad (4)$$

Sobre la base de un medio poroso artificial 2D compuesto por rectángulos de igual tamaño y superposición ilimitada

ubicados al azar, y porosidad ϕ . Los investigadores simularon el método de automatización celular de gas de red para el flujo de fluidos, centrándose en la estimación de la permeabilidad y la porosidad efectiva.

(Yu & Jian-Hua, 2004) desarrollaron una expresión analítica basada en los caminos geométricos formados alrededor de arreglos regulares de partículas cuadradas que representan los medios porosos. Los investigadores propusieron la siguiente ecuación:

$$\tau = \frac{1}{2} \left[1 + \frac{1}{2} \sqrt{1-\phi} + \frac{\sqrt{(\sqrt{1-\phi}-1)^2 + (1-\phi)/4}}{1-\sqrt{1-\phi}} \right] \quad (5)$$

En la literatura se ha reconocido una relación lineal entre tortuosidad y porosidad a través de diferentes técnicas. Para mencionar algunos ejemplos (Feraníc & Latief, 2013) desarrolló la siguiente ecuación:

$$\tau = 1 + p(1-\phi) \quad (6)$$

Donde $p = 0.716 \pm 0.013$ considerando alfombras de Sierpinski aleatorias hasta la cuarta iteración.

La alfombra de Sierpinski representa un modelo sintético para medios porosos fractales autosimilares. Varios investigadores han estudiado las propiedades de transporte para el flujo, la difusión y el calor en un modelo fractal de este tipo. De alguna manera, la tortuosidad está involucrada en la definición de propiedades de transporte asociadas como permeabilidad o difusión efectiva (Aguilar-Madera et al., 2021) y en la literatura se han derivado ecuaciones simples. Por ejemplo, (Li & Yu, 2011) encontró la expresión:

$$\tau_n = \left(\frac{19}{18}\right)^n \quad (7)$$

donde n se refiere a la generación (iteración) de partículas sólidas. La ecuación anterior se derivó del análisis de trayectorias simples alrededor de las partículas sólidas. De manera similar, para las alfombras de Sierpinski y las alfombras de Sierpinski modificadas con inclusiones circulares (Ebrahimi-Khabbazi et al., 2015) presentó una ecuación analítica para la tortuosidad, que es válida para las alfombras de Sierpinski de alta generación donde los métodos basados en mallas cuadradas se vuelven computacionalmente costosos. Para la alfombra de Sierpinski la ecuación propuesta es:

$$\tau_n = \frac{3}{2} - \frac{\phi_n}{2} \quad (8)$$

Mientras que la alfombra de Sierpinski con inclusiones circulares es:

$$\tau_n = \frac{4}{\pi} + \left(1 - \frac{4}{\pi}\right) \phi_n \quad (9)$$

Se han empleado otros métodos para determinar la tortuosidad en la alfombra de Sierpinski, entre estos se encuentran la solución numérica de problemas de flujo de fluidos. Suponiendo un flujo laminar newtoniano 2D, (Luo et al., 2014) derivó la ecuación:

$$\tau = 0.946 - 0.408 \ln \phi_n \quad (10)$$

En este caso la porosidad se calcula según la generación n de la siguiente manera

$$\phi_n = \left(\frac{8}{9}\right)^n \quad (11)$$

La tortuosidad es un parámetro importante para la descripción del flujo de fluidos en medios porosos, y se ha demostrado que los medios porosos en la naturaleza tienen características fractales (Luo et al., 2014). En teoría, los fractales pueden ser infinitamente auto similares, lo que significa que pueden contener una forma geométrica particular (cuadrado y círculo) en un rango infinito de escalas de longitud. Por lo tanto, pueden ser útiles para representar materiales porosos que contienen amplias distribuciones de tamaños de partículas en varias escalas de longitud. Como ejemplo, la n -ésima generación de un fractal puede representar poros medios que contienen granos de n tamaños distintos (Ebrahimi-Khabbazi et al., 2015).

En el presente trabajo se utiliza la alfombra de Sierpinski como representación de un medio poroso, para calcular la tortuosidad y simular a partir de autómatas celulares con diferentes condiciones que representen el flujo a través del medio poroso.

Metodología

Alfombra de Sierpinski

La alfombra de Sierpinski (Figura 1) es un fractal de uso común (Li & Yu, 2011; Feranie & Latief, 2013; Luo et al., 2014) con una larga historia de aplicación en medios porosos naturales (Garrison Jr. et al., 1992; Doughty & Karasaki, 2002). La alfombra de Sierpinski es una geometría determinista y matemáticamente elegante, por lo tanto, se resuelve comúnmente como un caso especial para proporcionar información sobre la tortuosidad en los medios porosos fractales. En consecuencia, el fractal puede actuar como un dominio de referencia apropiado para modelar el transporte en medios porosos que consisten en amplias distribuciones de tamaños de partículas (Doughty & Karasaki, 2002).

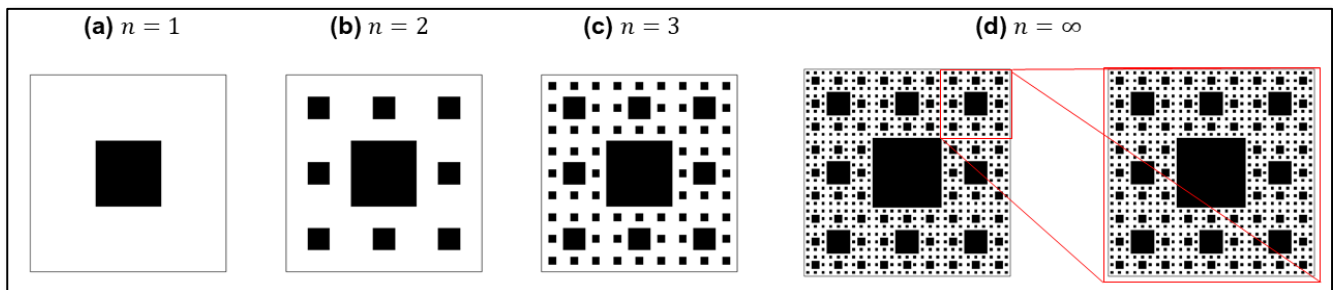


Figura 1: Iteraciones de la alfombra de Sierpinski: a) primera iteración $n=1$, b) segunda iteración $n=2$, c) tercera iteración $n=3$, d) cuarta iteración hasta el infinito, que presenta autosimilitud; la pieza aumentada en los extremos superiores es idénticamente similar al conjunto (modificado de Bazarin et al., 2021).

Autómata Celular

El concepto de autómata celular fue introducido por John Von Neumann en 1940 y posteriormente por John Horton Conway y Stephen Wolfram. Se define al autómata celular (AC) (Adamatzky, 2010) como un modelo matemático y computacional para un sistema dinámico que evoluciona en pasos discretos. Es adecuado para modelar sistemas naturales que puedan ser descritos como una colección masiva de objetos simples que interactúen localmente unos con otros.

Para este trabajo se diseñó 2 autómatas celulares, los cuales tienen diferentes condiciones, capacidad de movimiento de

moverse y simular el flujo a través del medio (Figura 2). A continuación, se muestra una lista de los posibles movimientos, donde se podrían mover los autómatas celulares.

1. $x = x_{\text{inicial}}$
 $y = y_{\text{inicial}} + \text{pasoy}$
2. $x = x_{\text{inicial}} + \text{pasox}$
 $y = y_{\text{inicial}}$
3. $x = x_{\text{inicial}}$
 $y = y_{\text{inicial}} - \text{pasoy}$

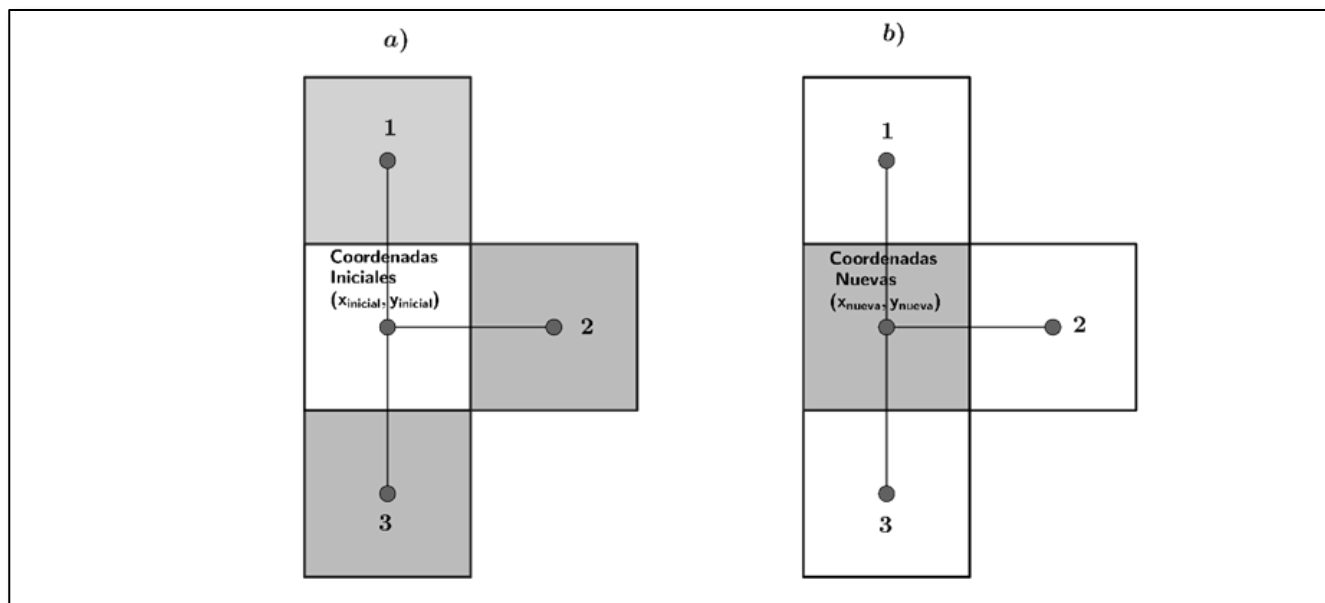


Figura 2: Posibles movimiento del autómata celular con coordenadas iniciales (x, y); b) Nuevas coordenadas del autómata celular según la casilla hacia donde se movió.

Random Walks

Las caminatas aleatorias (Pearson, 1905) se utilizan como una simulación numérica para entender el fenómeno del transporte en diferentes medios. Como se mencionó anteriormente, son cualquier proceso aleatorio donde la posición

de un objeto en el espacio y tiempo depende solo de su posición representado por un sistema de coordenadas en algún instante previo y alguna variable aleatoria que determina su subsecuente dirección, longitud y paso. Las caminatas aleatorias se generarán a partir de cada condición de los autómatas celulares propuestos anteriormente.

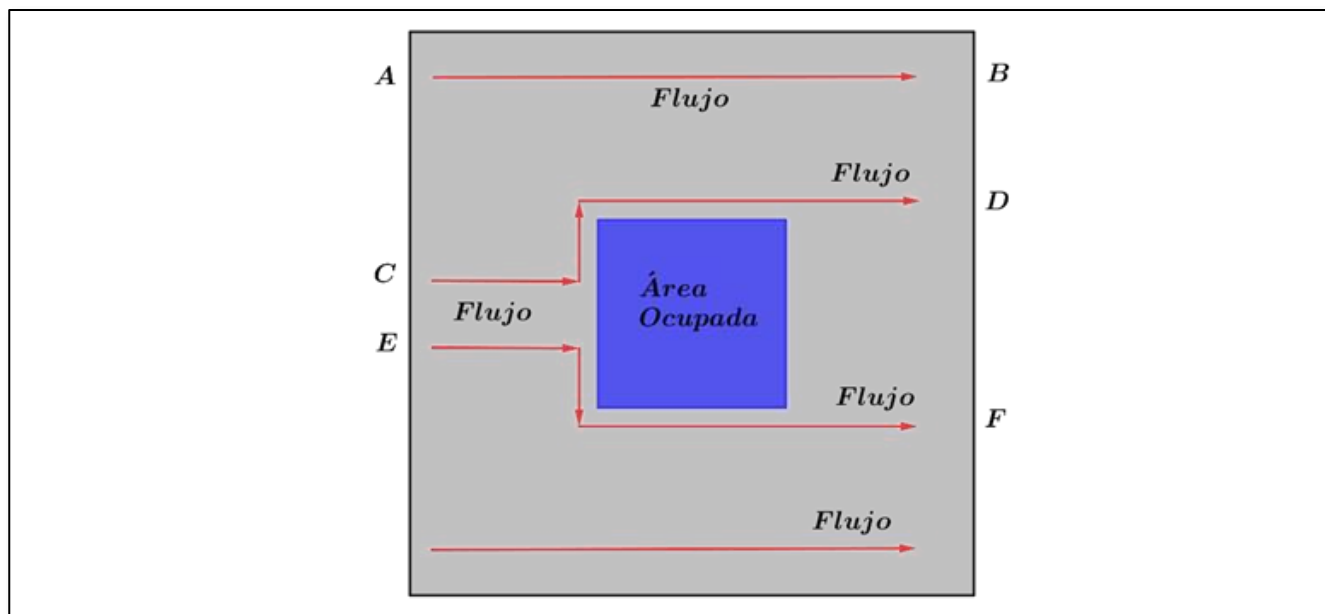


Figura 3: Representación del flujo a través de la alfombra de Sierpinski n=1 (modificado de Li & Yu, 2011).

Algoritmo 1: Suma de áreas.

```
1:   Input: P (vértices del polígono  $P_1, P_2, \dots, P_N$  y aristas  $l_1, l_2, \dots, l_N$ ) y q (punto)
2:   Output: Dentro (una variable que se establece en verdadero si q está dentro de P y falso en caso contrario)
3:   Calcular el área total T del polígono  $sum\_área = 0$ 
4:   for todas las aristas  $l_i$  del polígono do
5:       acumular el área del triángulo  $(P_i, P_{i+1}, q)$  a  $sum\_área$ 
6:       if  $sum\_área = T$  then
7:           Dentro=Verdadero
8:       else
9:           Dentro=Falso
10:      end if
11:  end for
```

A través de las caminatas aleatorias se calculará la tortuosidad (τ) usando el promedio de la distancia que recorrió a través de la alfombra de Sierpinski utilizado como medio poroso. Una ventaja sobre otros estudios experimentales es que

se puede simular millones de partículas, guardar sus trayectorias, lo que supone una disminución de trabajo y horas de experimentación en laboratorio (Briones-Carrillo, 2021).

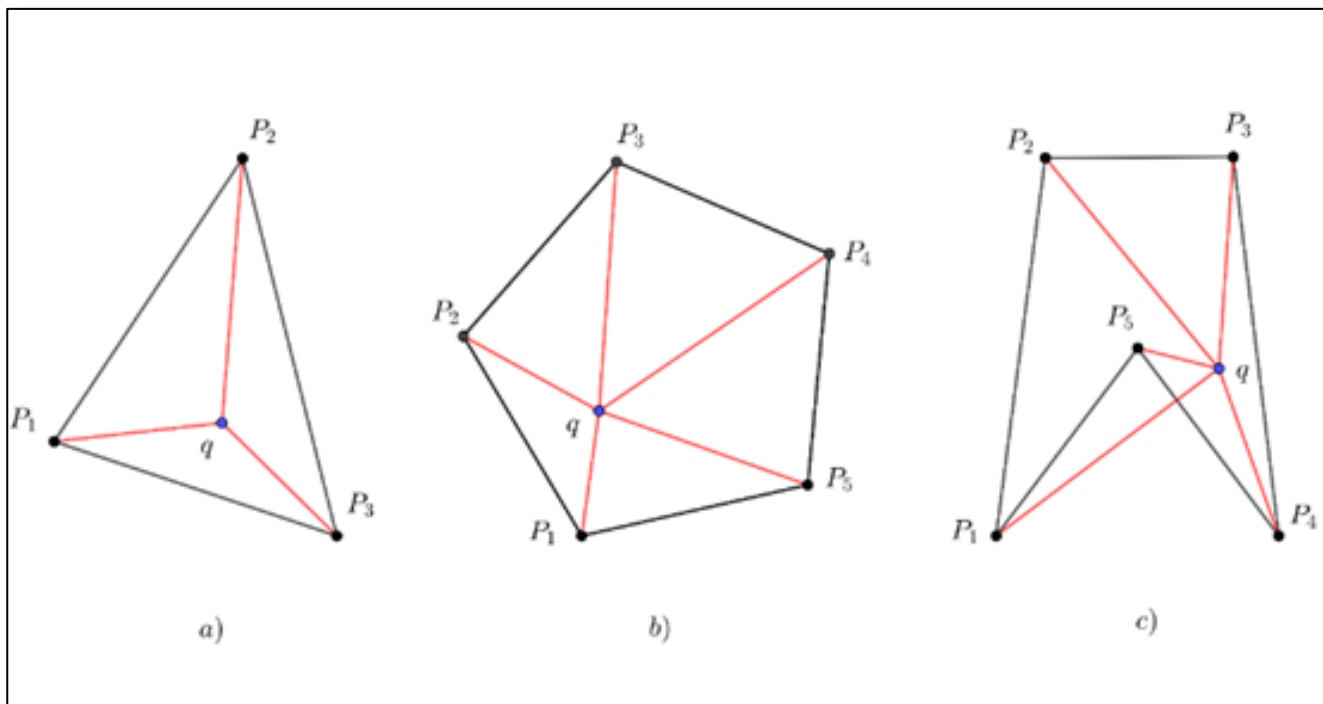


Figura 4: Método de suma de áreas (modificado de Huang & Shih (1997)).

Simulación de flujo a través de la alfombra de Sierpinski

Como se mencionó anteriormente, la alfombra de Sierpinski es un fractal de uso común, ya que actúa como un medio poroso. Teniendo en cuenta que la alfombra de Sierpinski representa un

medio poroso nos hace pensar que los cuadros en color negro (Figura 1) representan el área ocupada y los poros representarían el resto del área. La generación de las caminatas aleatorias dentro de la alfombra de Sierpinski, no respetaría el área ocupada por los cuadrados dependiendo de la iteración. Sin embargo, la idea de cada camino aleatorio es el respetar el área ocupada, esto se puede mostrar en la Figura 3.

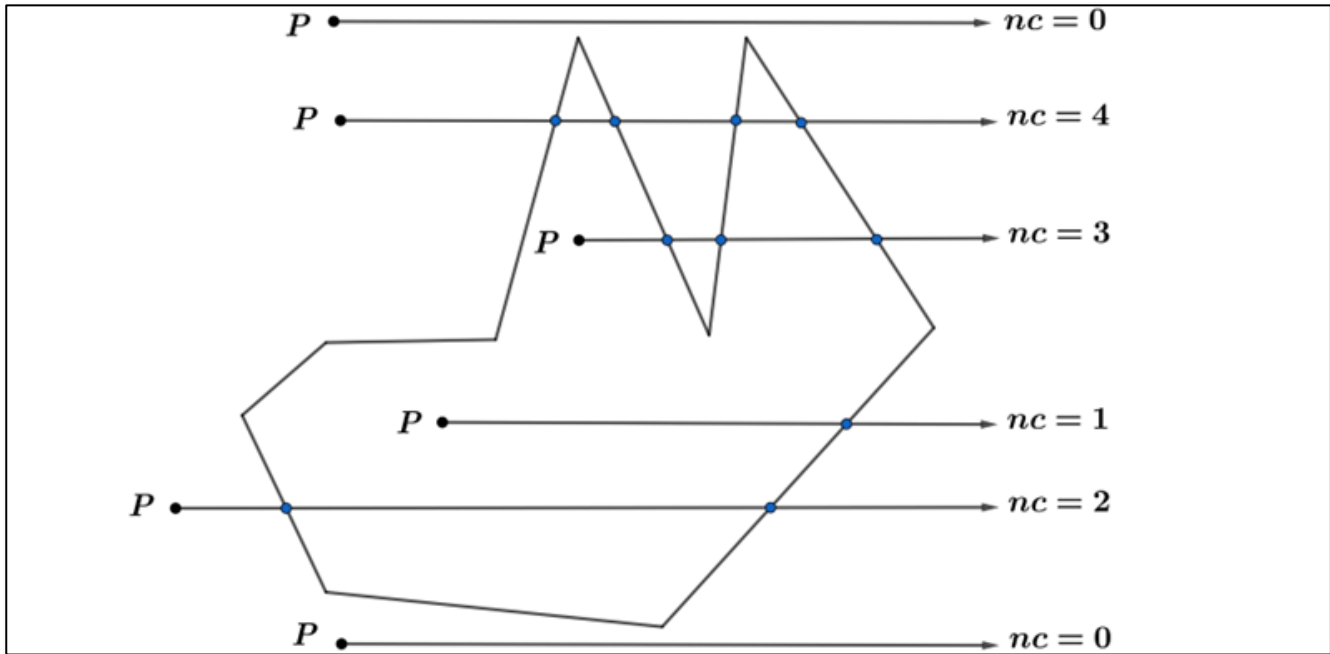


Figura 5: Puntos P que están dentro y fuera del polígono, donde se intersecta con los bordes contabilizando el número de cruces (modificado de Sunday, 2021).

Punto dentro de polígonos

tomar decisiones que modifiquen la trayectoria, de tal manera que sigan fluyendo a través de los poros y respeten el área ocupada. Nordbeck & Rystedt (1967) y (Huang & Shih, 1997) propusieron algoritmos para saber si un punto está dentro de un polígono o se encuentra afuera. En este trabajo se utilizaron dos algoritmos: suma de áreas y número de intersecciones en los lados del polígono. El algoritmo suma de áreas establece que si el punto q está dentro del polígono P, luego conectando q con cada nodo de P subdividirá P en varios triángulos, y la suma del área de estos triángulos es equivalente al área del polígono P (ver Figura 4).

El algoritmo número de cruzado cuenta el número de veces que un rayo que parte de un punto P cruza el borde del límite de un polígono. Si este número es par, entonces el punto está afuera; de lo contrario, cuando el número de cruce es impar, el punto está dentro (Sunday, 2021; Figura 5).

En particular, los casos especiales en los que el rayo pasa por un vértice deben manejarse adecuadamente. El número de cruzado selecciona un rayo horizontal que se extiende a la derecha de P y paralelo al eje x positivo. Usando este rayo específico, es fácil calcular la intersección de un borde de polígono con él. Es aún más fácil determinar cuándo no es posible tal intersección. Para calcular el total de cruces, nc, el algoritmo simplemente recorre todos los bordes del polígono, prueba cada cruce e incrementa nc cuando ocurre uno. Adicionalmente, la prueba de cruce debe manejar los casos especiales y puntos en un borde. A continuación se muestran las reglas de cruzado (Sunday, 2021):

1. Un borde ascendente incluye su extremo inicial y excluye su extremo final.
2. Un borde descendente excluye su extremo inicial e incluye su extremo final.
3. Se excluyen los bordes horizontales.
4. El punto de intersección borde-rayo debe estar estrictamente a la derecha del punto P

Algoritmo 2 Número de cruzado.

1:	Input: P (vértices del polígono P_1, P_2, \dots, P_N) y $q = (x_0, y_0)$ (punto)
2:	Output: dentrofuera=0, es par(Fuera); dentrofuera=1, es impar(Dentro)
3:	$c \leftarrow 0$
4:	for i in 1:(length(P_N)-1) do
5:	if ((($P_y[i] \leq y_0$ && ($P_y[i+1] > y_0$)) (($P_y[i] > y_0$ && ($P_y[i+1] \leq y_0$)))) then
6:	$vt \leftarrow (y_0 - P_y[i]) / (P_y[i+1] - P_y[i])$
7:	$x_{intersect} \leftarrow P_x[i] + vt * (P_x[i+1] - P_x[i])$
8:	end if
9:	if ($x_0 < x_{intersect}$) then
10:	$c \leftarrow c + 1$
11:	end if
12:	if c=número par then
13:	dentrofuera $\leftarrow 0$
14:	else
15:	dentrofuera $\leftarrow 1$
16:	end if
17:	end for

Simulación numérica

Para la simulación numérica y el cálculo de la tortuosidad (τ) en la alfombra de Sierpinski se toma en cuenta la decisión de los caminos aleatorios a medida que van fluyendo a través de los poros en dos posibles decisiones. La primera es que, en cuanto se tope con un área ocupada como lo es los cuadrados, elija de manera aleatoria hacia arriba o hacia abajo seguir la trayectoria, le llamaremos célula 1 (ver Figura 6). La segunda es que, los caminos que se estarán generando en la frontera serán capaces de elegir la trayectoria del flujo. En este caso si el camino del autómata celular empieza en < 0.5 el trayecto se iría por debajo, mientras que si es ≥ 0.5 el trayecto se iría por encima, le llamaremos célula 2 (ver Figura 7).

Conclusiones

Con base a la metodología presentada en este documento, es posible obtener una aproximación comparable a los resultados teóricos de la tortuosidad en el fractal de Sierpinski, para cada generación.

El diseño de este autómata permitirá calcular la tortuosidad de otras propuestas ya sean fractales o no, en los cuales no se ha calculado de forma analítica.

De los algoritmos propuestos, el algoritmo 2 tiene un mejor desempeño computacionalmente, por su simplicidad en su programación y el tiempo de cómputo es menor. Este algoritmo puede tener mejoras es su desempeño en tiempo computacional.

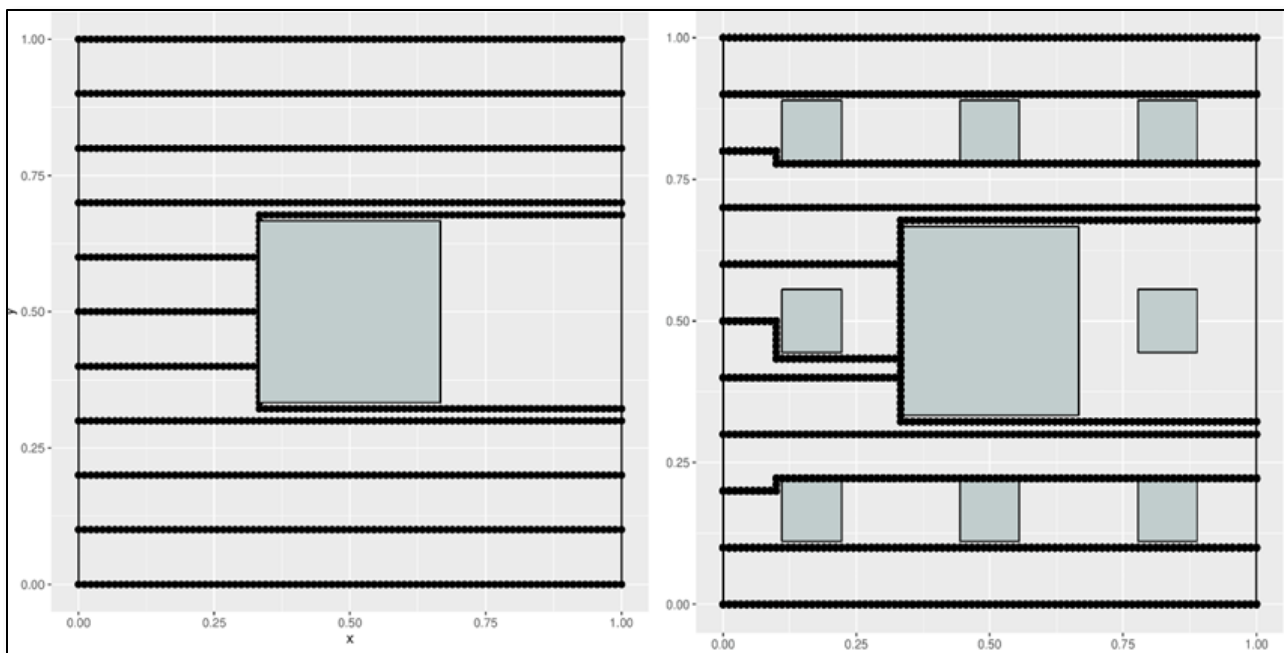


Figura 6: Comportamiento de trayectorias de autómatas celulares 1 para la alfombra de Sierpinski generación $n=1$ y $n=2$.

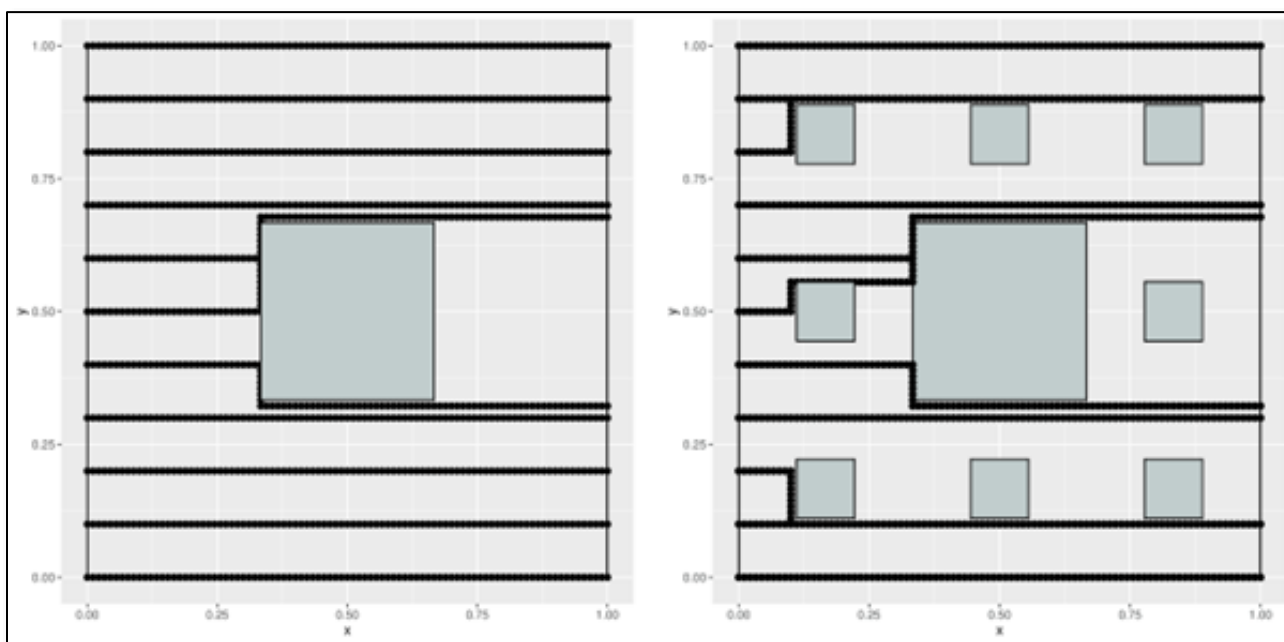


Figura 7: Comportamiento de trayectorias de autómatas celulares 2 para la alfombra de Sierpinski generación $n=1$ y $n=2$.

Referencias

Adamatzky, A. (2010): Game of life cellular automata. – 579 p.; Dordrecht Heidelberg New York, London (Springer).
<https://doi.org/10.1007/978-1-84996-217-9>.

Aguilar-Madera, C., Herrera-Hernández, E., Espinosa-Paredes, G. & Briones-Carrillo, J. (2021): On the effective diffusion in the Sierpinski carpet. – Computational Geosciences, **25**: 467-473.

- Bazarin, R.L., De Lai, F.C., Naaktgeboren, C. & Junqueira, S.L. (2021): Boundary effects on the tortuosity and permeability of idealized porous media. – *Transport in Porous Media*, **136(3)**: 743-764.
- Briones-Carrillo, J.A. (2021): Estimación de parámetros petrofísicos en rocas clásticas utilizando métodos heurísticos. – Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL; Linares, N.L.
- Cai, J. & Yu, B. (2010): Prediction of maximum pore size of porous media based on fractal geometry. – *Fractals*, **18**: 417-423.
- Carman, P.C. (1937): Fluid flow through granular beds. – *Trans. Inst. Chem. Eng.*, **15**: 150-166.
- Cihan, A., Sukop, M.C, Tyner, J.S., Perfect, E. & Huang, H. (2009): Analytical predictions and lattice Boltzman simulations of intrinsic permeability for mass fractal porous media. – *Vadose Zone Journal*, **8**: 187-196.
- Comiti, J. & Renaud, M. (1989): A new model for determining mean structure parameters of fixed beds from pressure drop measurements: application to beds packed with parallelepipedal particles. – *Chemical Engineering Science*, **44**: 1539-1545.
- Doughty, C. & Karasaki, K. (2002): Flow and transport in hierarchically fractured rock. – *Journal of Hydrology*, **263**: 1-22.
- Duda, A., Koza, Z. & Matyka, M. (2011): Hydraulic tortuosity in arbitrary porous media flow. – *Physical Review*, **E (84)**: 036319.
- Ebrahimi-Khabbazi, A., Hinebaugh, J. & Bazylak, A. (2015): Analytical tortuosity-porosity correlations for sierpinski carpet fractal geometries. – *Chaos, Solitons and Fractals*, **78**: 124-133.
- Feranie, S. & Latief, F.D. (2013): Tortuosity-porosity relationship in two-dimensional fractal model of porous media. – *Fractals*, **21**: 1350013.
- Freytang, I. & Roque, W.L. (2013): Influence of granular packing on porosity and tortuosity. – *Physical Review*, **E (88)**: 023011.
- Garrison Jr., J.R., Pearn, W.C. & von Rosenberg, D. (1992): The fractal menger sponge and Sierpinski carpet as models for reservoir rock/pore systems: I.; theory and image analysis of Sierpinski carpets. – *In situ*, **16(4)**; United States.
- Garza-López, R.A., Naya, L. & Kozak, J.J. (2000): Tortuosity factor for permeant flow through a fractal solid. – *The Journal of Chemical Physics*, **112**: 9956-9960.
- Huang, C.W. & Shih, T.Y. (1997): On the complexity of point-in-polygon algorithms. – *Computers & Geosciences*, **23**: 109-118.
- Koponen, A., Kataja, M. & Timonen, J. (1997): Permeability and effective porosity of porous media. – *Phys. Rev.*, **E(56)**: 3319-3325.
- Li, J.H. & Yu, B.M. (2011): Tortuosity of flow paths through a sierpinski carpet. – *Chinese Physics Letters*, **28**: 034701.
- Luo, L., Yu, B., Cai, J. & Zeng, X. (2014): Numerical simulation of tortuosity for fluid flow in two-dimensional pore fractal models of porous media. – *Fractals*, **22**: 1450015.
- Matyka, M., Khalili, A. & Koza, Z. (2008): Tortuosity-porosity relation in porous media flow. – *Physical Review*, **E(78)**: 026306.
- Nordbeck, S. & Rystedt, B. (1967): Computer cartography point-in-polygon programs. – *BIT Numerical Mathematics*, **7**: 39-64.
- Pearson, K. (1905): The problem of the random walk. – *Nature*, **72**: 294-294.
- Perfect, E. & Kay, B. (1995): Applications of fractals in soil and tillage research: a review. – *Soil and Tillage Research*, **36**: 1-20.
- Perrier, E., Rieu, M., Sposito, G. & de Marsily, G. (1996): Models of the water retention curve for soils with a fractal pore size distribution. – *Water Resources Research*, **32**: 3025-3031.
- Shou, D., Fan, J. & Ding, F. (2010): A difference-fractal model for the permeability of fibrous porous media” . – *Physics Letters A*, **374**: 1201-1204.
- Shou, D., Fan, J., Mei, M. & Ding, F. (2014): An analytical model for gas diffusion through nanoscale and microscale fibrous media. – *Microfluidics and nanofluidics*, **16**: 381-389.
- Sunday, D. (2021): *Practical Geometry Algorithms with C++ Code*. – s.l.: Daniel Sunday.
- Von Neumann, J. (1951): *The general and logical theory of automata*. – ed. s.l.:s.n.
- Wyllie, M. & Gregory, A. (1955): Fluid flow through unconsolidated porous aggregates. – *Industrial & Engineering Chemistry*, **47**: 1379-1388.
- Xiao, B., Fan, J. & Ding, F. (2012): Prediction of relative permeability of unsaturated porous media based on fractal theory and monte carlo simulation. – *Energy & Fuels*, **26**: 6971-6978.
- Xiao, B., Yang, Y. & Chen, L. (2013): Developing a novel form of thermal conductivity of nanofluids with brownian motion effect by means of fractal geometry. – *Powder Technology*, **239**: 409-414.
- Yu, B., Jian-Hua, L. (2004): A geometry model for tortuosity of flow path in porous media. – *Chinese Physics Letters*, **21**: 1569.

AZIMUTHAL INVERSION OF 4D SEISMIC DATA FOR FRACTURE CHARACTERIZATION OF A SHALE GAS RESERVOIR

Pedro Alejandro Garza-Juárez^{1,*}, Mrinal K. Sen² & Thomas Hess²

¹ *Pemex E&P, Subdirección Técnica de Exploración y Producción, Tampico, México*

² *Institute for Geophysics and Department of Geological Sciences, Jackson School of Geosciences, University of Texas at Austin, Austin, Tx., United States*

pedroagarzaj@gmail.com

Resumen

Las metodologías de variación de amplitud con desplazamiento y azimut (AVAz) son útiles para calcular parámetros de la roca relacionados con las fracturas. En este trabajo, utilizamos dos metodologías para obtener resultados a partir de datos sísmicos dirigidos a la formación Barnett: El método de Rüger y el método de descomposición de coeficientes de Fourier. El método de Rüger utiliza una versión linealizada del coeficiente de reflexión completo para medios horizontales de isotropía transversal. Mientras tanto, la descomposición de los coeficientes de Fourier utiliza el hecho de que la reflectividad de la onda P puede describirse mediante una serie de Fourier y los componentes de la serie pueden vincularse a diferentes propiedades relacionadas con los parámetros de fractura. Además, el cálculo de pesos para resolver el problema inverso en ambas metodologías se realiza mediante mínimos cuadrados ponderados iterativos y el método de Cauchy-Gauss. Utilizando datos sísmicos time-lapse de un yacimiento de gas en el Barnett shale, se calcula la variación de la respuesta AVAz antes y después del tratamiento de fracturación hidráulica y de la producción de hidrocarburos de la zona de interés. Los resultados muestran cómo cambia la respuesta sísmica con estos procesos y la respuesta puede interpretarse en términos de atributos de fractura. Para estimar la orientación de las fracturas se utilizan indicadores indirectos de la densidad de fractura, como el gradiente anisótropo y el 2° coeficiente de Fourier, junto con el azimut de fractura. La información sobre la tensión regional se utiliza para restringir las estimaciones de la orientación de las fracturas en ausencia de otros datos. La orientación principal de las fracturas en la zona obtenida a partir de la inversión es NE-SW.

Palabras clave

Inversión azimutal 4D, fractura, yacimiento de lutita, Barnett shale

Abstract

Amplitude variation with offset and azimuth (AVAz) methodologies are useful to calculate parameters of the rock related to fractures. In this work, we used two methodologies to obtain results from seismic data targeting the Barnett formation: Rüger's method and the Fourier coefficients decomposition method. Rüger's method uses a linearized version of the full reflection coefficient for horizontal transverse isotropy media. Meanwhile the Fourier coefficients decomposition utilize the fact that P-wave reflectivity can be described by a Fourier series and the components of the series can be linked to different properties related to fracture parameters. Additionally, the calculation of weights to solve the inverse problem in both methodologies is done by performing

Garza-Juárez, P.A., Sen, M.K. & Hess, T. (2023): Azimuthal inversion of 4D seismic data for fracture characterization of a shale gas reservoir. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 43-53.

iterative reweighted least squares and the Cauchy-Gauss method. Using time-lapse seismic data from a gas field in the Barnett shale, we compute the variation of the AVAz response before and after the hydraulic fracturing treatment and hydrocarbon production from the area of interest. The results show how the seismic response changes with these processes and the response can be interpreted in terms of fracture attributes. Fracture density proxies such as the anisotropic gradient and the 2nd Fourier coefficient are used with fracture azimuth to estimate fracture orientation. Regional stress information is used to constrain the estimates of fracture orientation in the absence of other data. The main orientation of fractures in the area obtained from inversion is NE-SW.

Keywords

4D azimuthal inversion, fracture, shale reservoir, Barnett shale

Background

The Barnett shale is located in the Bend arch-Fort Worth basin in the north-central Texas area. It is a geologic formation

of Mississippian age and Paleozoic era that was deposited in deepwater settings. It is an organic-rich mudrock, thermally mature and hydrocarbon producing formation, which places it as the main source rock in the area.

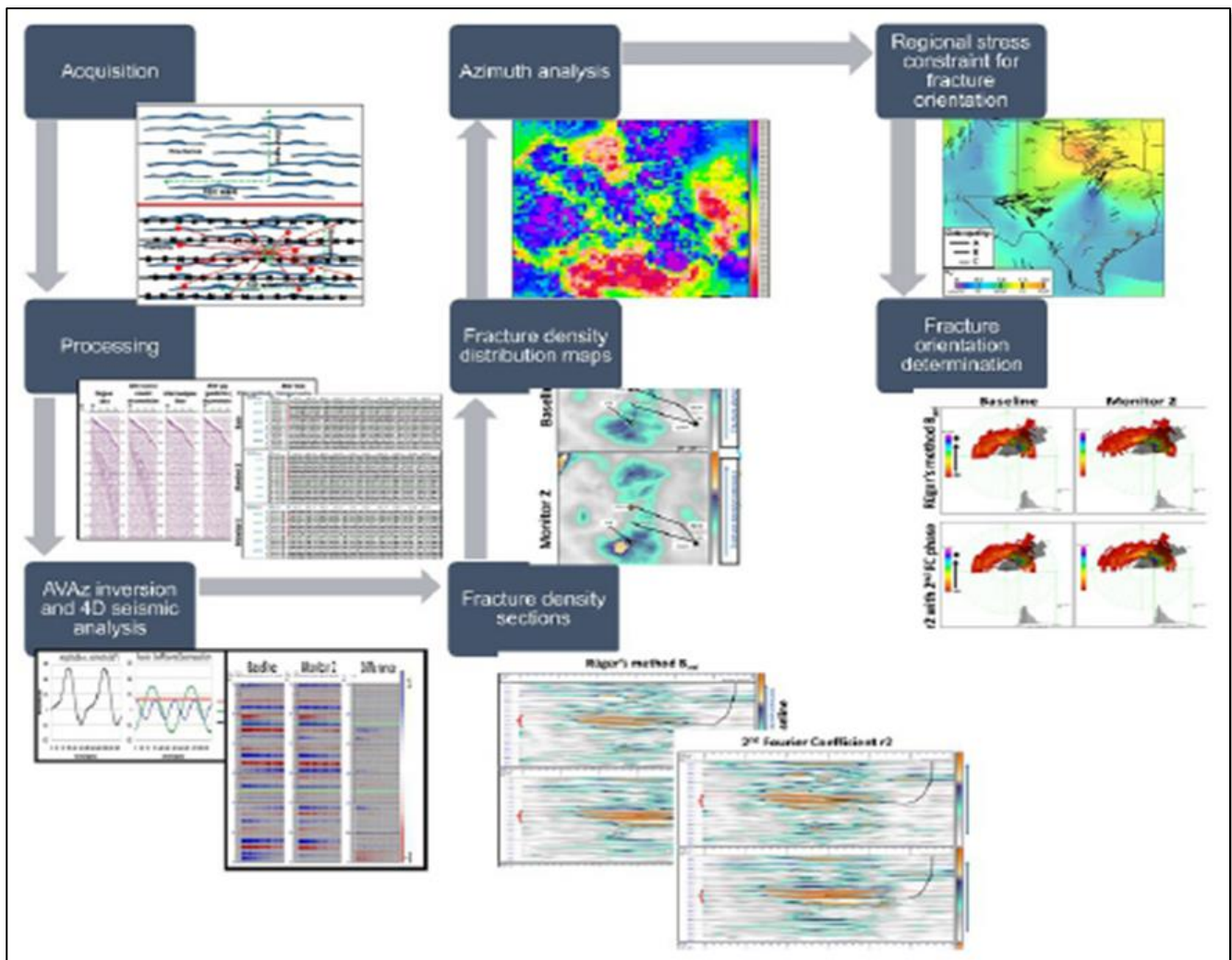


Figure 1: Summarized workflow of the AVAz inversion. Collage of images from Garza-Juarez (2018), Delbecq et al. (2013), and Lund (2020).

The Barnett shale has lower clay content than other shales, down to less than 40% in the best zones. Along with the low clay content, a high presence of quartz makes the Barnett as good a reservoir as a source rock. The quartz present within the Barnett comes mainly from the diagenesis that affected radiolarians and sponges' spicules present in the rock (Abouelresh & Slatt, 2012; Bowker, 2003; Loucks & Ruppel, 2007). The combination of high quartz and low clay content increases the brittleness of the rock, which in turn creates better conditions for hydrocarbon production when hydraulically stimulated by increasing the fracture network and the rock's permeability.

Workflow

The workflow (Figure 1) summary consisted of the following steps:

Data acquisition must be specific for anisotropic and time-lapse analysis. Surveys need to have the same parameters to increase repeatability and reduce differences in the seismic response between surveys. Additionally, these surveys must be wide or full azimuth to perform AVAz inversion.

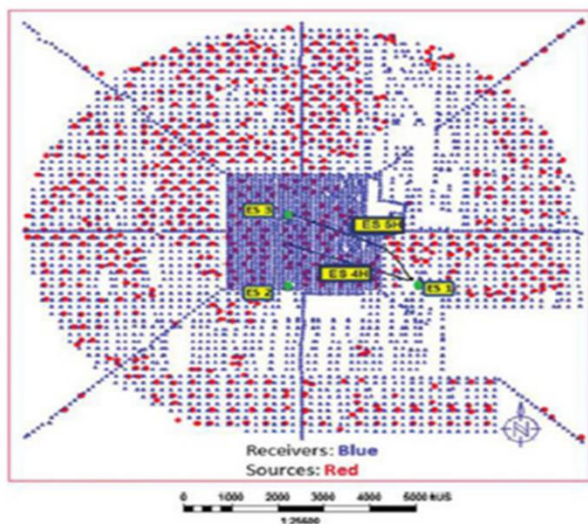


Figure 2: Acquisition layout of seismic surveys and well locations. Red points are sources while blue triangles are receivers. Vertical wells are shown as green points while horizontal wells are shown as black lines. The abbreviated name of the wells is shown in a yellow rectangle (from Roy et al., 2014).

Processors must make sure offset, azimuths and amplitudes are well preserved with no loss of useful information while also removing multiples and noise and ensuring repeatability between surveys. If the base survey is legacy, or one of the surveys was acquired with different parameters, the processor must perform the necessary techniques to make it as similar as possible to the other surveys.

The seismic interpreter must choose the algorithms to use in the inversion and time-lapse analysis, as well as all other parameters, depending on the objective of the study.

After the AVAz inversion is done, the results can be seen in sections along the whole survey to determine how the reservoir was affected by production or any other process (such as hydraulic fracturing, as in this work). This also helps establish the window of interest to extract maps of fracture properties.

The maps of fracture density will show an average distribution of this parameter obtained from the AVAz inversion and can be correlated with the geologic interpretation of the area to determine if fracture density followed a particular geologic feature such as previously known fractured zones, facies changes, fault zones, etc.

The azimuth volumes obtained by the AVAz inversion are then used as an input to determine fracture orientation.

Because the inversion has nonunique results, one can use the information on the orientation of regional stresses to constrain the results to more realistic values.

Finally, fracture density and orientation can be displayed in rose diagrams in a very useful manner where the fracture density is distributed by both azimuth and offset.

Data overview

The data used in the original experiment included four seismic surveys (three monitors and a baseline survey). Monitor 1 was acquired right after hydraulic stimulation of a horizontal well, monitor 2 was acquired two weeks after, and monitor 3 approximately 3 months after hydrocarbon production. However, due to malfunction of the instrumentation during the first monitor acquisition, in this work only three seismic surveys were used. All data were provided by ConocoPhillips. The geometry of acquisition is shown in Figure 2, and it was the same for all the surveys to increase repeatability. Additional information on the acquisition can be found in Roy et al. (2014). The reason behind the experiment of the acquisition of these surveys was to test if the multistage hydraulic stimulation of two horizontal wells in the field could cause a change in velocity and be detected by the geophones (Roy et al., 2014). The foundation of this work is the assumption that alterations in velocity will lead to substantial modifications in seismic response, thereby allowing for the estimation of variations in fracture parameters, especially fracture density and fracture azimuth.

The seismic data provided for this work were unmigrated gathers, and no records were given specifying what processing steps had been applied to them; however, some apparent processing had been initially applied. The present offset range in the gathers was from 0 to 6999 ft, which allowed that the target zone was well represented in the range from 0 to 30 degrees

when the gathers were converted from the offset to the incident angle domain. Finally, some well information such as the path of the horizontal well Earnest Stocker 4H along with the tops of

some geological formations was made available. The precise geographic location of the data is confidential and has not been disclosed in this work.

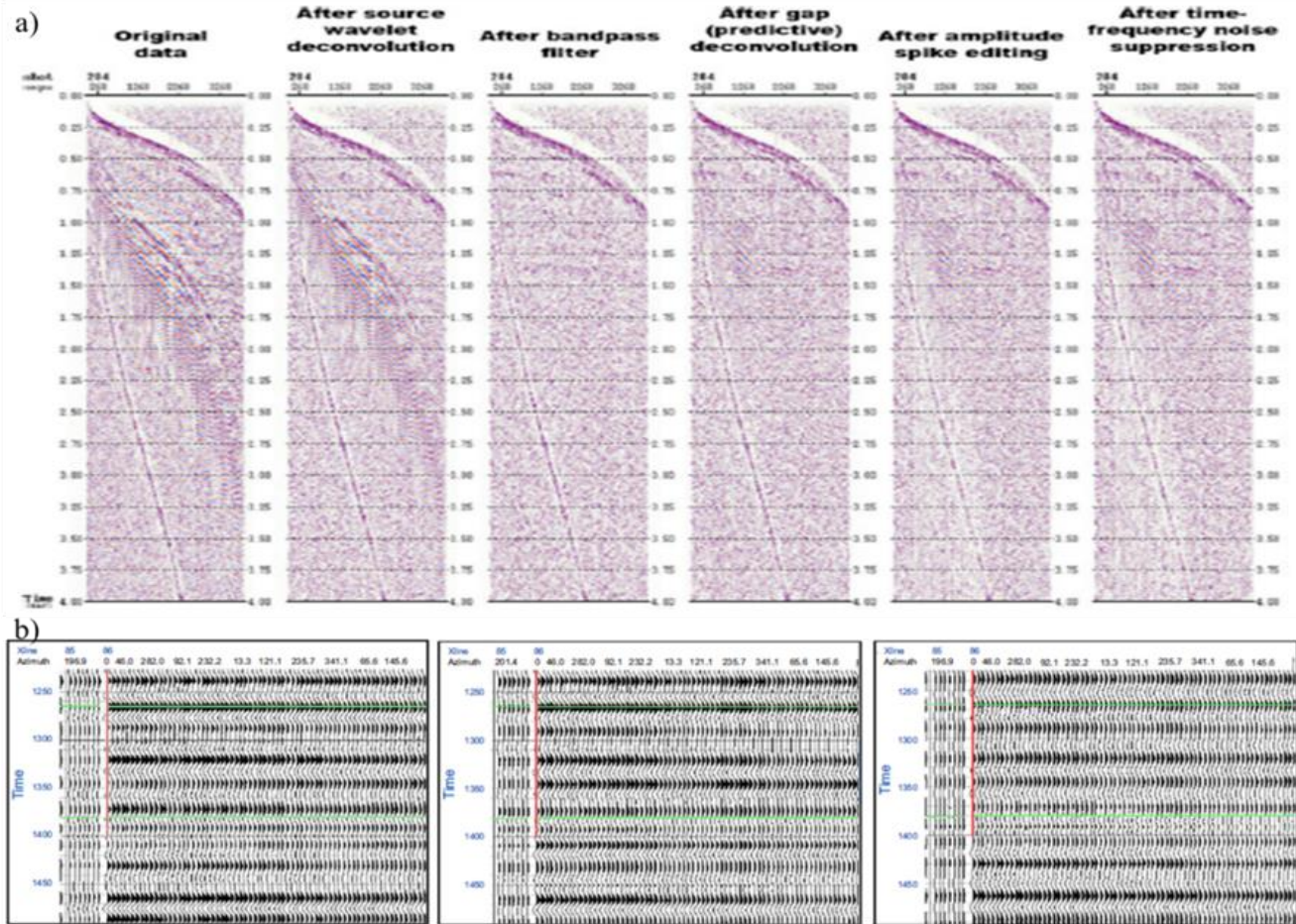


Figure 3: a) Processing results examples as shot gathers for each processing step performed in the shot domain in Echos for one of the surveys. b) Results of the gather conditioning performed in HampsonRussell for Inline 45 in all surveys after migration. The horizontal well Earnest Stocker 4H is shown in red. Horizons for the top of the Upper Barnett and the top of the Lower Barnett are shown in green (from Garza-Juarez, 2018).

The seismic data provided for this work were unmigrated gathers, and no records were given specifying what processing steps had been applied to them; however, some apparent processing had been initially applied. The present offset range in the gathers was from 0 to 6999 ft, which allowed that the target zone was well represented in the range from 0 to 30 degrees when the gathers were converted from the offset to the incident angle domain. Finally, some well information such as the path of the horizontal well Earnest Stocker 4H along with the tops of some geological formations was made available. The precise geographic location of the data is confidential and has not been disclosed in this work.

All seismic surveys have 119 inlines and 120 crosslines. The spacing between each inline and crossline is 100 ft. Their orientation is approximately north-south and east-west,

respectively. However, to reduce the acquisition effects at the edge of the survey, focus on the area of interest, and reduce computational time, the data were cut into 72 inlines and 70 crosslines, starting at inline and crossline 30 up to inline and crossline 90. Taking this into account, a specific processing flow was created to reduce the noise present in the data, maintain amplitude values, and help improve the signal. The processing workflow that was designed for this work was also created to make sure correct offset and azimuth distribution, repeatability between surveys and amplitude preservation, the results of processing can be seen in Figure 3. More information on the processing performed to the data can be found in Garza-Juarez et al. (2023). Theory

AVAz analysis is supported by some assumptions about the rock and the anisotropy it presents, such as that a) the contrast in

elastic parameters, P and S waves velocities, and density are small between the reservoir and the surrounding rock, b) the rock has weak seismic anisotropy (Thomsen, 1986), c) reservoir behaves like an HTI medium, containing a single set of aligned,

vertical, penny-shaped cracks, d) seismic wave strikes the reservoir at small incidence angles, and e) azimuth of the seismic wave at the reflection point is the same as the shot-receiver azimuth (Gray, 2008).

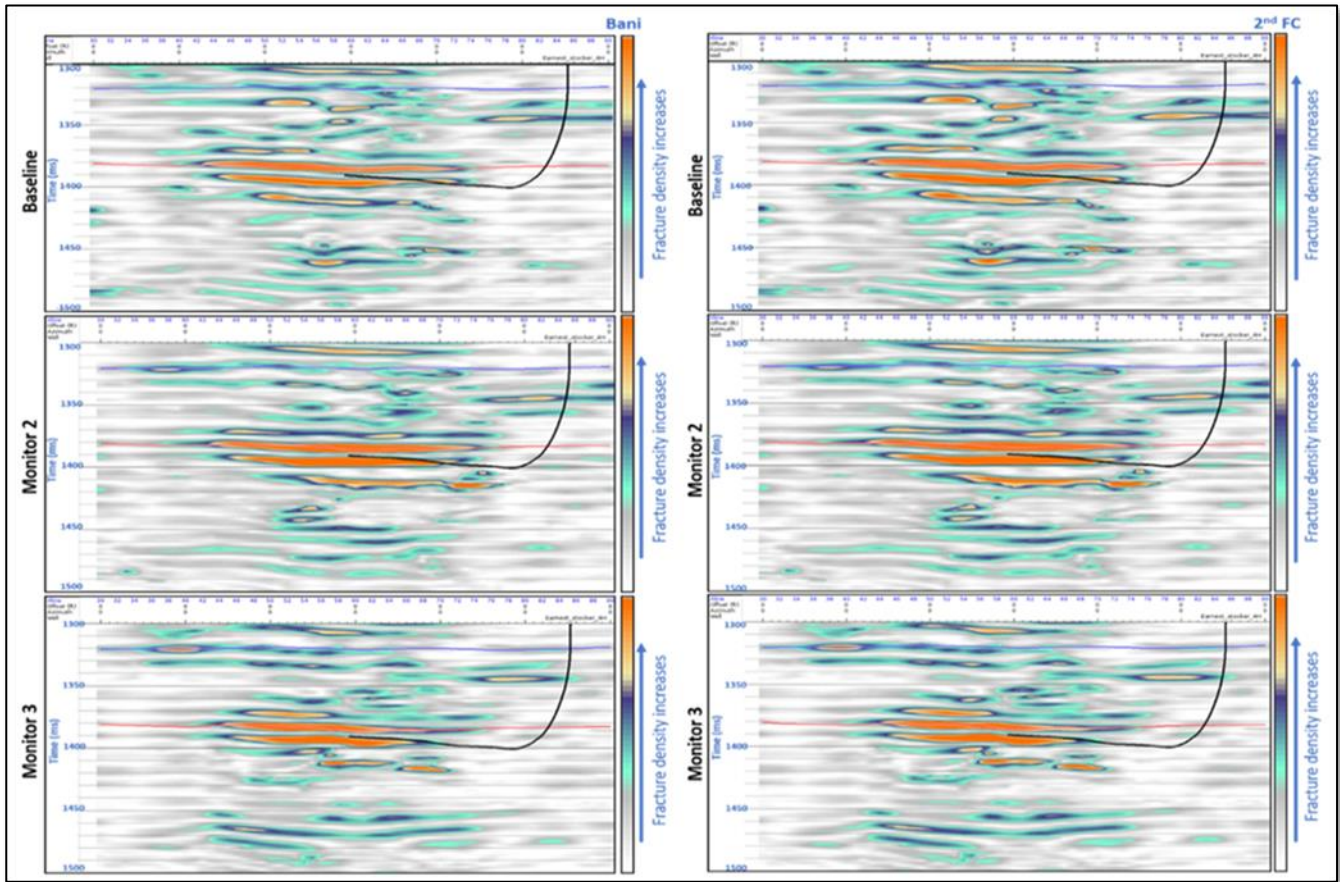


Figure 4: Seismic attribute sections showing the anisotropic gradient (Bani)(left) from Rüger’s method, and the 2nd Fourier coefficient r_2 (right), proxies for fracture density. From top to bottom: Baseline, monitor 2, and monitor 3. Earnest Stocker 4H well trajectory is shown in black. The top of the target zone is shown as a red horizon. Warm colors indicate higher relative fracture density while cold colors indicate lower relative fracture density (from Garza-Juarez, 2018).

In practice, the AVAz method seems to work when the fractures cause seismic anisotropy and there is a single fracture set, meaning that there is a single set of aligned fractures within one seismic superbin, or there are multiple fracture sets under influence of a stress field where the maximum horizontal stress is significantly greater than the minimum horizontal stress. These fractures are assumed to be near vertical and connected (Gray, 2008). There are two main techniques used for fracture parameter estimation under these assumptions: the first one uses a near-offset approximation of the Rüger equation, and the second one is a Fourier Coefficients decomposition. For the AVAz inversion, the Iterative Reweighted Least Squares method (IRLS) was used. One of the goals of the AVAz process is to calculate fracture density and orientation. It has been proven that open fractures, filled with fluid or gas, are identifiable through

seismic data using the AVAz analysis (Gray et al., 1999; Gray et al., 2002).

AVAz method theory is based on the interface between an isotropic and an anisotropic layer, and it employs the differences in amplitudes of the long shot-receiver offsets P-wave seismic data (Gray et al., 2003). In the case of vertically transverse isotropic (VTI) media, the seismic response is a function of the angle θ alone (Downton & Roure, 2015). However, for the interface between two horizontally transverse isotropic (HTI) media, seismic response is a function of both incident angle θ and azimuth angle ϕ (Rüger, 1998).

The reflectivity of the P-wave at an interface between two HTI media that have the same symmetry axis ϕ_{sym} can be expressed in a linearized version (Rüger & Tsvankin, 1997; Rüger, 1998; Rüger, 2002)

$$R(\phi, \theta) = \frac{\Delta Z}{2Z} + \frac{1}{2} \left(\left[\frac{\Delta V_P}{\bar{V}_P} - \left(2 \frac{\bar{V}_S}{\bar{V}_P} \right)^2 \frac{\Delta G}{G} \right] + \left[\Delta \delta^{(v)} + 8 \left(\frac{\bar{V}_S}{\bar{V}_P} \right)^2 \Delta \gamma^{(v)} \right] \cos^2(\phi - \phi_{sym}) \right) \sin^2 \theta + \left(\frac{\Delta V_P}{2\bar{V}_P} + \frac{1}{2} \left(\frac{\Delta \varepsilon^{(v)} \sin^2(\phi - \phi_{sym})}{\Delta \delta^{(v)} \cos^2(\phi - \phi_{sym})} \right) \right) \sin^2(\phi - \phi_{sym}) \sin^2 \theta \tan^2 \theta. \quad (1)$$

Where Z is the vertical P-wave impedance, G is the shear modulus and the superscript v on the Thomsen parameters indicate a vertical axis reference instead than the symmetry axis. This equation can be written in terms of the fracture weaknesses parameters, and so, the near-offset approximation is

$$R(\phi, \theta) = A + \left(B_{iso} + B_{ani} \cos^2(\phi - \phi_{sym}) \right) \sin^2 \theta. \quad (2)$$

This approximation can be used to gather information about the parameters from the AVAz data.

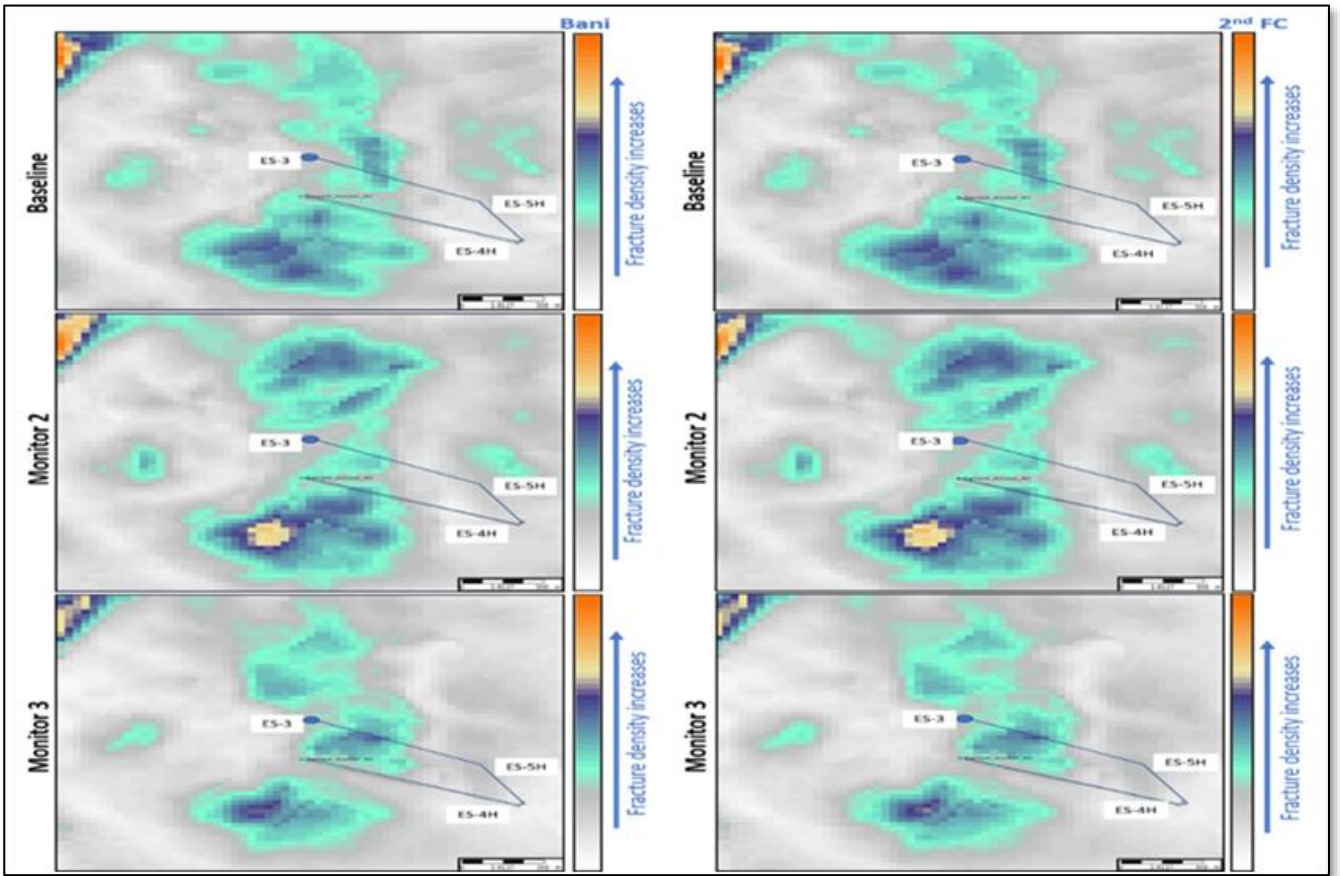


Figure 5: Seismic attribute map of the anisotropic gradient (Bani)(left) from R uger's method and the second Fourier coefficient r_2 (right) over a vertically averaged 20ms window below the target zone horizon of the Lower Barnett shale. Warmer colors represent higher fracture density. From top to bottom: Baseline, monitor 2, and monitor 3. Wells in the area are shown in blue (from Garza-Juarez, 2018).

The near-offset R uger approximation contains two additional parameters compared to the regular two-term AVO equation: the anisotropic gradient B_{ani} , and the symmetry axis azimuth ϕ_{sym} . When the anisotropic gradient is non-zero the medium is anisotropic. However, the interpretation of this parameter may not be exact since the anisotropic gradient is a

weighted difference of the parameters $\delta^{(v)}$ and $\gamma^{(v)}$ and they could cancel each other out. The anisotropic gradient is a function of the weakness parameters and for a sole vertical fracture, the azimuth of the plane of isotropy is parallel to the strike of the fracture, and orthogonal to the azimuth of the symmetry axis (Downton & Roure, 2015).

Downton et al. (2011) explains how Hudson (1981) theory may be used to show that the anisotropic gradient (Bani) would be proportional to the crack density. This approximation can be linearized by the method proposed by Xu & Li (2001), and then be solved directly using Least Squares inversion (Downton & Gray, 2006).

Performing the following transformations

$$B = B_{iso} + \frac{1}{2}B_{ani}, \quad (3)$$

$$C = B_{ani}\cos 2\varphi_{iso}, \quad (4)$$

$$\begin{pmatrix} R(\theta_1, \varphi_1) \\ R(\theta_2, \varphi_1) \\ \vdots \\ R(\theta_N, \varphi_1) \\ R(\theta_1, \varphi_2) \\ R(\theta_2, \varphi_2) \\ \vdots \\ R(\theta_N, \varphi_2) \\ \vdots \\ R(\theta_N, \varphi_n) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & \sin^2(\theta_1) & -\cos(2\varphi_1)\sin^2(\theta_1) & -\sin(2\varphi_1)\sin^2(\theta_1) \\ 1 & \sin^2(\theta_2) & -\cos(2\varphi_1)\sin^2(\theta_2) & -\sin(2\varphi_1)\sin^2(\theta_2) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \sin^2(\theta_m) & -\cos(2\varphi_1)\sin^2(\theta_m) & -\sin(2\varphi_1)\sin^2(\theta_m) \\ 1 & \sin^2(\theta_1) & -\cos(2\varphi_2)\sin^2(\theta_1) & -\sin(2\varphi_2)\sin^2(\theta_1) \\ 1 & \sin^2(\theta_2) & -\cos(2\varphi_2)\sin^2(\theta_2) & -\sin(2\varphi_2)\sin^2(\theta_2) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \sin^2(\theta_m) & -\cos(2\varphi_2)\sin^2(\theta_m) & -\sin(2\varphi_2)\sin^2(\theta_m) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & \sin^2(\theta_m) & -\cos(2\varphi_n)\sin^2(\theta_m) & -\sin(2\varphi_n)\sin^2(\theta_m) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} A \\ B \\ C \\ D \end{pmatrix}, \quad (8)$$

where m is the number of incident angles, n represents the number of azimuths.

Equation 8 has a solution given by equation 9,

$$\hat{m} = (G^T G)^{-1} G^T d. \quad (9)$$

Because this near-offset approximation disregards higher angle terms, it introduces a bias in the estimation of the anisotropic gradient (B_{ani}). From equation 6, we can see that it is impossible to determine if the anisotropic gradient is positive or negative with the Rüger's method, which introduces a 90-degree uncertainty when estimating φ_{sym} (Downton et al., 2011). However, the inversion results can be constrained using local and regional stresses information from other sources such as cores and well logs analysis. If no other information is available to overcome the inability of this method to determine fracture azimuth, we can use the Fourier Coefficients decomposition method, which can be useful in determining the azimuth of the fractures through one of its components.

The AVAZ inversion process in HampsonRussell uses the IRLS method, where the error is calculated between the observed and predicted data after each iteration. For the first iteration, we have that (HampsonRussell, n.d.):

$$\hat{m}_1 = (G^T G + \lambda I)^{-1} G^T d = \hat{d}_1 = G \hat{m}_1, \quad (10)$$

$$\Rightarrow e_1 = d - \hat{d}_1 \Rightarrow \begin{bmatrix} e_{11} \\ e_{12} \\ \vdots \\ e_{1N} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} d_1 \\ d_2 \\ \vdots \\ d_N \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} \hat{d}_{11} \\ \hat{d}_{12} \\ \vdots \\ \hat{d}_{1N} \end{bmatrix}. \quad (11)$$

where e_1 is the error after the first iteration. In equations 10 and 11, we have N number of error terms after each iteration, one for each input data value. Every next iteration will give a new

$$D = B_{ani}\sin 2\varphi_{iso}, \quad (5)$$

$$B_{ani}^2 = 4(C^2 + D^2), \quad (6)$$

where $\varphi_{iso} = \varphi_{sym} + 90^\circ$, we can rewrite equation 2 in its linearized form

$$R(\theta, \varphi) = A + [B + C \cos(2\varphi) - D \sin(2\varphi)]\sin^2\theta. \quad (7)$$

Equation 7 can be rewritten as $d=Gm$ to apply it in an inversion, where d is the reflectivity data, G is the linear operator and $m=[A, B, C, D]^T$ are the model parameters (Downton & Gray, 2006). This form can be expanded as in equation 8, providing additional perspective to the inverse problem:

error, where e_j is the error at the j th iteration. For the IRLS method, one of the first approach was the l_p norm method, but for this problem, HampsonRussell uses the Cauchy-Gauss method, where the weights at the j th iteration are given by equation 12

$$C_{dj}^{-1} = \begin{bmatrix} \left[\frac{e_{j1}^2}{2\sigma_{nj}^2} + 1 \right]^{-1} & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \left[\frac{e_{j2}^2}{2\sigma_{nj}^2} + 1 \right]^{-1} & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \left[\frac{e_{jN}^2}{2\sigma_{nj}^2} + 1 \right]^{-1} \end{bmatrix}, \quad (12)$$

where

$$\sigma_{nj}^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N e_{ji}^2, \quad (13)$$

and subscript n means the noise term (HampsonRussell, n.d.). So, the complete solution to the Rüger's equation is

$$\hat{m}_j = \left(G^T C_{dj}^{-1} G + \frac{\sigma_{nj}^2}{\sigma_{En}^2} C_m^{-1} \right)^{-1} G^T C_{dj}^{-1} d, \quad (14)$$

where

$$C_{d1}^{-1} = I_N, \quad (15)$$

the $N \times N$ identity matrix. Normally, as N is very large due to the large number of data values, only a couple of iterations are needed to converge to a stable value of the model parameters.

In the case of seismic data that has been regularly sampled in azimuth, we can use the properties of the Fourier transform to

treat the components of the AVAz analysis (changes of amplitude with offset, and changes of amplitude with azimuth) separately (Downton et al., 2011).

Since the AVAz reflectivity of a P-wave for a given angle of incidence can be described in terms of a Fourier series (Ikelle, 1996; Sayers & Dean, 2001), and noting that the Fourier series

is a sum of weighted sinusoidal components, with its own periodicity and approximates a given function when added together; these weights are called the Fourier coefficients (Downton et al., 2011) (Figure 14). Each one of these coefficients is offset/angle dependent, and they describe different information related to fracture characteristics for any angle of incidence.

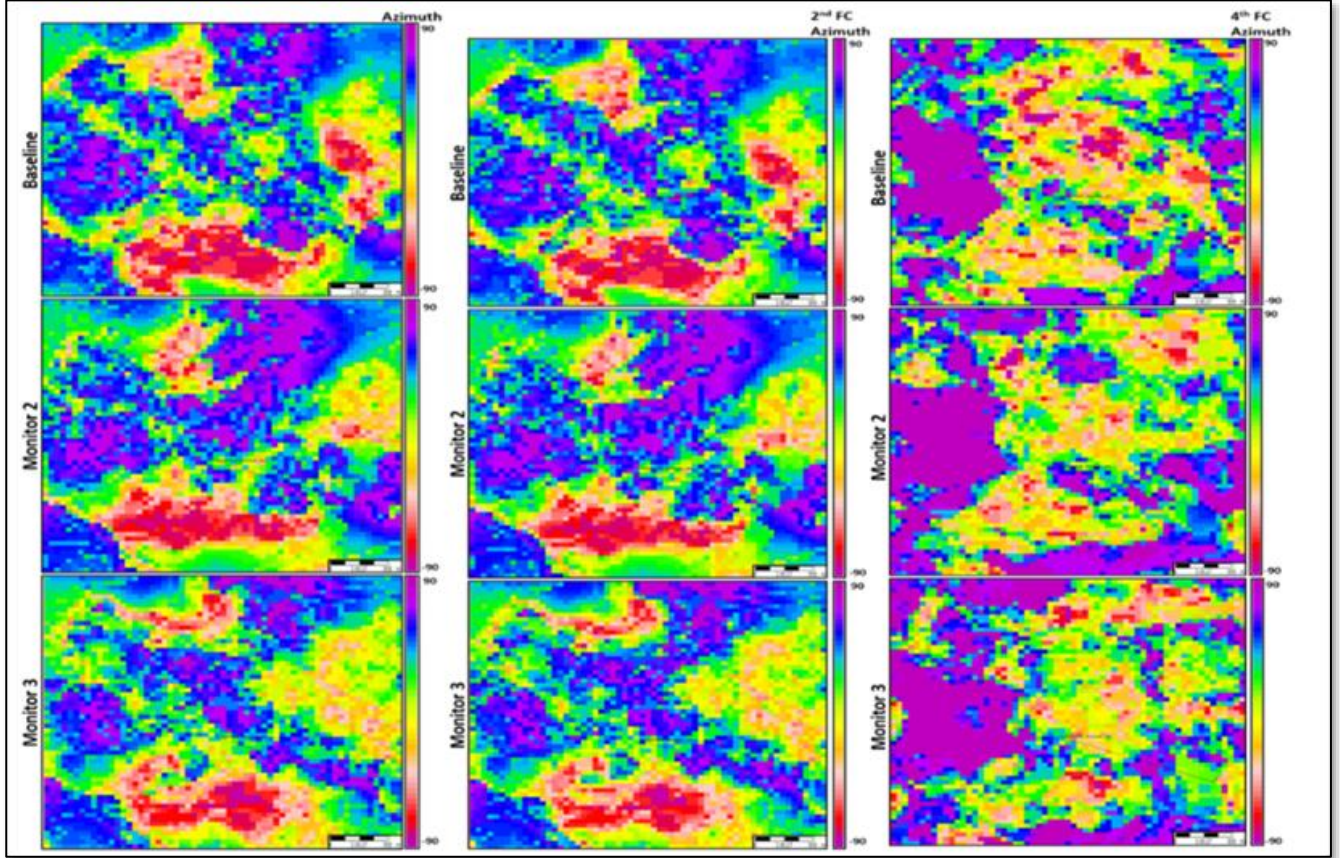


Figure 6: Azimuth maps from Rüger's method (left), second Fourier coefficient r_2 (middle), and fourth Fourier coefficient (right). From top to bottom: Baseline, monitor 2, and monitor 3. Color bar ranges from -90 to 90 degrees (from Garza-Juarez, 2018).

The azimuthal Fourier coefficients can measure AVAz response, and they let us separate this response from the regular AVO analysis. Assuming a single set of parallel vertical fractures, we can use inversion to obtain the azimuthal Fourier coefficients for more fundamental fracture parameters and an unambiguous estimate of the azimuth of the isotropy plane.

Most of the information is captured by the first Fourier coefficients. Coefficients of order higher than fourth can be discarded, and all odd coefficients are zero. The 0th FC is equivalent to the classic three-term AVO expression, and the AVAz part is represented by the 2nd and 4th FC (Pšenčík & Vavryčuk, 1998; Downton et al., 2011).

The Fourier series can be represented by the general form of:

$$R(\theta, \varphi) = \sum_{n=0}^{\infty} (u_n(\theta) \cos(n\varphi) + v_n(\theta) \sin(n\varphi)), \quad (16)$$

where θ is the incident angle, φ is the azimuth, and R is the reflectivity.

Equation 16 can be reduced to equation 17 for an HTI anisotropy after dropping all odd terms and high order terms,

$$R_{pp}(\theta, \varphi) = r_0 + r_2 \cos(2(\varphi - \varphi_{sym})) + r_4 \cos(4(\varphi - \varphi_{sym})), \quad (17)$$

where φ_{sym} is the azimuthal symmetry plane and r_0 , r_2 , and r_4 represent the 0th, 2nd and 4th Fourier Coefficients respectively. Azimuthal symmetry plane φ_{sym} is orthogonal to the azimuthal isotropy plane, hence it is perpendicular to fracture orientation

(Downton et al., 2011). The magnitudes of the Fourier coefficients are

$$r_0(\theta) = A_0 + B_0 \sin^2 \theta + C_0 \sin^2 \theta \tan^2 \theta, \quad (18)$$

$$r_2(\theta) = \frac{1}{2} B_{ani} \sin^2 \theta + \frac{\Delta \varepsilon^{(v)}}{4} \sin^2 \theta \tan^2 \theta, \quad (19)$$

$$r_4(\theta) = \frac{\Delta \eta^{(v)}}{16} \sin^2 \theta \tan^2 \theta. \quad (20)$$

Then, AVAz reflectivity of the P-wave for Horizontal Transverse Isotropy is merely the sum of three sinusoids with periodicity $n=0, 2$, and 4 . And the magnitudes of these sinusoids are governed by the equations 18-20 and phase-delayed by ϕ_{sym} (Downton & Roure, 2015).

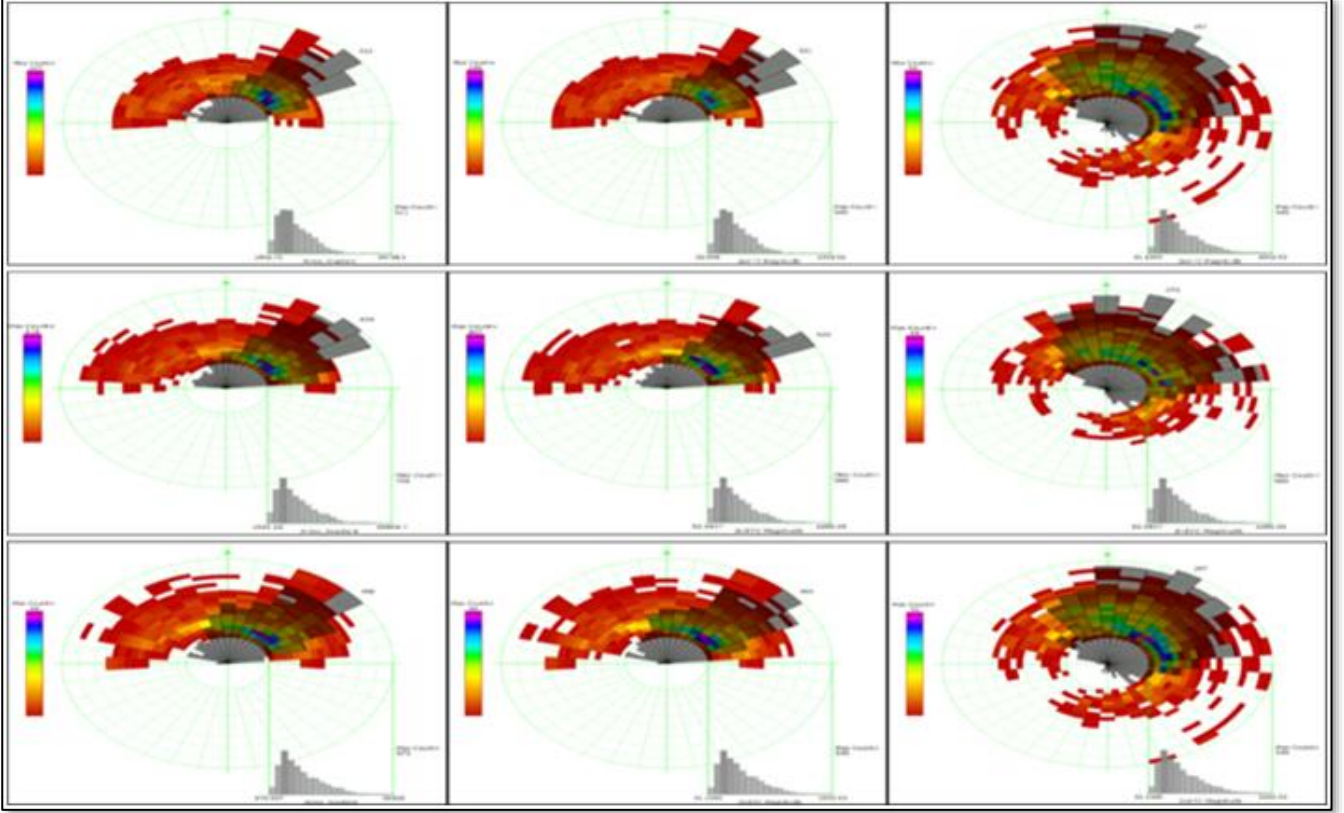


Figure 7: Fracture orientation maps from R ger's anisotropic gradient (left), 2nd FC (middle) and their respective azimuth, and the 2nd FC (right) and the azimuth from 4th FC. From top to bottom: Baseline, monitor 2, and monitor 3. Translucent black triangles represent the relative density of fractures in that azimuth. Colors represent the relative density of fracture in that azimuth-offset bin, where cold colors indicate high values and warm colors indicate low values.

The phase

$$\phi n(\theta) = \phi_{sym}. \quad (21)$$

The magnitude of the second Fourier coefficient is equivalent to the weighted sum of the anisotropic gradient B_{ani} and the parameter $\Delta \varepsilon^{(v)}$ (Downton & Roure, 2015). The parameters weights are angle dependent. In the case of near angles, the $\sin^2 \theta$ term controls the $\sin^2 \theta \tan^2 \theta$ term, as with AVO and AVAz studies. Consequently, we can be approximated the magnitude of the second Fourier coefficient as

$$r_2(\theta) \approx \frac{1}{2} B_{ani} \sin^2 \theta. \quad (22)$$

This approximation can be used as an alternate method to estimate the anisotropic gradient, instead of inverting the near-

offset approximation of R ger's equation or the linearized P-wave reflectivity for HTI media. In other words, the computation of the anisotropic gradient is now estimated by the amplitude of the second Fourier coefficient ($n=2$) sinusoid at some incident angle (Downton & Roure, 2015).

Results

All results presented in this section are in the following order: R ger's method anisotropic gradient B_{ani} is shown on the left, and Fourier Coefficients method's r_2 is shown on the right; baseline, monitor 2, and monitor 3 surveys at the top, middle and bottom respectively. Warmer colors indicate higher values, hence higher fracture density.

Seismic sections of Figure 4 shows the result of the inversion. There is an increase in fracture density in the Monitor 2 results below the horizontal well, meaning the hydraulic fracturing effects might still be seen after two weeks through the seismic data. Other way to look at the data is through attribute maps (Figure 6) of the inverted properties. These maps are generated in an extraction window from the top of the Lower Barnett (target) down to 20 ms below the mapped horizon. A marked increase (monitor 2) and then decrease (monitor 3) in the values of fracture density are observed to the south and north of the horizontal wells, showing the effect of hydraulic fracturing and then months of hydrocarbon production on the seismic response.

The inversion results for azimuths were constrained using information of regional stresses from Lund (2020). Using the azimuths obtained along with the B_{ani} and r_2 values, rose diagrams were plotted to show how fracture density orientation was distributed (Figure 7), showing the main fracture orientation to be NE-SW.

Conclusions

This study examined the outcomes of 4D seismic data related to hydraulic stimulation and hydrocarbon extraction. It employed two methods for assessing the azimuthal variations in seismic amplitude and determine the fracture parameters of the Barnett Shale.

The interpretation of the inverted data from both methodologies shows that both techniques can compute fracture density similarly, and they show vertical and areal variations of fracture density throughout the surveys, indicating changes in this fracture parameter with time. Generally, the higher values of fracture density were found near the central area of the study where the horizontal wells are located. The changes observed in fracture density between each survey show that fracturing and hydrocarbon production do affect this parameter.

Estimating the fracture orientation using Rüger's method can be more challenging if there is insufficient data. If left unconstrained, this equation yields a 90-degree ambiguity that arises from the estimation of φ_{iso} . However, the results obtained in this study were constrained using information on the current regional stresses, which helped to reduce the uncertainty.

When analyzing Figure 7, we can see that both methodologies yield a similar result when using r_2 with the 2nd Fourier coefficient phase, resulting in a preferred fracture orientation of NE-SW. Meanwhile, when using r_2 and the 4th Fourier coefficient phase, we get a wider range of angles, mainly NNE-SSW with some NW-SE features. These differences are the product of the changes in the estimation of azimuth between both Fourier coefficient phases. The discrepancy in these values may suggest that the phase-wrapping of the 4th Fourier coefficient

was not corrected, leading to geologically implausible features. It's worth noting that even though the fracture orientation can vary, and there are some attributes with a N-S orientation resulting from the 2nd Fourier coefficient, it's geologically unlikely for the Barnett shale in the study area to have as much variation as estimated with the 4th Fourier coefficient. Therefore, for this case, the results of the 2nd Fourier coefficient are more suitable for calculating the fracture orientation.

References

- Abouelresh, M.O., Slatt, R.M. (2012): Lithofacies and sequence stratigraphy of the Barnett Shale in east-central Fort Worth basin, Texas. – AAPG Bull., **96(1)**: 1-22. <https://doi.org/10.1306/04261110116>
- Bowker, K.A. (2003): Recent development of the Barnett shale play. Fort Worth basin. – W. Tex. Geol. Soc. Bull., **42(6)**: 4-11.
- Delbecq, F., Downton, J. & Letizia, M. (2013): A math-free look at Azimuthal surface seismic techniques. – *Theatr. Rec.*, **38(1)**: 21-31. https://csegrecorder.com/assets/pdfs/2013/2013-01-RECORDER-A_Math-free_Look.pdf
- Downton, J. & Gray, D. (2006): AVAZ parameter uncertainty estimation. – SEG Technical Program Expanded Abstracts, **25(1)**: 234-238. <https://doi.org/10.1190/1.2370006>
- Downton, J., Roure, B. & Hunt, L. (2011): Azimuthal Fourier Coefficients. – CSEG RECORDER, **36**.
- Downton, J.E. & Roure, B. (2015): Interpreting azimuthal Fourier coefficients for anisotropic and fracture parameters. – Interpretation, **3(3)**: ST9-ST27. <https://doi.org/10.1190/INT-2014-0235.1>
- Garza-Juarez, P.A. (2018): Time-lapse seismic AVAZ in the Stocker Field. – Master thesis.
- Garza Juarez, P. A., Sen, M.K. & Hess, T.E. (2023): Chapter Seven - AVAZ inversion of 4D seismic data for fracture characterization: A case study in the Barnett shale. – Developments in Structural Geology and Tectonics, **6 (2023)**: 201-244. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-99593-1.00003-3>
- Gray, D. (2008): Fracture Detection Using 3D Seismic Azimuthal AVO” . – CSEG RECORDER. https://csegrecorder.com/assets/pdfs/2008/2008-03-RECORDER-Fracture_Detection.pdf
- Gray, D., Head, K.J., Chamberlain, C.K., Olson, G., Sinclair, J. & Besler, C. (1999): Strike Analysis: A Core Matter. – AAPG Explorer, **9**.
- Gray, D., Roberts, G. & Head, K. (2002): Recent advances in determination of fracture strike and crack density from P-

- wave seismic data. – *Lead. Edge*, **21(3)**: 280-285. <https://doi.org/10.1190/1.1463778>
- Gray, D., Boerner, S., Todorovic-Marinic, D. & Zheng, Y. (2003): Fractured Reservoir Characterization Using AVAZ on the Pinedale Anticline. – *CSEG RECORDER*: 28.
- HampsonRussell (n.d.): Extracting AVAZ Thorough the Rüger's Equation. – *HampsonRussell Manual*. HampsonRussell.
- Hudson, J.A. (1981): Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. – *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, **64(1)**: 133-150. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1981.tb02662.x>
- Ikelle, L.T. (1996): Amplitude variations with azimuths (AVAZ) inversion based on linearized inversion of common azimuth sections. – *Seismic Anisotropy*. SEG: 601-644.
- Loucks, R.G., Ruppel, S.C. (2007): Mississippian Barnett Shale: lithofacies and depositional setting of a deep-water shale-gas succession in the Fort Worth Basin, Texas. – *AAPG Bull.*, **91(4)**: 579-601. <https://doi.org/10.1306/11020606059>
- Lund, J.E. (2020): State of Stress in North America: Seismicity, Tectonics, and Unconventional Energy Development. – Ph.D. Thesis Stanford University: 254 p. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.27217.07523/1>
- Pšenčík, I. & Vavryčuk, V. (1998): Weak contrast PP wave displacement R/T coefficients in weakly anisotropic elastic media. – *Pure Appl. Geophys.*, **151(2-4)**: 699–718. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8777-9_26
- Roy, B., Hart, B., Mironova, A. & Zhou, C., Zimmer, U. (2014): Integrated characterization of hydraulic fracture treatments in the Barnett Shale: the stocker geophysical experiment. – *Interpretation*, **2(2)**: T111–T127. <https://doi.org/10.1190/int-2013-0071.1>
- Rüger, A. (1998): Variation of P-wave reflectivity with offset and azimuth in anisotropic media". *Geophysics*, **63(3)**: 935-947. <https://doi.org/10.1190/1.1444405>
- Rüger, A. (2002): Reflection Coefficients and Azimuthal AVO. Analysis in Anisotropic Media. – *Geophysical Monograph Series*, Society of Exploration Geophysicists.
- Rüger, A. & Tsvankin, I. (1997): Using AVO for fracture detection: analytic basis and practical solutions". *Lead. Edge*, **16(10)**, 1429-1434. <https://doi.org/10.1190/1.1437466>
- Sayers, C.M. & Dean, S. (2001): Azimuth-dependent AVO in reservoirs containing nonorthogonal fracture sets. – *Geophys. Prospect.*, **49(1)**: 100-106. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2478.2001.00236.x>
- Thomsen, L. (1986): Weak elastic anisotropy. – *Geophysics*, **51(10)**: 1954-1966. <https://doi.org/10.1190/1.1442051>
- Tsvankin, I. (2001): *Seismic Signatures and Analysis of Reflection Data in Anisotropic Media*. – Pergamon Press.
- Xu, Y. & Li, Y. (2001): Uncertainties in azimuthal AVO analysis. – *SEG, Expanded Abstracts*, 24-27.

USO DE ÍNDICES GEOMORFOLÓGICOS PARA EVALUAR LA ACTIVIDAD NEOTECTÓNICA: CASO DE ESTUDIO EN EL NORESTE DE MÉXICO

Iris Lucia Gauna-Sauceda^{1,*} & Juan Carlos Montalvo-Arrieta²

¹ Departamento de Geología, Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918, Zona Playitas, C. P. 22860, Ensenada, Baja California, México

² Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra. ExHacienda de Guadalupe km8. Carretera Linares – Cerro Prieto, C. P. 67700, Linares, Nuevo León, México

* iris-gauna0719@hotmail.com

Resumen

La respuesta del terreno a procesos de deformación tectónica puede ser evaluada utilizando índices geomorfológicos. El objetivo de este estudio fue calcular la curva e integral hipsométrica (*HI*), el gradiente de la corriente (*SL*) y el índice de inclinación normalizado (*Ksn*) en dos microcuencas en el Noreste de México. Los resultados del índice *SL* y *Ksn* muestran una buena correlación con fallas activas propuestas en la región.

Palabras clave

Neotectónica, geomorfología tectónica, índices geomorfológicos, análisis de perfil de corriente, Noreste de México

Abstract

The response of landforms to tectonic deformative processes can be effectively understood by using geomorphic indices. The objective of this study was calculate the hypsometric integral and curve (*HI*), stream-length gradient index (*SL*) and the normalized steepness index (*Ksn*) in two micro-basins of the northeastern Mexico. The *SL* and *Ksn* index results show a good correlation with proposed active faults in the region.

Keywords

Neotectonics; Tectonic geomorphology; Geomorphic indices; Stream profile analysis; northeastern Mexico

Gauna-Sauceda, I.L. & Montalvo-Arrieta, J.C. (2023): Uso de índices geomorfológicos para evaluar la actividad neotectónica: Caso de estudio en el Noreste de México. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 55-61.

Introducción

La deformación continua de la corteza en regiones activas resulta en diversas modificaciones en la morfología del terreno, la red de drenaje y la cuenca, lo cual resulta en contrastes en el relieve, tasas de erosión diferencial, variaciones en la incisión de canales y cambios en el gradiente en arroyos (Aju et al., 2022).

Con el fin de evaluar la respuesta del medio a los procesos tectónicos comúnmente se realiza un análisis geomorfológico. Las mediciones cuantitativas del terreno están basadas en el cálculo de índices geomorfológicos utilizando mapas topográficos o modelos de elevación digital (MDEs), imágenes aéreas o satelitales, y trabajo de campo (Topal & Özkul, 2018).

Son diversos los índices geomorfológicos utilizados para comprender como el medio responde a las perturbaciones tectónicas, sin embargo a continuación solo describiremos brevemente los utilizados en este estudio.

Curva e Integral Hipsométrica

La curva hipsométrica describe la distribución de la elevación a lo largo de un área. La curva es generada graficando la proporción de la altura total de la cuenca (h/H) sobre la proporción del área total (a/A) (Pérez-Peña et al., 2009; Figura 1).

Una forma simple de caracterizar la forma de la curva hipsométrica para una cuenca dada es calcular la integral hipsométrica, la cual establece una relación área-altura y se define como el área bajo la curva hipsométrica (Strahler, 1952; Schumm, 1956). La relación entre HI y el grado de disección permite inferir el estado de la cuenca dentro del ciclo de erosión (Keller & Pinter, 2002). HI se puede calcular usando la relación:

$$HI = \frac{E_p - E_{min}}{E_{max} - E_{min}} \quad (1)$$

donde E_p es elevación promedio, E_{min} es elevación mínima y E_{max} , elevación máxima. “ HI ” tiene valores en el intervalo de 0 a 1 (Keller & Pinter, 2002).

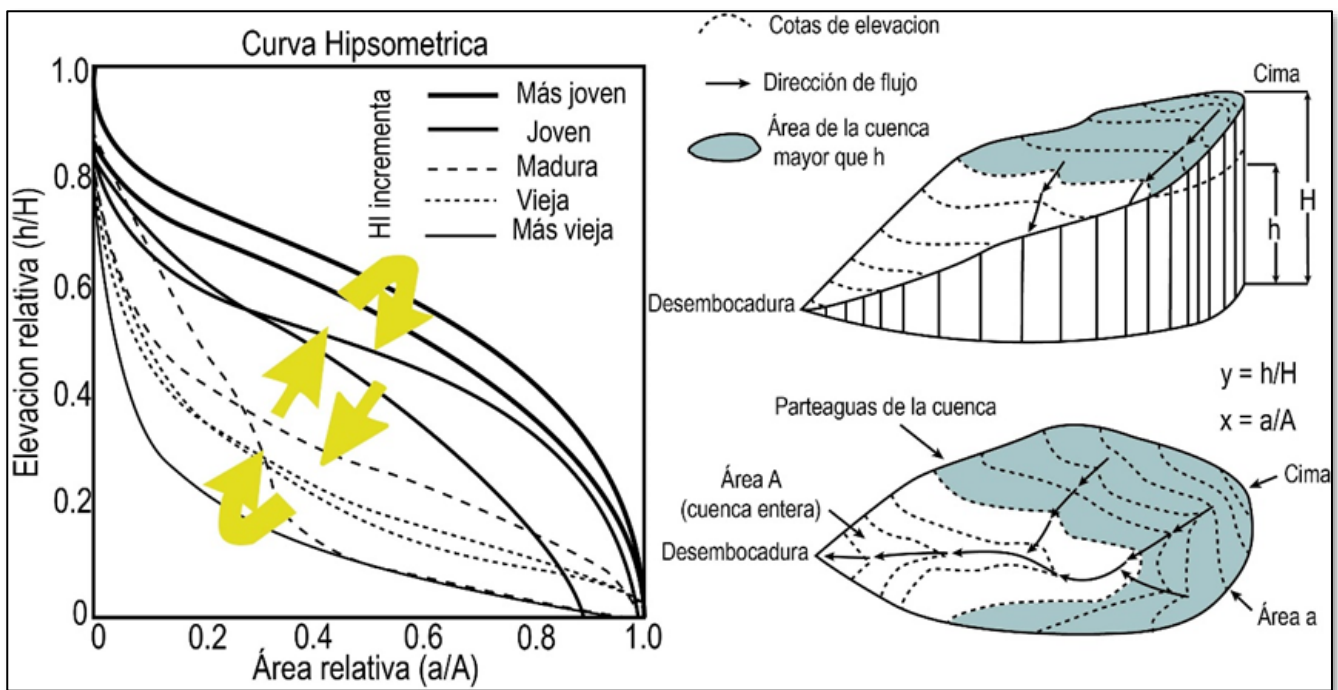


Figura 1: Curva e integral hipsométrica describe la relación de la elevación en un área determinada, y permite inferir el estado de la cuenca dentro del ciclo de erosión. Cuencas en estado “más joven” están representadas por curvas convexas y altos valores de “ HI ”, estado “maduro” por curvas cóncavo-convexo o rectas, y “viejas” por curvas cóncavas y bajos valores de “ HI ”.

El índice de gradiente de la corriente (SL)

El índice SL describe la evolución topográfica y las variaciones abruptas en la elevación a lo largo del cauce del río debido a factores tectónicos, o a la resistencia variable de las

rocas y suelos sobre los que fluye (Keller & Pinter, 2002). El índice SL está dado por la relación:

$$SL = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L} \right) \cdot \Delta L \quad (2)$$

donde $\Delta H/\Delta L$ representa la pendiente o gradiente en un segmento de alguna corriente y L la longitud de la misma

corriente medida desde el centro del segmento aguas arriba hasta el parteaguas.

Este índice se correlaciona con la Ley de Flint (Flint, 1974) la cual describe que, bajo ciertas condiciones, un sistema de drenaje exhibe un potencial capaz de romper el equilibrio del río para conducirlo a una etapa de ajuste mediante procesos de incisión (Burbank & Anderson, 2001). En estado estable esta ley establece una relación donde el gradiente del canal (S), se encuentra en función del el área de la cuenca río arriba (A), θ es el índice de concavidad y k_s es el índice de inclinación.

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (3)$$

$$k_s = \left(\frac{U}{K}\right)^{\frac{1}{n}} \quad (4)$$

La particularidad de esta ecuación es que k_s y θ pueden ser estimados mediante regresión logarítmica de $\log S$ y $\log A$ (Kirby

& Whipple, 2012). Con el fin de intentar aislar únicamente los efectos tectónicos y erosivos sobre la morfología del cauce, se utiliza comúnmente una concavidad de referencia ($\theta_{ref} = 0.45$), esto para remover el efecto de la concavidad sobre el índice de inclinación, lo cual a su vez deriva en un índice de inclinación normalizado (Ksn) (Wobus et al., 2006), utilizando la siguiente ecuación (Snyder et al. 2000):

$$S = k_{sn} A^{-\theta_{ref}} \quad (5)$$

Adicionalmente, cuando el levantamiento no es igual que la erosión, la corriente ya no está sujeta a un medio estable y por lo tanto rasgos geomorfológicos característicos de medios en desequilibrio pueden ser desarrollados (i.e., *knickpoints*).

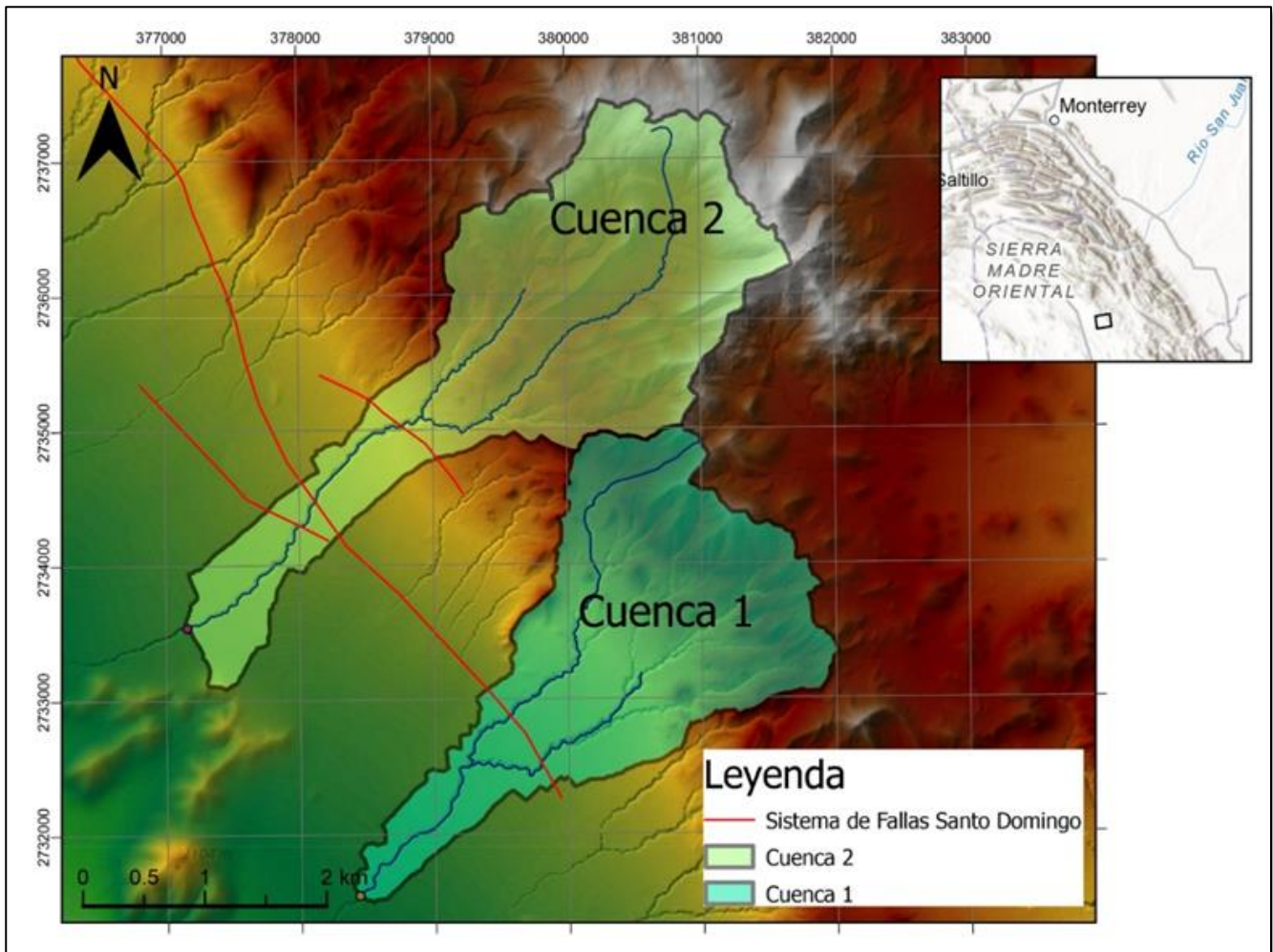


Figura 2: Microcuencas analizadas para la realización de este trabajo. La línea roja continua representa la traza sur del Sistema de Fallas Santo Domingo propuesto por Gauna-Sauceda et al. (2023).

El Noreste de México como caso de estudio

En el noreste de México los estudios geomorfológicos son escasos. En Gauna-Sauceda et al. (2023) reportan los resultados para dos índices geomorfológicos (factor de simetría topográfica transversal y sinuosidad del frente de montaña) y el análisis estructural, y proponen que una porción del borde occidental de la Sierra Madre Oriental es moderadamente activa. Sin embargo, para un estudio puramente geomorfológico es recomendable calcular varios índices y es importante considerar el tiempo que le toma al sistema geomorfológico responder a los cambios impuestos por las fuerzas tectónicas, los cuales podrían incluso ir más allá del Holoceno (Burbank & Anderson, 2001) por lo

tanto, el medio podría encontrarse en una etapa de transición durante el tiempo de observación.

Considerando las aportaciones de Gauna-Sauceda et al. (2023), en este estudio se consideró calcular la curva e integral hipsométrica, el gradiente de la corriente (SL) y el índice de inclinación normalizado (Ksn) para 2 microcuencas en el NE de México (Cuenca 1 y Cuenca 2, Figura 2) ubicadas al noreste de Santo Domingo, Galeana, en el estado de Nuevo León. Las microcuencas fueron calculadas en ArcGis siguiendo el flujo de trabajo propuesto por Jaiswara et al. (2020). Los modelos de elevación digital (MDEs) tipo LiDAR con resolución de 5 metros fueron descargados de INEGI. Las claves de las cartas utilizadas son G14C56 con terminación D4, E3, E4, A2, B1 y B2.

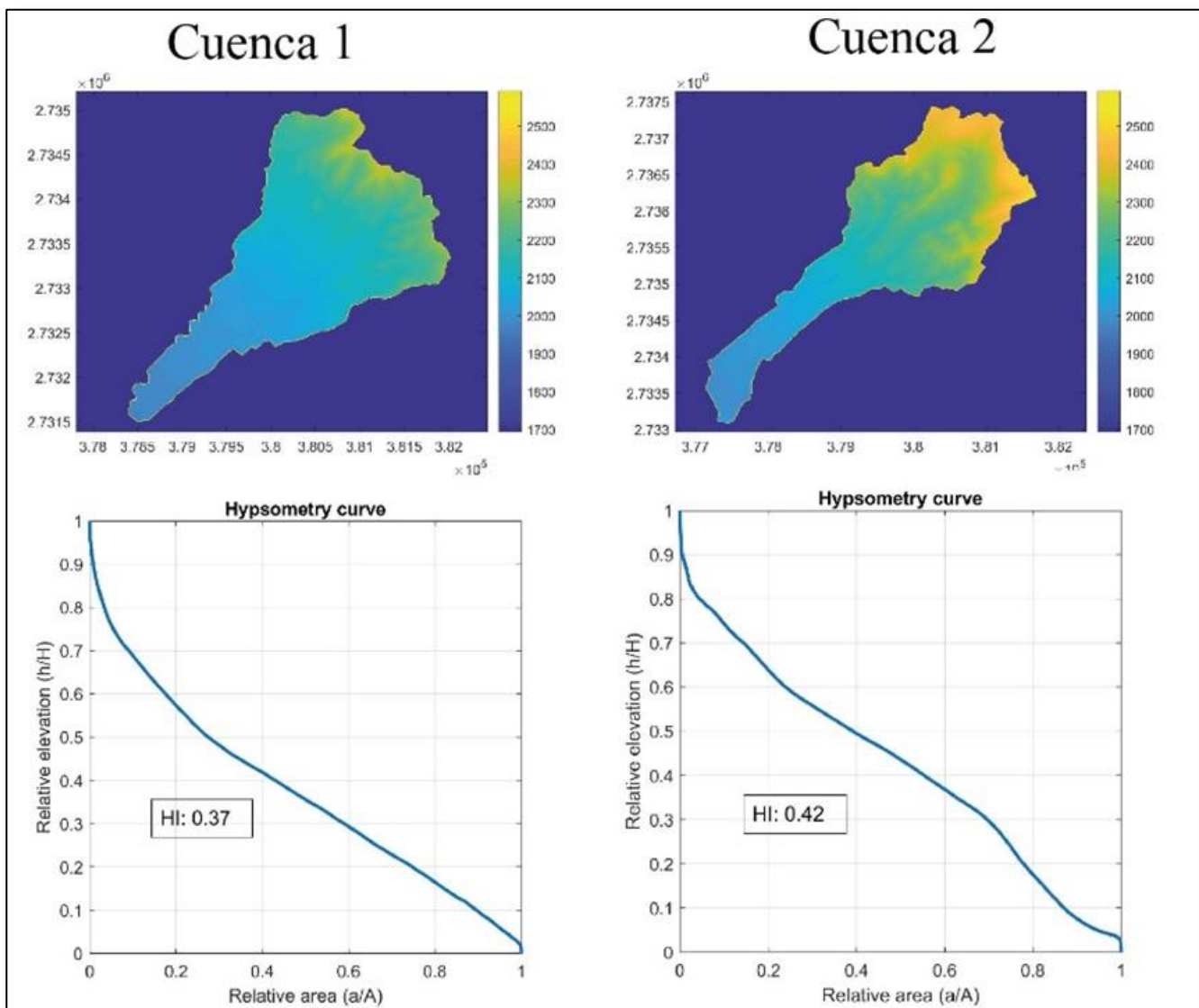


Figura 3: El mosaico de los MEDs tipo LiDAR de 5 metros de resolución fue convertido de formato ráster para ser procesado mediante las funciones propuestas por Jaiswara et al. (2020) para extraer la curva hipsométrica para la caracterización del paisaje.

Como se mencionó anteriormente, la curva hipsométrica es una relación entre el área acumulada y la elevación, ambos fueron normalizados a 1 y graficados en las direcciones x y y respectivamente (Figura 3). De acuerdo con Strahler (1952) y Keller & Pinter (2002) intervalos de $0.3 \leq HI \leq 0.6$ son característicos de cuencas con estados de madurez donde la erosión domina en las zonas elevadas y la zona experimenta bajas o lentas tasas de deformación.

El promedio del índice SL obtenido en 20 puntos para la Cuenca 1 fue de 268 y para la Cuenca 2 de 346. De acuerdo con Elias et al. (2019) el índice SL se usa para clasificar la actividad

tectónica como: Clase 1 (Alta) $SL > 500$, Clase 2 (Moderada) $300 < SL < 500$, Clase 3 (Baja) $SL < 300$. De acuerdo con esta clasificación la cuenca 1 presenta una actividad tectónica baja; mientras que, la cuenca 2 muestra una actividad tectónica moderada. Por otro lado, cambios abruptos en el gradiente se verán reflejados como picos de amplitud considerable en relación con puntos vecinos (Figura 4), los cuales pueden estar relacionados con cambios litológicos o presencia de fallas. En este caso, estos picos se correlacionan con la ubicación de las trazas de falla propuestas en Gauna-Sauceda et al. (2023).

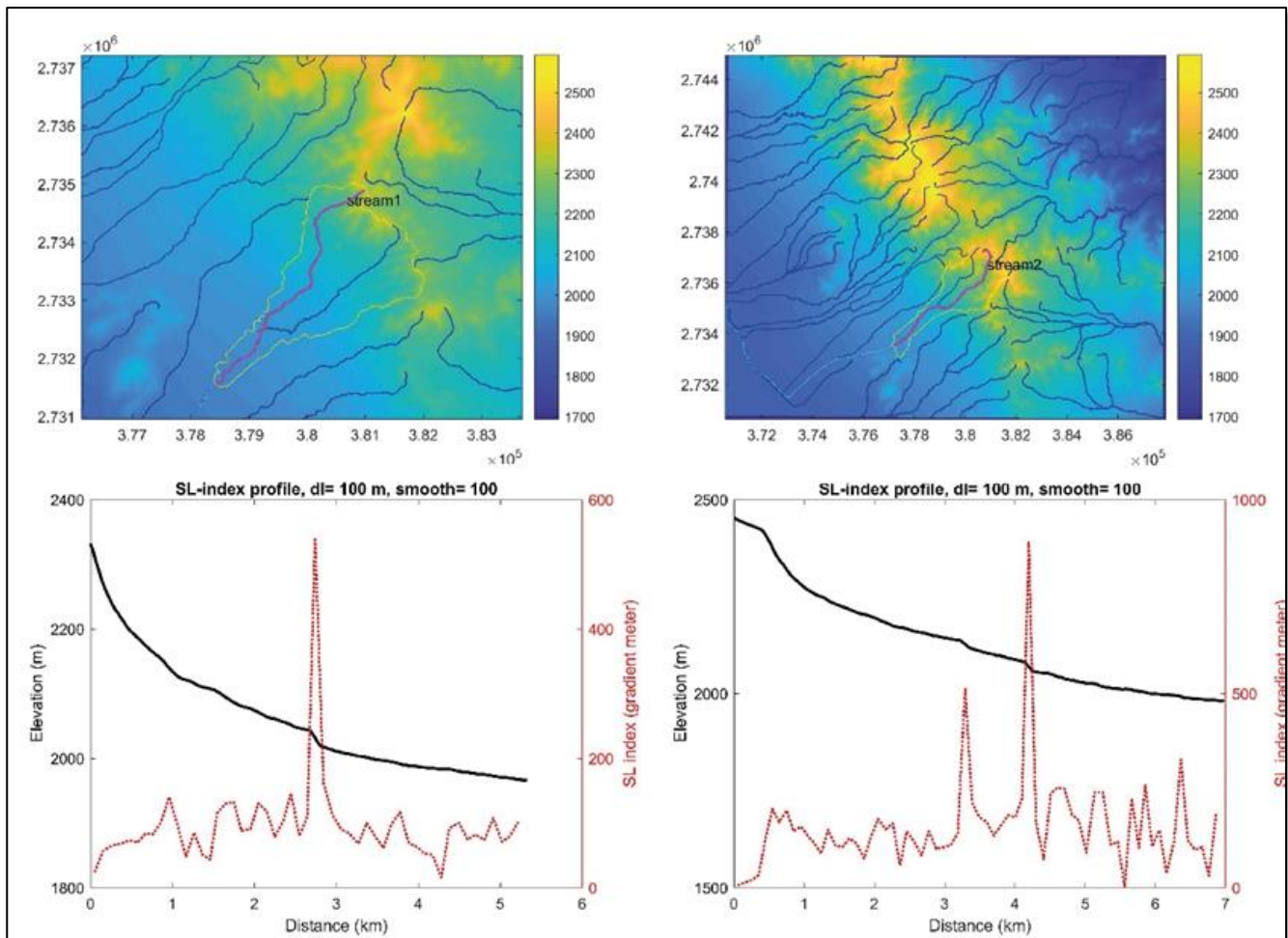


Figura 4: Perfiles longitudinales del índice de gradiente de la corriente para las cuencas 1 y 2. Los picos de mayor amplitud muestran correlación con la localización de fallas activas propuestas en la región.

El cálculo del índice de inclinación normalizado (Ksn) para la cuenca 2 muestra una buena correlación con las trazas de falla propuestas, apoyando los resultados obtenidos para el índice SL .

Discusión

La forma de la curva hipsométrica es un indicador de la etapa en el ciclo de erosión en el que se encuentra una cuenca

(Strahler, 1952; Ohmori, 1993). En este caso la curva e hipsométrica de las microcuencas analizadas describe un largo periodo erosivo donde se pueden esperar pendientes pronunciadas del canal, lo cual se corroboró con los resultados del índice de gradiente e inclinación normalizado para esta misma microcuenca.

Conclusiones

Los índices geomorfológicos son herramientas ampliamente utilizados para identificar anomalías geomórficas relacionadas a posible actividad tectónica. En este estudio se calculó la curva e integral hipsométrica, el gradiente de la corriente y el índice de inclinación normalizado para dos microcuencas en el noreste de Santo Domingo, Galeana, NL. Los resultados muestran que la zona presenta valores de *HI* característicos de regiones con bajas

o lentas tasas de deformación. Por otro lado, el gradiente de la corriente y el índice de inclinación normalizado (Figura 4 y 5) muestra una buena correlación con fallas activas propuestas para esta zona. Estos índices muestran que las cuencas analizadas muestran procesos de deformación, sin embargo, es necesario continuar con otros estudios morfométricos y tectónicos para evaluar más detalles sobre los procesos de deformación vigentes en el área de estudio.

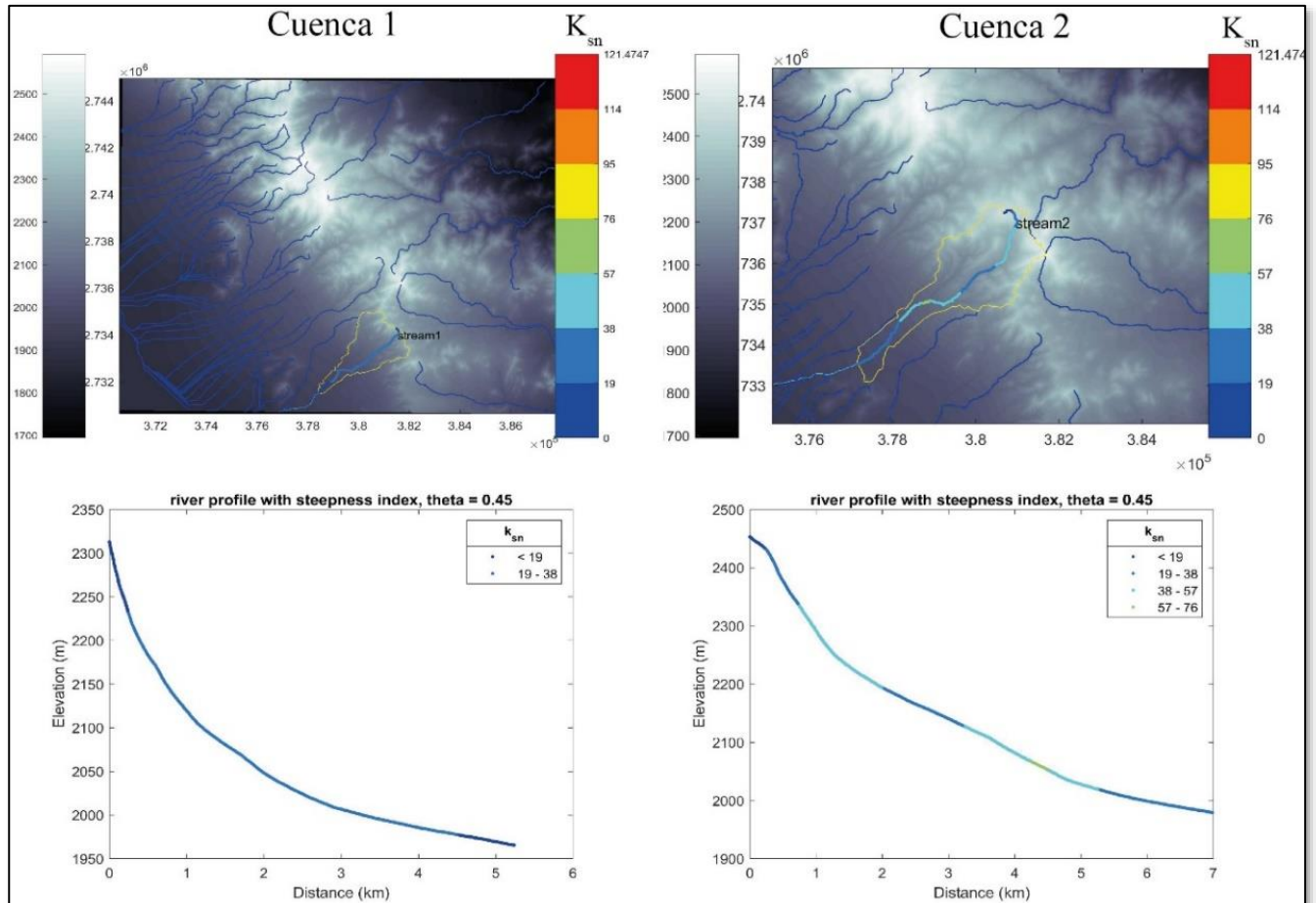


Figura 5: Cálculo del índice de inclinación normalizado para las dos cuencas analizadas y los perfiles correspondientes.

Bibliografía

- Aju, C.D., Achu, A.L., Pranav, P. & Rajesh, R. (2022): Neotectonics assessment using geomorphic indices: A study from the passive continental margin of India. – *Geology, Ecology, and Landscapes*: 1-16.
- Burbank, D.W. & Anderson, R.S. (2001): *Tectonic geomorphology*. – 247 p.; (Blackwell Science).

- Elias, Z., Sissakian, V. K. & Al-Ansari, N. (2019): Assessment of the tectonic activity in northwestern part of the Zagros Mountains, northeastern Iraq by using geomorphic indices. – *Geotechnical and geological engineering*, **37(5)**: 3995-4007.
- Flint, J.J. (1974): Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. – *Water Resources Research*, **10(5)**: 969-973.

- Gauna-Sauceda, I.L., Montalvo-Arrieta, J.C., Salinas-Jasso, J.A. & Ramírez-Fernández, J.A. (2023): The Santo Domingo fault system, Galeana (Nuevo Leon): evidence of neotectonics between the Sierra Madre Oriental and the Basin and Range provinces and hazard implications for northeastern Mexico. – *International Journal of Earth Sciences*, **112**: 1957-1972. <https://doi.org/10.1007/s00531-023-02334-1>
- Jaiswara, N.K., Kotluri, S.K., Pandey, P. & Pandey, A.K. (2020): MATLAB functions for extracting hypsometry, stream-length gradient index, steepness index, chi gradient of channel and swath profiles from digital elevation model (DEM) and other spatial data for landscape characterization. – *Applied Computing and Geosciences*, **7**: 100033.
- Keller, E.A. & Pinter, N. (2002): *Active tectonics: Earthquakes, uplift, and landscape*. – 359 p.; (Prentice Hall).
- Kirby, E. & Whipple, K.X. (2012): Expression of active tectonics in erosional landscapes. – *Journal of Structural Geology*, **44**: 54-75. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.009>
- Ohmori, H. (1993): Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. – *Geomorphology*, **8**: 263-277.
- Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M. & Azor, A. (2009): CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. – *Computers & Geosciences*, **35(6)**: 1214-1223.
- Schumm, S.A. (1956): Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. – *Geological Society of America Bulletin*, **67**: 597-646.
- Snyder, N., Whipple, K., Tucker, G. & Merritts, D. (2000): Landscape response to tectonic forcing: DEM analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. – *Geological Society of America Bulletin*, **112**: 1250- 1263.
- Strahler, A.N. (1952): Hypsometric (area–altitude) analysis of erosional topography. – *Geological Society of America Bulletin*, **63(11)**: 1117-1142.
- Topal, S. & Özkul, M. (2018): Determination of relative tectonic activity of the Honaz Fault (SW Turkey) using Geomorphic Indices [Jeomorfik İndisler Kullanılarak Honaz Fayı'nın (GB Türkiye) Göreceli Tektonik Aktivitesinin Belirlenmesi]. – *Pamukkale University Journal of Engineering Sciences*, **24(6)**: 1200-1208. <https://doi.org/10.5505/pajes.2017.18199>
- Wobus, C.W., Crosby, B.T. & Whipple, K.X. (2006). Hanging valleys in fluvial systems: Controls on occurrence and implications for landscape evolution. – *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, **111(F2)**.

EVALUACIÓN DE LA CONTAMINACIÓN RESIDUAL DE HIDROCARBUROS DE FRACCIÓN LIGERA EN SUELOS MEDIANTE PROSPECCIÓN GASOMÉTRICA

Marlén Gutiérrez-Barrientos¹, Mariana Navarro-Elizondo¹, Juan Carlos Montalvo-Arrieta¹,
Fernando Velasco Tapia¹ & Ignacio Navarro-de León^{1,*}

Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Ex Hacienda de Guadalupe, C.P. 67700, Linares, México

* ignacio.navarrodl@uanl.edu.mx

Resumen

En la última década en México, ha sido evidente el aumento en el número de sitios contaminados por derrames de hidrocarburos. Este trabajo se centra en un caso de estudio en específico localizado en el estado de Nuevo León, donde la fuga de un ducto de gasolina afectó al suelo y agua subterránea cercanos a una población poniendo en riesgo a la salud de los habitantes. La finalidad de este estudio es evaluar el grado de contaminación residual de compuestos orgánicos volátiles (COV's) por medio de la prospección gasométrica. Se instalaron estaciones gasométricas en el sitio afectado. Con los datos obtenidos se desarrollaron dos modelos de distribución de concentración del hidrocarburo con el método de interpolación de distancia inversa ponderada. Los modelos de distribución generados muestran que actualmente los niveles de contaminación son bajos. Los bajos valores de concentración indican que la atenuación natural ha sido eficaz en este sitio, con una reducción general de casi el 90 % del valor inicial. Los factores que han contribuido a esta reducción se atribuyen a la profundidad somera de la fase libre original, el contraste en las permeabilidades de la formación Méndez debido a su alto contenido de arcillas y el suelo sobreyacente, así como las condiciones climatológicas caracterizadas por altas temperaturas y altas tasas evapotranspirativas que han contribuido a disminuir la presencia del contaminante.

Palabras clave

Derrame de hidrocarburos, compuestos orgánicos volátiles (COV's), prospección gasométrica, caracterización ambiental, delineación de bulbos de contaminación, método de interpolación de distancia inversa ponderada

Abstract

Over the past decade in Mexico, the increasing pollution of sites due to hydrocarbon spills has been evident. This work focuses on a specific study case located in the State of Nuevo León, where a gasoline pipeline leakage affected the soil and groundwater near a population, putting the health of the inhabitants at risk. The purpose of this study is to assess the degree of residual pollution of volatile organic compounds (VOC's) using a gasometrical prospecting method. Gasometrical stations were installed at the affected site, gasoline vapor concentration readings were taken, as well as temperature and barometric pressure. With the obtained data two distribution of hydrocarbon concentrations models were developed using the inverse distance weighted interpolation method. The distribution models generated show that pollution levels are currently low. The low concentration values indicate that natural

Gutiérrez-Barrientos, M., Navarro-Elizondo, M., Montalvo-Arrieta, J.C., Fernando Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (2023): Evaluación de la contaminación residual de hidrocarburos de fracción ligera en suelos mediante prospección gasométrica. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 63-71.

attenuation has been effective in this site, with a general reduction of almost 90% of the initial value. The factors that have contributed to reducing the presence of the contaminant are attributed to the shallow depth of the original free-phase, the contrast in the permeabilities of the Méndez formation due to its high content of clays and the overlying soil, as well as the climatological conditions characterized by high temperatures and high evapotranspiration rates.

Keywords

Hydrocarbon spill, volatile organic compounds (VOC's), gasometrical prospecting method, environmental characterization, contaminant plume delimitation, inverse distance weighted interpolation method

Introducción

Un sitio contaminado es un lugar, espacio, suelo, cuerpo de agua o cualquier combinación de estos que ha sido contaminado con materiales o residuos que, por sus cantidades y características, pueden representar un riesgo para la salud humana, a los organismos vivos y al aprovechamiento de los bienes o propiedades de las personas (DOF, 2003).

La contaminación del suelo por hidrocarburos afecta la flora, fauna y microorganismos del suelo, la fertilidad de los suelos, el crecimiento de las plantas, así como la existencia y sobrevivencia de los animales que se alimentan de éstas. Además, también puede haber una afectación en el ámbito social que incluye los sistemas de producción, la salud, la economía y las formas de vida de las poblaciones, debido a los efectos de estos compuestos, los cuales son tóxicos para los humanos y para los seres vivos en sus diversas formas (microflora, mesofauna y fauna) (Cavazos-Arroyo et al., 2014).

Los accidentes, que dan como resultado derrames de hidrocarburos, pueden originarse en instalaciones petroleras durante las actividades de explotación, transformación, comercialización o distribución de petróleo y sus derivados (PEMEX, 1999). Algunos ejemplos de fugas originadas por accidentes son las que ocurren cuando eventos naturales como sismos o deslizamientos de tierra, causan la rotura de vías destinadas a la conducción de los hidrocarburos. Aun cuando la frecuencia de estos sea baja, involucran grandes volúmenes de hidrocarburos derramados, una extensa área afectada, contaminación del suelo y aguas superficiales, alteración de los ecosistemas y una pérdida de la vegetación (Castro, 2007).

Una toma clandestina es una perforación no autorizada de cualquier diámetro sobre una tubería de transporte, ocasionada por un acto vandálico (DOF, 2009). Se dividen en dos tipos, las tomas herméticas y las descontroladas. Las fugas de hidrocarburo también pueden ser causadas por algunos efectos de la corrosión a la estructura metálica de ductos y/o tanques. Además, existen algunos factores internos o externos que provocan las fugas, tales como laminaciones, grietas, fisuras, golpes, vibraciones o defectos de fabricación (PEMEX, 1999).

Las fugas o derrames ocasionados por la perforación de los ductos en las tomas clandestinas son una de las principales fuentes potenciales de contaminación al suelo y agua subterránea. El agua de lluvia que se precipita sobre el terreno se infiltra y constituye el principal vehículo que transporta hidrocarburo bajo diferentes fases ambientales hacia los acuíferos (Figura 1). La presencia de estos compuestos en el agua de consumo humano implica un alto riesgo a la salud, de ahí que los problemas de contaminación en suelo requieran ser atendidos a fin de evitar la contaminación de agua subterránea.

La contaminación del agua subterránea y del subsuelo puede ser definida como la adición antropogénica de elementos, compuestos y/o patógenos que alteran su composición y cuyo uso representa un riesgo. Una de las mayores dificultades para evaluar la contaminación del agua subterránea y del subsuelo es que no es perceptible a simple vista. Las fuentes de contaminación no son fáciles de observar y a menudo sus efectos no son observados hasta que el daño ha ocurrido (NRC, 1984). El uso de procesos naturales como parte del plan de acción para remediar un sitio se denomina "atenuación natural". – Algunos procesos que ocurren durante la atenuación natural pueden transformar los contaminantes en formas menos dañinas o inmovilizarlos para reducir los riesgos (NRC, 2000). El objetivo de este trabajo es evaluar el grado de contaminación residual de compuestos orgánicos volátiles (COV's) derivados de un derrame de gasolina en el noreste de México mediante prospección gasométrica y métodos geoestadísticos. La prospección gasométrica nos puede ayudar a determinar la ubicación de la fuente, la presencia, composición y distribución de hidrocarburos en el subsuelo y se utiliza como una primera medida en los trabajos de caracterización ambiental para definir el grado de fase adsorbida en la matriz del suelo y la delineación preliminar de bulbos de contaminación de fase libre y/o disuelta sobre el nivel freático y en el agua subterránea, respectivamente.

Área de estudio

El sitio se localiza en el ejido Cabezones, perteneciente al municipio de Montemorelos, Nuevo León. En marzo de 2017 se reportado un fuerte olor a gasolina en un pozo de agua potable y de acuerdo con la inspección realizada por las autoridades competentes, se determinó que la afectación se encontraba en el

subsuelo y que el agua subterránea estaba contaminada como consecuencia de una toma clandestina descontrolada de gasolina. El punto de fuga fue localizado en el Km. 407+799.86 del poliducto de 12-10" Ø Madero - Cadereyta perteneciente al Sector Ductos Victoria de Pemex Logística. Fisiográficamente el área se ubica en la Llanura Linares-Montemorelos en la porción occidental de la Provincia Fisiográfica Planicie Costera del Golfo de México, próxima a la Subprovincia de Sierras Altas, perteneciente a la Provincia Sierra Madre Oriental (SMOr), (Raisz, 1964). La Llanura Linares-Montemorelos presenta una inclinación general del terreno hacia el noreste y los valles alternan con una serie de mesetas orientadas en dirección SW-NE, con elevaciones que varían de los 200 a 500 msnm. De acuerdo con la clasificación climática de Köppen, modificada por García (1973), el clima predominante en el área es semicálido subhúmedo con las variantes (A)C(W2) y

((A)C(W0)). El registro climatológico de la estación 19007 Cabezones de la Comisión Nacional del Agua indica que la temperatura media anual promedio es de 22.1 °C, con máximas promedio de 28.8 °C en agosto y mínimas promedio de 15.4 °C en enero. La precipitación media anual es de 861 mm, con máximos en septiembre (218 mm) y mínimos en diciembre (20 mm). La evaporación media anual es de 1,588.9 mm alcanzando su máximo valor en julio (225 mm) y el mínimo en diciembre (65 mm). Hidrológicamente, el área queda comprendida en la Región Hidrológica del Río San Fernando-Soto La Marina (RH25) y de manera específica en la subcuenca Potosí (RH25Dd). Los suelos son principalmente vertisoles arcillosos, oscuros y con espesores de varios metros; aunque existen también regosoles con facies petrocálcica desarrollada y en menor medida xerosoles.

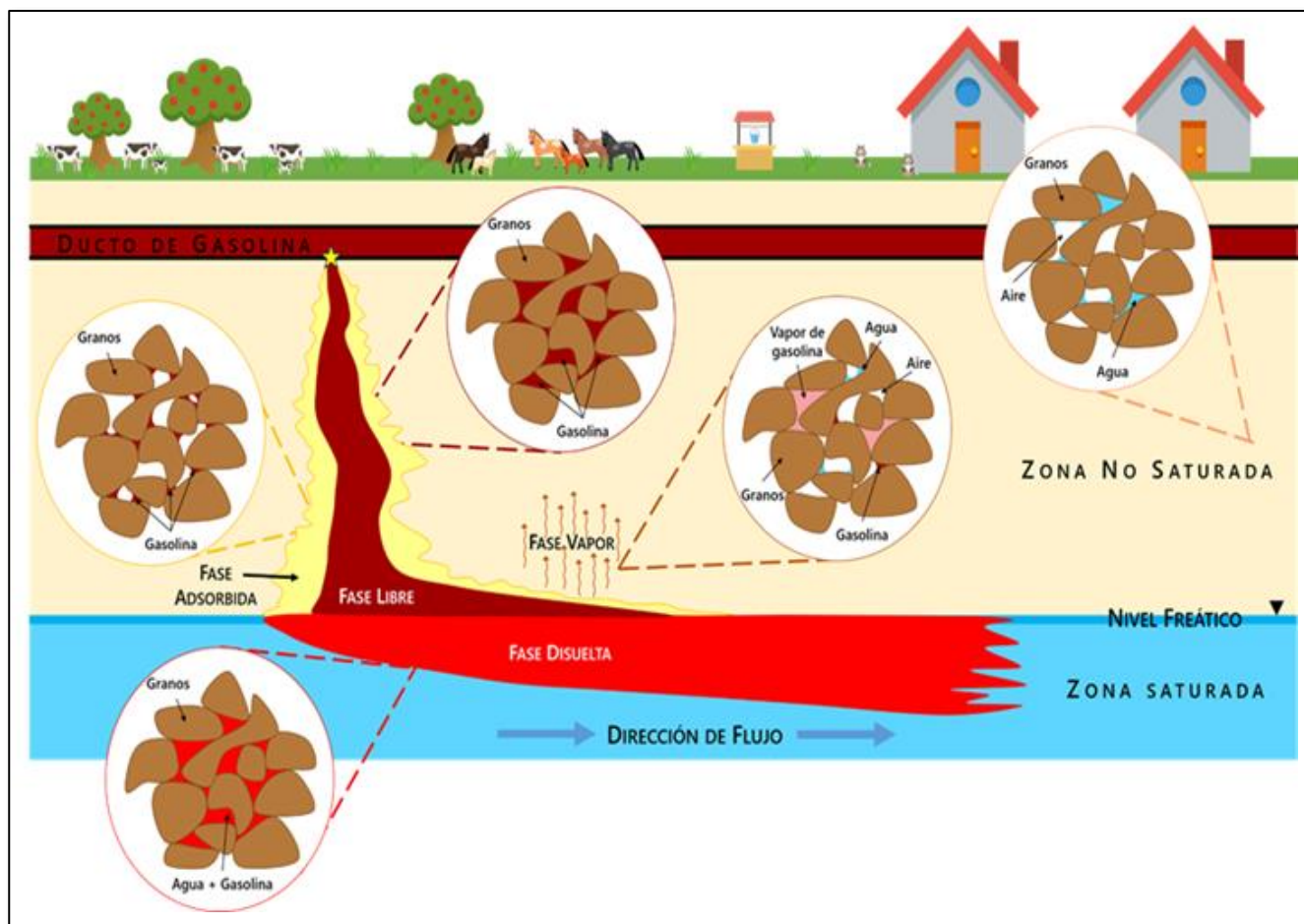


Figura 1: Fases ambientales durante la migración de hidrocarburos de fracción ligera (gasolinas) o media (diésel) en el subsuelo. Nótese que la dirección de transporte en la zona no saturada es vertical, mientras que en la zona saturada los compuestos migran lateralmente.

Geología Local

Aspectos litológicos

La geología se caracteriza por la presencia de suelos vertisoles de espesor variable, que va desde 10-15 cm hasta poco más de 4.5 m. Los procesos edáficos han permitido la diferenciación de este suelo en forma de horizontes: un horizonte superficial con alto contenido de materia orgánica que le imparte una coloración oscura y un horizonte más profundo rico en arcillas que poseen coloración amarillo-rojiza debida a la presencia de óxidos de hierro. El límite entre estos horizontes es irregular. Bajo la capa de suelo se encuentran rocas de

composición lutítica descritas como Formación Méndez. Se trata de una potente unidad arcillosa, compuesta por estratos laminares, delgados y medianos de lutitas de colores muy variados, entre gris oscuro, gris azuláceo, gris claro, café claro a marrón y café amarillento, presenta bioturbación y concreciones. En algunas zonas se encuentran intercalaciones de margas y arcillas de color verde olivo con bioturbación. Por lo general la Formación Méndez se encuentra muy intemperizada, en algunas ocasiones quedando como forma de agujas y en otras formando suelo como es el caso del sitio. En una de las excavaciones realizadas, con orientación W-E, a aproximadamente 200 m. del área de estudio, se observa el contacto entre la Fm. Méndez y el suelo (Figura 2).

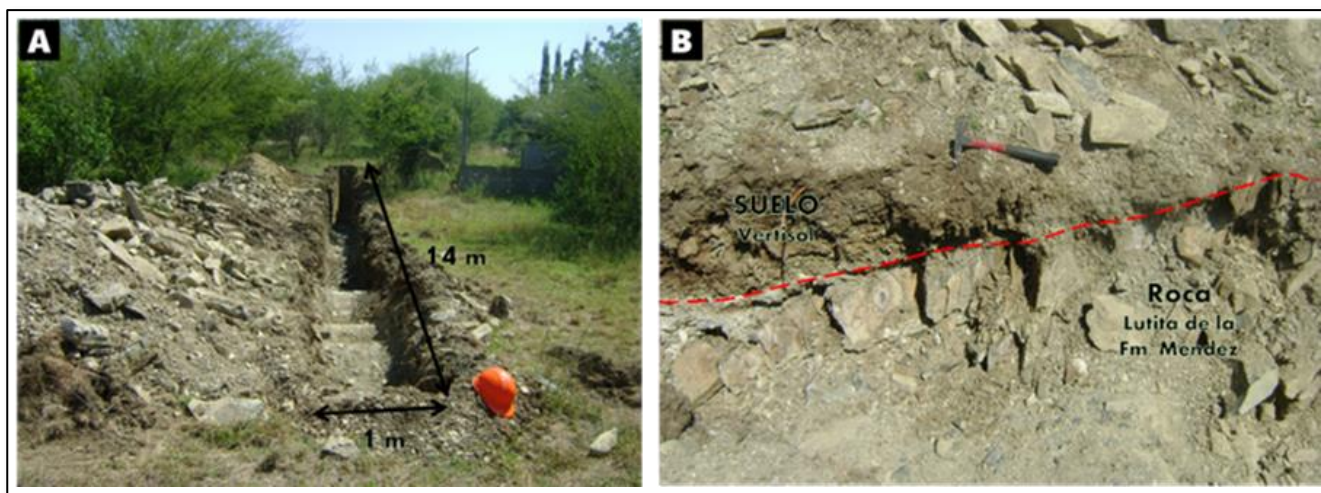


Figura 2: A) Cala y sus dimensiones: 14 metros de largo y un metro de ancho. B) Pared norte.

Aspectos estructurales

Los rasgos estructurales son consecuencia de diversas fases de la Orogenia Laramide y en este sitio, las rocas de la Fm. Méndez se observan los efectos compresivos. Estos se manifiestan por fracturas y fallas escalonadas de empuje. Posteriormente, el material cataclástico fue reemplazado por la precipitación de calcita formando vetas post-tectónicas que han servido como una guía para prospección de agua subterránea somera (Anderson & Aguilera, 1989). En la cala anteriormente mencionada se obtuvieron datos de estratificación para la lutita de la Fm. Méndez con un promedio de $336^{\circ}/66^{\circ}$. Además, se reconocen dos familias de diaclasas en la pared norte de la cala y una familia en la pared sur.

Metodología

Trabajo de campo

En un terreno de propiedad privada ubicado a 200 m al SSW del punto de fuga se instalaron 144 estaciones de medición gasométrica distribuidas a cada 7.5 m (Figura 3a). Los pozos para instalar las gasometrías fueron perforados utilizando un rotomartillo BOSCH modelo GBH11DESDES-max a 1 m de profundidad, se colocaron tubos de PVC de $\frac{1}{2}$ " (13 mm) de diámetro y 30 centímetros de largo con tapa (la tapa contaba con una orificio de $\frac{1}{8}$ " cubierto con cinta para facilitar la medición). Al estar sellados los tubos, los COV's presentes en el subsuelo se acumulan y así puede ser medida su concentración (Figura 3b).

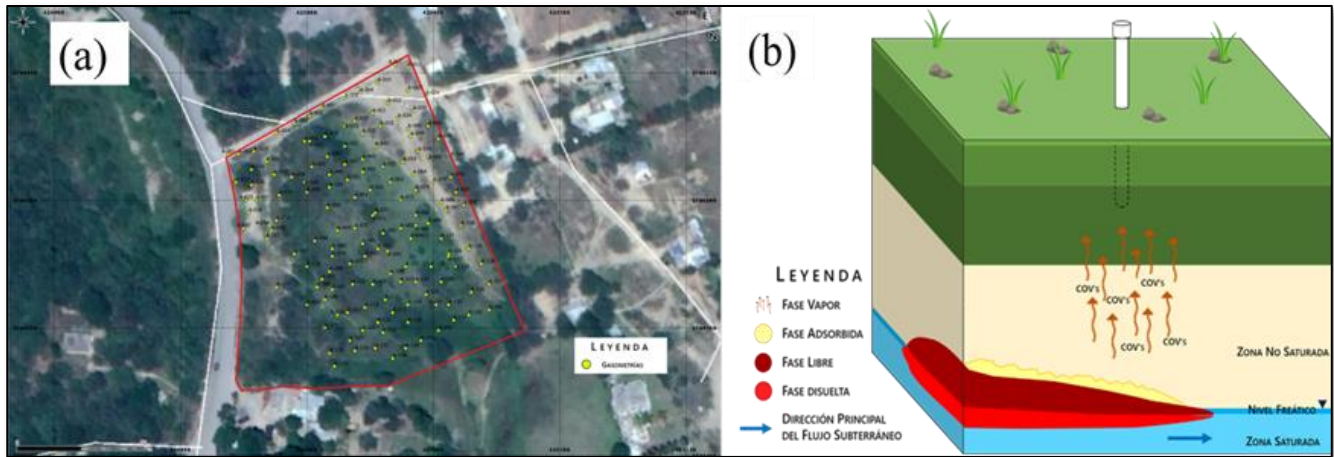


Figura 3: (a) Ubicación de las estaciones gasométricas. (b) Los COV's derivados de los hidrocarburos se volatilizan y ascienden por la zona no saturada, acumulándose parte de ellos dentro del tubo de colecta y medición de vapores.

Se tomaron dos lecturas; lectura 1 y lectura 2, dos y cuatro horas después de la instalación, respectivamente. En cada una de las lecturas se registró la hora, la presión barométrica, la temperatura y el valor de concentración de COV's en ppm. Para

obtener el valor de concentración de COV's se utilizó un detector de gases por fotoionización modelo ProCheck Tiger de la marca Ion Science Ltd. (Figura 4).



Figura 4: Determinación de COV's en una estación gasométrica con el ProCheck Tiger.

Resultados

Esta sección está integrada por el desarrollo de un modelo conceptual integral del sitio del derrame, la estadística de las determinaciones gasométricas, el análisis geoestadístico de la distribución de las emanaciones de vapor, así como del análisis de la reducción o atenuación natural del contaminante en el sitio.

Modelo conceptual

Para lograr una mejor comprensión del funcionamiento del sitio, se utilizaron los criterios descritos por Kresic & Mikszewski (2013) para el establecimiento del modelo conceptual integral. Este consiste en la representación simplificada del funcionamiento de un sistema real, en este caso el sistema agua subterránea y la interrelación de los mecanismos que operan bajo un conjunto de reglas naturales propias del sistema, incluyendo los efectos antropogénicos (derrames/contaminación). Desde el punto de vista geológico, en el sitio se presentan pequeños afloramientos de lutita y margas de la Fm. Méndez que representan aproximadamente el 10 % de un área de 10000 m². El resto está cubierto por una capa de suelo

cuyo espesor es irregular y va desde algunos centímetros hasta los 2 m. Hidrogeológicamente estas rocas representan un acuitardo de baja conductividad hidráulica (zona saturada) y el suelo (zona no saturada) es altamente permeable por el que se infiltró el contaminante de una manera relativamente rápida en las cercanías del punto de fuga. Una vez que el contaminante alcanzó la interfase de lutita-suelo, se movilizó lateralmente siguiendo la red de fracturas y la superficie irregular de la Fm. Méndez. Las acumulaciones de hidrocarburo en esta interfase litológica generan una fase libre discontinua sobre el nivel freático. En este punto, el hidrocarburo tiende a disolverse en pequeñas cantidades para dar lugar a una fase disuelta, por otra parte, su ubicación muy somera favorece la volatilización para ascender como fase vapor en el suelo (Figura 5). Las tendencias generales de la migración serían verticales descendentes en el punto de fuga y una vez que se alcanza el nivel freático o la Fm. Méndez, el contaminante migra lateralmente hacia el sur, por lo tanto, se infiere que el tipo de mecanismo de transporte es principalmente advectivo-dispersivo (Fetter, 1999) de acuerdo con la naturaleza de los materiales presentes (baja permeabilidad en la roca), las discontinuidades litológicas y estructurales.

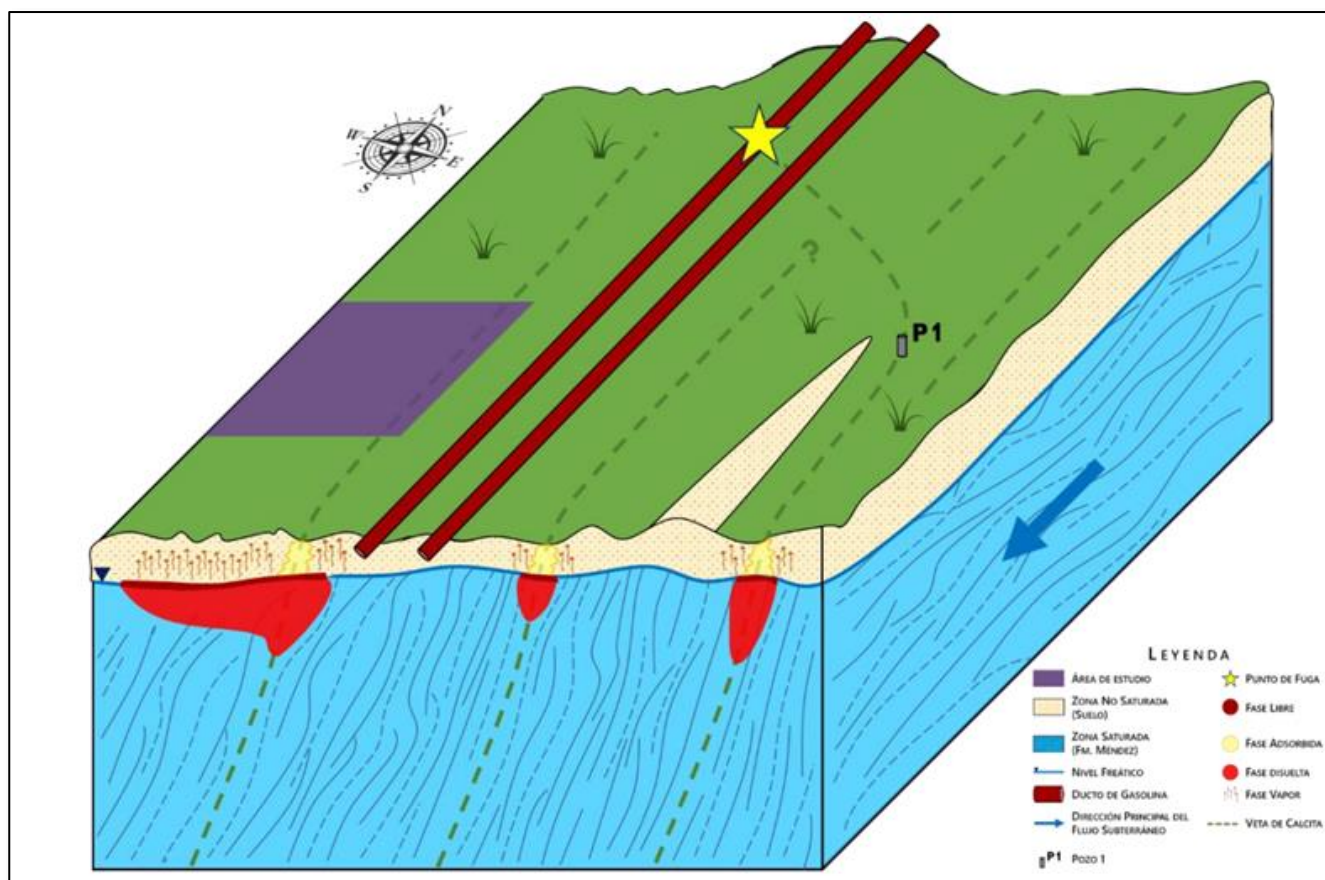


Figura 5: Modelo conceptual de la migración del contaminante en el área de estudio.

Estadística

Con el fin de analizar los valores determinados en campo de las concentraciones de COV's se procedió a realizar la estadística paramétrica de las lecturas obtenidas en campo. En el conjunto de datos de la Lectura 1, el valor mínimo registrado fue de 1.2 y el valor máximo fue de 88.5. Este conjunto de datos tiene una media aritmética simple de 18.68 y una desviación estándar de 17.85. En la Lectura 2, el valor mínimo obtenido fue de 1.4 y el valor máximo fue de 120.2. La media es de 30.90 y la desviación estándar es 25.03.

El histograma de las dos lecturas muestra una distribución con sesgo positivo (cola larga a la derecha) indica que en general los valores obtenidos fueron bajos (Figura 6). Esto se puede deber a varias razones, por ejemplo la hora en que se tomaron los datos, la ubicación de las gasometrías, la temperatura y presión atmosférica, así como la concentración media del contaminante en el subsuelo. Esta última se va reduciendo debido principalmente a la volatilización y a la degradación bacteriana.

Modelo geoestadístico de la distribución de COV's

Para generar estos modelos se realizaron dos lecturas de medición para las 144 estaciones gasométricas, los datos

obtenidos se interpolaron en el programa QGIS® versión 2.6.1 con el método distancia inversa ponderada (IDW, por sus siglas en inglés). En la Figura 7 se muestran los modelos resultantes, en los que las concentraciones de COV's más altas se encuentran en la parte norte del área de estudio, presentándose también algunos valores altos aislados. Con respecto a la Lectura 1, la Lectura 2 exhibe valores de concentración mayores. Esta diferencia se atribuye al tiempo que tuvieron los tubos instalados para acumular el vapor emanado.

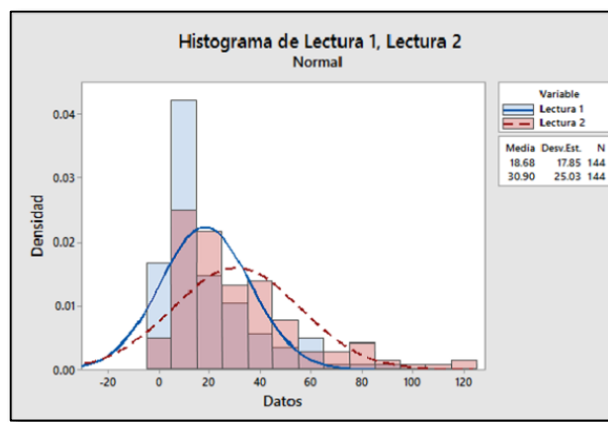


Figura 6: Histograma de frecuencias de las Lecturas 1 y 2 en conjunto. El sesgo es positivo para los dos.

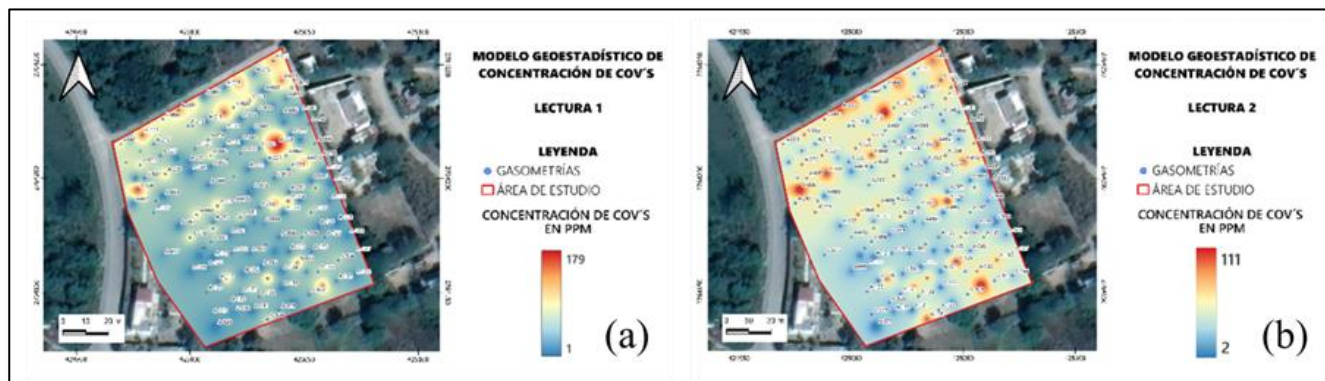


Figura 6: Histograma de frecuencias de las Lecturas 1 y 2 en conjunto. El sesgo es positivo para los dos.

Cabe mencionar que los valores obtenidos en este estudio son menores respecto los registrados inmediatamente después del derrame del hidrocarburo en marzo del 2017, fecha en la que se denunció la fuga. En la Figura 8(a) se observa como el modelo geoestadístico tiene una distribución del contaminante muy similar a la obtenida en este trabajo, con la diferencia de que los valores son hasta 100 veces más altos. Se atribuye la disminución de las concentraciones del contaminante derramado a un proceso

de atenuación natural (que incluye los procesos de biodegradación, volatilización y adsorción del compuesto en el suelo). En la Figura 8(b) se graficaron los promedios de las concentraciones obtenidas por la empresa que atendió la emergencia (Grupo Prif, S.A. de C.V.) y las obtenidas en este trabajo (Lecturas 1 y 2). En dicha gráfica se observa con mayor claridad la disminución de la concentración de hidrocarburo.

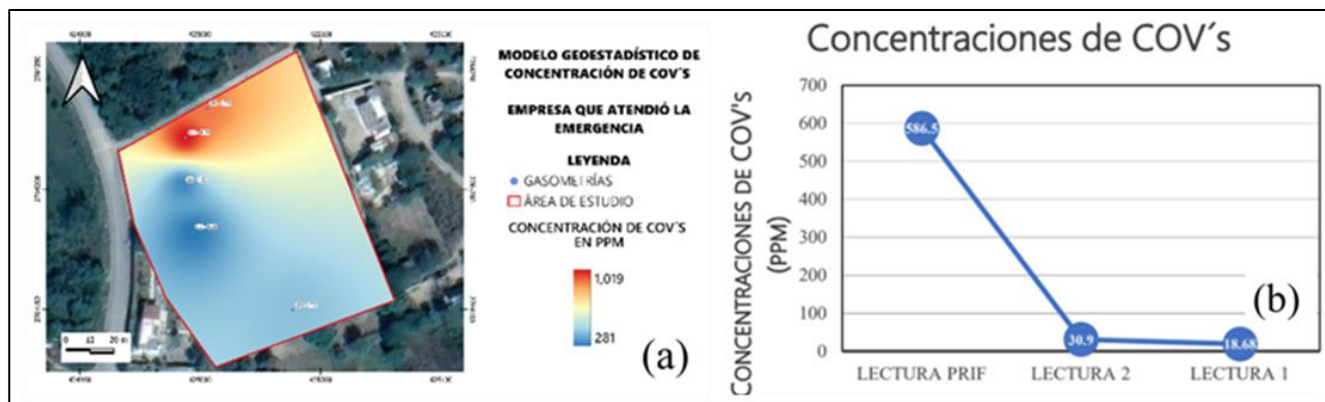


Figura 8: (a) Modelo geoestadístico obtenido en las dos primeras semanas de ocurrida la emergencia. (b) Reducción de las concentraciones de COV's debido a la atenuación natural, la Lectura PRIF corresponde a la primera quincena de abril de 2017 y las lecturas 1 y 2 se tomaron un año después.

Conclusiones

A partir de los resultados del presente trabajo se puede concluir que la aplicación del método de prospección gasométrica para la evaluación de la contaminación residual de hidrocarburos de fracción ligera constituye una herramienta de bajo costo para evaluar de manera rápida los procesos de atenuación natural, debidos principalmente a volatilización y a degradación aeróbica.

Las concentraciones registradas de COV's varían de entre 1.2 a 88.5 ppm para la Lectura 1 y entre 1.4 a 120.2 ppm para la Lectura 2. En comparación con los datos obtenidos, en fechas más cercanas a la fecha de la fuga del ducto, por la empresa (Grupo Prif) (280.8 a 1019 ppm) las concentraciones de gasolina han disminuido considerablemente. Las concentraciones obtenidas un año después representan aproximadamente el 10 % del valor promedio inicial.

Los modelos geoestadísticos de la distribución de COV's confirman la dirección de migración del bulbo contaminante. Las concentraciones más altas se ubican al norte del área de estudio y se reducen hacia el sur, coincidiendo con la dirección del flujo del agua subterránea.

A partir del modelo geológico generado en este trabajo basado en las propiedades litológicas y estructurales expuestas por la Fm. Méndez, la dirección del flujo subterráneo y el suelo en el área de estudio se determinó que las vetas de calcita paralelas a la estratificación propiciaron una rápida migración del hidrocarburo hacia la zona saturada.

En este caso particular, los procesos naturales que contribuyeron en mayor medida a la atenuación del hidrocarburo fueron la volatilización y la dilución. Debido a la alta presión de vapor de la gasolina ésta puede evaporarse fácilmente hacia la

superficie considerando que la capa de suelo es de reducido espesor.

En resumen, las concentraciones de COV's determinadas en el sitio de estudio se encuentran ya bajo los niveles establecidos por la normativa vigente de hidrocarburos en suelos, NOM-138-SEMARNAT/SSA1-2012 (200 ppm para uso de suelo residencial), es decir, a aproximadamente un 10 % del valor normativo.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su gratitud a la Gerencia de Protección Ambiental de Pemex Refinación, a la Gerencia del Sector Ductos Victoria de Pemex Logística, al Grupo PRIF, S.A. de C.V., a la Universidad Autónoma de Tamaulipas y a la Universidad Autónoma de Nuevo León por las facilidades otorgadas durante el desarrollo de los trabajos de campo.

Referencias

- Anderson II, B. & Aguilera, V. (1986): Push Faults, a Conceptual Model for Groundwater Exploration in the Sierra Madre Oriental Foreland, Mexico. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil I(9/10): 1149-1160.
- Castro, G. (2007): Informe final: Diseño monitoreo frente derrames de hidrocarburos. – Ministerio de Agricultura, Proyectos y Asesorías Ambientales. – 148 p.; Chile.
- Cavazos-Arroyo, J., Pérez-Armendáriz, B. & Mauricio-Gutiérrez A. (2014): Afectaciones y consecuencias de los derrames de hidrocarburo en suelos agrícolas de Acatzingo, Puebla, México. – Agricultura, Sociedad y Desarrollo, 11(4): 539-550.

- DOF (Diario Oficial de la Federación) (2003): Ley General Para la Prevención y Gestión Integral de Residuos. – Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. 1ª edición. – 85 p.; México.
- DOF (Diario Oficial de la Federación) (2009): Respuesta a los comentarios respecto del Proyecto de Norma Oficial Mexicana PROY-NOM-007-SECRE-2004, Transporte de gas natural, publicado el 25 de octubre de 2006. – Comisión Reguladora de Energía. – 37 p.; México.
- Fetter, C. W. (1999) “Contaminant hydrogeology. 2 nd. Edition – 500 p.; Upper Saddle River, NJ, USA, (Prentice-Hall Inc.).
- García E. (1981): Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la República Mexicana). 3 a. Edición. – 252 p.; México, D.F. (Instituto de Geografía, UNAM).
- Krezic, N. & Mikszewski, A. (2013): Hydrogeological Conceptual Site Models: Data Analysis and Visualization, 1st. Edition. – 600 p.; Boca Raton, FL, US (CRC Press,).
- NRC (National Research Council) (1984): Groundwater contamination. 1st. Edition. – 179 p.; Washington, DC, EUA (National Academy Press.).
- NRC (National Research Council). (2000): Natural Attenuation for Groundwater Remediation. – 292 p.; Washington, DC, EUA (National Academy Press.).
- PEMEX (Petróleos Mexicanos) (1999): Diccionario de Términos de Pemex Refinación. 1ra Edición. – 216 p.; México (Petróleos Mexicanos).
- Raisz E. (1964): Landforms of Mexico. Map scale 1:4,000,000. 2nd. Edition. – 1 p.; Cambridge, United Kingdom (Naval Research).

ANÁLISIS COMPARATIVO DE LAS SOLUCIONES NUMÉRICAS Y SEMI-NUMÉRICAS DE UN MODELO DE ADVECCIÓN-DIFUSIÓN PARA UN MEDIO POROSO HETEROGÉNEO

E.C. Herrera-Hernández^{1,*}, Roxana Cortés-Martínez¹, Alejandro Valdés-López¹,
Alejandro Alonzo-García² & Carlos G. Aguilar-Madera³

¹ Centro de Investigación y Estudios de Posgrado, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Av. Dr. Manuel Nava 6, Zona Universitaria, 78210, San Luis Potosí, México

² CONACyT-Tecnológico Nacional de México/Instituto Tecnológico de Nuevo León-Centro de Investigación e innovación Tecnológica. Av. De la Alianza No. 507, Parque de Investigación e Innovación Tecnológica, Autopista al Aeropuerto Internacional Mariano Escobedo Km. 10, Apodaca Nuevo León. C.P. 66629, México

³ Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Ex-Hacienda de Guadalupe 67700, Linares, N.L. México

* erik.herrera@uaslp.mx

Resumen

En este estudio se comparan las soluciones numéricas y semi-numéricas de un modelo matemático para el transporte de un trazador en un medio poroso, y cuya solución no es posible por métodos analíticos. El modelo consiste en una ecuación diferencial parcial en coordenadas radiales, el cual describe el transporte advectivo-difusivo de un trazador en un medio poroso heterogéneo. Se observó que el método de diferencias finitas explícito es inestable, mientras que el método híbrido (diferencias finitas-transformada de Laplace), y el método de diferencias finitas implícito son más robustos. Estos últimos métodos producen idénticas soluciones. Sin embargo, el método implícito está restringido por la discretización del paso temporal, mientras que el método híbrido depende del número de términos que se usen durante la inversión numérica. La solución híbrida presenta ventajas sobre la implícita debido a su estabilidad menos restringida relacionada con los parámetros de discretización.

Palabras clave

Advección-difusión, ecuaciones diferenciales parciales, diferencias finitas, transformada de Laplace.

Abstract

This study compares numerical and semi-numerical solutions of a tracer transport model in an analytically unsolvable porous medium. The model represents a parabolic partial differential equation in radial coordinates, describing the advective-diffusive transport of a tracer in a heterogeneous porous medium. It was observed that the explicit finite difference method is unstable when applied to the model, whereas the hybrid approach (Laplace transform-finite differences) and the implicit finite difference method are more robust. Both the implicit finite difference method and the semi-numerical approach yield identical solutions. However, the

Herrera-Hernández, E.C., Cortés-Martínez, R., Valdés-López, A., Alonzo-García, A. & Aguilar-Madera, C.G. (2023): Análisis comparativo de las soluciones numéricas y semi-numéricas de un modelo de advección-difusión para un medio poroso heterogéneo. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9** (2023): 73-81.

implicit method is constrained by the discretization of the temporal derivative, whereas the hybrid method depends on the number of terms in the numerical inversion. The hybrid solution is preferable over the implicit one due to its less restrictive stability concerning discretization parameters.

Keywords

Advection-diffusion, numerical methods, partial differential equations, Laplace transform

Introducción

El empleo de herramientas numéricas en ciencias e ingeniería surge de la necesidad de abordar problemas no lineales derivados de modelos matemáticos en fenómenos físicos. Esto se debe a que algunos problemas carecen de soluciones analíticas explícitas o requieren transformaciones especializadas. Por ejemplo, describir el flujo de fluidos en medios porosos o el transporte de calor en sólidos plantea desafíos donde las soluciones analíticas sólo son posibles bajo ciertas suposiciones que implican simplificaciones en la física del fenómeno. Cuando se buscan minimizar las suposiciones, la complejidad aumenta, lo que dificulta encontrar soluciones directas (Gilat & Subramaniam, 2017).

Las técnicas numéricas son una alternativa para la solución de problemas para los cuales no es posible determinar las soluciones analíticas. Éstas pueden ser aplicadas a modelos algebraicos, lineales y no lineales, y a sistemas de ecuaciones diferenciales ordinarias y parciales. Tienen la ventaja de reducir el orden del problema a resolver, sin embargo, el precio que se paga es que el número de ecuaciones a resolver se incrementa. Por ejemplo, si se tiene una ecuación diferencial parcial y se requiere obtener la solución numérica con diferencias finitas, la discretización del espacio y del tiempo con los esquemas numéricos apropiados genera un sistema de ecuaciones algebraicas lineales si la ecuación es lineal o no lineal en el otro caso (Burden et al., 2016).

El método de diferencias finitas ha sido ampliamente utilizado para resolver problemas complejos, y la razón de ello es su fácil implementación en un lenguaje de programación de alto nivel como Matlab, Fortran o Python. Éstas se clasifican como implícitas o explícitas. Las diferencias finitas explícitas emplean esquemas numéricos de los operadores diferenciales de manera que la evolución en el tiempo de la o las variables dependientes puede despejarse en función de estados anteriores de las mismas. La implementación de este tipo de aproximaciones es muy sencilla de obtener, pero tienen la desventaja de que su estabilidad está severamente comprometida por los parámetros relacionados con las discretizaciones de las variables independientes espacial y temporal. Por otra parte, los métodos implícitos son más robustos y la condición de

estabilidad no es tan severa como en el caso anterior, sin embargo, su implementación es mucho más complicada y demanda una mayor cantidad de tiempo de cómputo ya que es necesaria la inversión y manipulación de matrices derivadas del proceso de discretización (Zheng & Li, 2022).

En este contexto, se ha popularizado el empleo de métodos híbridos para resolver problemas dinámicos complejos. En particular, la combinación del método de transformada de Laplace con diferencias finitas ha destacado debido a sus ventajas, especialmente en la eliminación de problemas de estabilidad numérica asociados con la discretización temporal. Este enfoque implica transformar el modelo dinámico original al dominio de Laplace, donde el parámetro de Laplace reemplaza las derivadas temporales. En este dominio, el modelo se simplifica, convirtiendo ecuaciones diferenciales parciales en ordinarias y las ordinarias en algebraicas. Sin embargo, y si la solución analítica en el espacio de Laplace no es posible, se requiere discretizar el dominio espacial el modelo transformado para obtener la solución en cada punto del espacio. Una vez transformados tanto el dominio espacial como el temporal y se debe utilizar un algoritmo de inversión numérica [como el de Stehfest (1970) o el de De Hoog et al. (1982)] para determinar la solución en el dominio del tiempo. Esta alternativa es conocida como aproximación semi-numérica, pues es numérica en el espacio y semi-numérica en el tiempo (Herrera-Hernández et al., 2017, Abduxamidov, 2023).

Considerando lo anterior, en este trabajo, se lleva a cabo un análisis comparativo de la solución de un modelo matemático que describe el fenómeno de advección-difusión de un trazador en un medio poroso heterogéneo. El problema de advección-difusión se describe con una ecuación diferencial parcial parabólica de segundo orden con coeficientes variables y en coordenadas radiales. La solución numérica es aproximada con el método de Euler implícito y explícito, mientras que la aproximación semi-numérica se lleva a cabo con el método híbrido de transformada de Laplace con diferencias finitas.

Materiales y métodos

El problema asociado al modelo aborda el transporte de un trazador en un medio poroso heterogéneo. La condición analizada consiste en la inyección continua un fluido, como

agua, en un medio poroso con flujo radialmente cilíndrico. Sobre el fluido se inyecta de manera continua un trazador, como una sal o agua tritiada, en pequeñas cantidades que no afectan el flujo total. El trazador es monitoreado en diferentes puntos del medio poroso para identificar y propiedades del medio. En ingeniería de yacimientos se conoce como prueba de trazadores. Las pruebas de trazadores se emplean en campo para caracterizar yacimientos petroleros o geotérmicos y acuíferos, proporcionando información crucial sobre propiedades del

yacimiento, como la conectividad entre pozos, volumen de reservas y porosidades. El modelo matemático que describe el transporte de trazador en un medio como el descrito previamente está dado por la Ecuación (1) donde r es la posición a partir del punto de inyección, c es la concentración de trazador y J_r es el flux total de trazador dado por la Ecuación (2), siendo la constante η_{12} descrita por la Ecuación (3). Los detalles de los parámetros y la deducción del modelo pueden consultarse en el trabajo de [Herrera-Hernández et al. \(2013\)](#).

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\eta_{12}}{r^{d-1}} \frac{\partial}{\partial r} (r^\alpha J_r) = 0 \quad (1)$$

$$J_r = \frac{M_F \Gamma(\alpha)}{2\pi\phi_0\rho_0} r^{-\alpha} c - D_0 L^0 r^{-\theta} \frac{dc}{dr} \quad (2)$$

$$\eta_{12} = \frac{2^{(d-2)} \Gamma(d/2)}{\Gamma(\alpha)} \quad (3)$$

La condición inicial es que inicialmente no hay trazador en el medio poroso, esto es equivalente a (4) donde, r_w es el radio del pozo. El dominio es un cilindro de altura h con radio interior r_w y radio exterior L .

$$c(r > r_w, 0) = 0 \quad (4)$$

Las condiciones de frontera interior es que la concentración de trazador es constante en la cara del pozo (5), mientras que la condición de frontera en el radio exterior es que el flujo dispersivo es cero (6).

$$c(r_w, t) = C_0 \quad (5)$$

$$\frac{\partial u(L, t)}{\partial r} = 0 \quad (6)$$

Definiendo las siguientes constantes en función de parámetros del modelo:

$$\hat{U} = \frac{M_F \Gamma(\alpha)}{2\pi\phi_0\rho_0} \quad (7)$$

$$\hat{D} = D_0 L^0 \quad (8)$$

y desarrollando el álgebra correspondiente se arriba a la siguiente ecuación

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{\eta_{12}}{r^{d-1}} \left[\hat{U} - \frac{\eta_{12}}{r^{d-1}} \hat{U} (\alpha - \theta) r^{\alpha-\theta-1} \right] \frac{\partial c}{\partial r} + \frac{\eta_{12}}{r^{d-1}} \hat{D} r^{\alpha-\theta} \frac{\partial^2 c}{\partial r^2} \quad (9)$$

Definiendo las siguientes funciones,

$$f_2(r) = \frac{\eta_{12}}{r^{d-1}} \left[\hat{U} - \frac{\eta_{12}}{r^{d-1}} \hat{D} (\alpha - \theta) r^{\alpha-\theta-1} \right] \quad (10)$$

$$f_3(r) = \frac{\eta_{12}}{r^{d-1}} \hat{D} r^{\alpha-\theta} \quad (11)$$

la ecuación de transporte puede reescribirse como:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = -f_2(r) \frac{\partial c}{\partial r} + f_3(r) \frac{\partial^2 c}{\partial r^2} \quad (12)$$

En lo que sigue se aplica el método de diferencias finitas y el de transformadas de Laplace con diferencias finitas. Para ello se hace las siguientes simplificaciones en las funciones de la Ecuación (12): $f_{2i} = f_2(r_i)$ y $f_{3i} = f_3(r_i)$

Método de Euler Explícito

Se usa la siguiente discretización para la derivada temporal

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{c_i^{n+1} - c_i^n}{\Delta t} \quad (13)$$

mientras que para las derivadas de primer y segundo orden se tiene

$$\frac{\partial c}{\partial r} = \frac{c_i^n - c_{i-1}^n}{\Delta r} \quad (14)$$

$$\frac{\partial^2 c}{\partial r^2} = \frac{c_{i-1}^n - 2c_i^n + c_{i+1}^n}{\Delta r^2} \quad (15)$$

Sustituyendo las Ecuaciones (14) y (15) en (12) se llega a la siguiente ecuación discretizada:

$$\frac{c_i^{n+1} - c_i^n}{\Delta t} = -f_{2i} \frac{c_i^n - c_{i-1}^n}{\Delta r} + f_{3i} \frac{c_{i-1}^n - 2c_i^n + c_{i+1}^n}{\Delta r^2} \quad (16)$$

de donde la solución para el i -ésimo nodo puede despejarse de la siguiente manera:

$$c_i^{n+1} - c_i^n = \frac{-f_{2i} \Delta t}{\Delta r} (c_i^n - c_{i-1}^n) + \frac{f_{3i} \Delta t}{\Delta r^2} (c_{i-1}^n - 2c_i^n + c_{i+1}^n) \quad (17)$$

Si definimos los coeficientes

$$a_i = \frac{-f_{2i} \Delta t}{\Delta r^2} \quad (18)$$

$$b_i = \frac{f_{3i} \Delta t}{\Delta r^2} \quad (19)$$

y reescribimos la Ecuación (17) con los coeficientes de las Ecuaciones (18) y (19) se llega a la siguiente ecuación explícita:

$$c_i^{n+1} - c_i^n = a_i (c_i^n - c_{i-1}^n) + b_i (c_{i-1}^n - 2c_i^n + c_{i+1}^n) \quad (20)$$

Reagrupando los términos se tiene

$$c_i^{n+1} = (-a_i + b_i)c_{i-1}^n + (a_i - 2b_i - 1)c_i^n + b_i c_{i+1}^n \quad (21)$$

La ecuación anterior es válida para los nodos $2 \leq i \leq M-1$. Para cerrar la solución hace falta utilizar las condiciones de frontera que corresponden a los nodos $i=1$ para el radio del pozo y $i=M$ para la frontera exterior del sistema.

Para la frontera interior, en $i=1$ se sabe que $c(r_w, t) = C_0$, la ecuación correspondiente al primer nodo está dada por:

$$c_1^n = C_0 \quad (22)$$

mientras que la frontera exterior, $i=M$, se sabe que se impuso flux difusivo cero, $\frac{\partial c}{\partial r} = 0$, que de forma discretizada con diferencias finitas centradas es

$$\frac{c_{i+1}^n - c_{i-1}^n}{2\Delta r} = 0 \quad (23)$$

$$c_{M+1}^n = c_{M-1}^n \quad (24)$$

De la sustitución de la Ecuación (24) en **Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.** se obtiene la ecuación para el nodo de la frontera dada por:

$$c_M^{n+1} = (-a_i + 2b_i)c_{M-1}^n + (a_i - 2b_i + 1)c_M^n \quad (25)$$

Las Ecuaciones (21), (22) y (25) constituyen el esquema de solución numérica por diferencias finitas explícitas.

Método de Euler Implícito

Las Ecuaciones (21), (22) y (25) constituyen el esquema de solución numérica por diferencias finitas explícitas.

Método de Euler Implícito

Empleando el método implícito de Euler se utilizan las siguientes discretizaciones para las derivadas parciales temporales y espaciales

$$\frac{\partial c}{\partial t} = \frac{c_i^{n+1} - c_i^n}{\Delta t} \quad (26)$$

$$\frac{\partial c}{\partial r} = \frac{c_{i+1}^{n+1} - c_{i-1}^{n+1}}{2\Delta r} \quad (27)$$

$$\frac{\partial^2 c}{\partial r^2} = \frac{c_{i-1}^{n+1} - 2c_i^{n+1} + c_{i+1}^{n+1}}{\Delta r^2} \quad (28)$$

Sustituyendo las ecuaciones anteriores en la Ecuación (12) se obtiene la siguiente ecuación discretizada:

$$c_i^{n+1} - c_i^n = \frac{-f_2 \Delta t}{2\Delta r} (c_{i+1}^{n+1} - c_{i-1}^{n+1}) + \frac{f_3 \Delta t}{\Delta r^2} (c_{i-1}^{n+1} - 2c_i^{n+1} + c_{i+1}^{n+1}) \quad (29)$$

Utilizando las definiciones de los coeficientes dadas por (18) y (19) y reescribiendo (29)

$$c_i^{n+1} - c_i^n = a_i (c_{i+1}^{n+1} - c_{i-1}^{n+1}) + b_i (c_{i-1}^{n+1} - 2c_i^{n+1} + c_{i+1}^{n+1}) \quad (30)$$

Reagrupados términos y realizando el álgebra correspondiente, se llega a la siguiente ecuación implícita:

$$(a_i - b_i)c_{i-1}^{n+1} + (1 + 2b_i)c_i^{n+1} - (a_i + b_i)c_{i+1}^{n+1} = c_i^n \quad (31)$$

Para cerrar el sistema de ecuaciones lineales a resolver se utilizan las condiciones de frontera dadas por (22) para el primer nodo $i = 1$.

Para los nodos interiores $2 \leq i \leq M - 1$ se utiliza la Ecuación (31), donde M es el número máximo de ecuaciones (nodos de discretización) en el sistema algebraico. Para el último nodo del dominio o frontera exterior se utiliza la condición de flux difusivo cero dada por (23) en ese punto, de donde se obtiene el nodo *fantasma* que aparece en la ecuación para el último nodo

$$c_{M+1}^{n+1} = c_{M-1}^{n+1} \quad (32)$$

$$-2b_i c_{M-1}^{n+1} + (1 + b_i)c_M^{n+1} = c_M^n \quad (33)$$

El esquema de solución numérica implícita está dado por las Ecuaciones (22), (31) y (33). Para su implementación es necesario resolver el sistema de ecuaciones lineales generado por las ecuaciones para los nodos.

Nótese que el conjunto de ecuaciones puede resumirse de la siguiente manera:

$c_1^{n+1} = c_0$ para el nodo 1, $(1 + 2b_2)c_2^{n+1} - (a_2 + b_2)c_3^{n+1} = (-a_2 + b_2)c_1^{n+1}$ para el segundo nodo, $(a_i - b_i)c_{i-1}^{n+1} + (1 + 2b_i)c_i^{n+1} - (a_i + b_i)c_{i+1}^{n+1} = c_i^n$ para los nodos intermedios $2 \leq i \leq M - 1$ y $b_i c_{M-1}^{n+1} + (1 + b_i)c_M^{n+1} = c_M^n$ para el nodo de la frontera exterior. Este conjunto de ecuaciones lineales algebraicas admite una representación en forma matricial dada por:

$$Ac^{n+1} = Bc^n + b \quad (33)$$

Donde A y B las son matrices de coeficientes que corresponden a la discretización, mientras que c^n y c^{n+1} son los vectores de concentración evaluados en n y $n+1$, respectivamente; b es un vector de constantes que surge por la condición de frontera interior, el cual es cero en todos lados excepto en los primeros dos elementos.

Solución semi-numérica del modelo. Método de diferencias finitas con transformada de Laplace

Partiendo de la Ecuación (12), la aplicación de la transformada de Laplace sobre esta ecuación produce

$$s\bar{c} - c(0) = -f_2(r) \frac{d\bar{c}}{dr} + f_3(r) \frac{d^2\bar{c}}{dr^2} \quad (35)$$

donde \bar{c} es la transformada de Laplace de c dada por

$$\bar{c} = \mathcal{L}\{c(r, t)\} = \int_0^\infty c(r, t)e^{-st} ds \quad (36)$$

La discretización de las derivadas espaciales de primero y segundo orden se obtuvieron con esquemas de diferencias finitas centradas y están dadas por las siguientes expresiones:

$$\frac{d\bar{c}}{dr} = \frac{\bar{c}_{i+1} - \bar{c}_{i-1}}{2\Delta r} \quad (37)$$

$$\frac{d^2\bar{c}}{dr^2} = \frac{\bar{c}_{i-1} - 2\bar{c}_i + \bar{c}_{i+1}}{\Delta r^2} \quad (38)$$

Sustituyendo las discretizaciones y la transformada de Laplace para la derivada temporal en (12) se llega a

$$s\bar{c}_i - c(0) = \frac{-f_{2i}}{2\Delta r}(\bar{c}_{i+1} - \bar{c}_{i-1}) + \frac{f_{3i}}{\Delta r^2}(\bar{c}_{i-1} - 2\bar{c}_i + \bar{c}_{i+1}) \quad (39)$$

Si se utilizan los coeficientes definidos en las Ecuaciones (18) y (19) y se toma la condición inicial definida en (4) que establece $c(0) = 0$, se obtiene el siguiente sistema de ecuaciones lineales en el espacio de Laplace:

$$(a_i - b_i)\bar{c}_{i-1} + (s + 2b_i)\bar{c}_i - (a_i + b_i)\bar{c}_{i+1} = 0 \quad (40)$$

Con la ecuación anterior se genera un sistema lineal algebraico tri-diagonal que depende del parámetro s . Para cerrar el sistema se utilizan las ecuaciones respectivas para los nodos de las fronteras, en el dominio de Laplace. La ecuación de la frontera interior $c(r_w, t) = C_0$, en el dominio de Laplace tiene la forma:

$$\bar{c}_i = C_0 / s \quad (41)$$

Mientras que la ecuación para la frontera exterior tiene la forma,

$$\frac{\bar{c}_{M+1} - \bar{c}_{M-1}}{2\Delta r} = 0 \quad (42)$$

de donde se tiene que,

$$\bar{c}_{M+1} = \bar{c}_{M-1} \quad (43)$$

Aplicando la transformada de Laplace en la Ecuación (12) con flujo advectivo cero e igualando a cero, se obtiene que

$$s\bar{c}_M = f_{3i} \frac{\bar{c}_{M-1} - 2\bar{c}_M + \bar{c}_{M+1}}{\Delta r^2} \quad (44)$$

$$-2\bar{c}_{M-1} + \left(s \frac{\Delta r^2}{f_{3i}} - 2 \right) \bar{c}_M = 0 \quad (45)$$

Las ecuaciones para los nodos de discretización y que dependen del parámetro de Laplace se presentan a continuación:

$$\bar{c}_1 = 1 / s \quad (46)$$

$$(s + 2b_2)\bar{c}_2 - (a_2 + b_2)\bar{c}_3 = -(a_2 + b_2)\frac{1}{s} \quad (47)$$

$$(a_i - b_i)\bar{c}_{i-1} + (s + 2b_i)\bar{c}_i - (a_i + b_i)\bar{c}_{i+1} = 0 \quad (48)$$

$$-2\bar{c}_{M-1} + \left(s \frac{\Delta r^2}{f_3} - 2 \right) \bar{c}_M = 0 \quad (47)$$

$$(a_i - b_i)\bar{c}_{i-1} + (s + 2b_i)\bar{c}_i - (a_i + b_i)\bar{c}_{i+1} = 0 \quad (48)$$

$$-2\bar{c}_{M-1} + \left(s \frac{\Delta r^2}{f_3} - 2 \right) \bar{c}_M = 0 \quad (49)$$

Con este conjunto de ecuaciones y utilizando un algoritmo de inversión numérica se obtiene la solución semi-numérica la cual se compara con la numérica.

Resultados

Para obtener la solución numérica o semi-numérica se fijaron algunos parámetros del modelo y se evaluó el efecto de otros. Los parámetros que se mantuvieron fijos se presentan en la Tabla 1. Mientras que los parámetros que se modificaron para verificar la solución se presentan en la Tabla 2.

Tabla 1: Parámetros fijos utilizados para obtener las soluciones numéricas y semi-numéricas.

Parámetro	Valor	Unidad de medición
D_0	5.0	$m^{d+1-\alpha}/\text{día}$
L	250	m
M_f	1×10^5	$kg/\text{día}$
ϕ	0.02	adimensional
ρ_0	1000	kg/m^d
h	250	m
M	800	adimensional
N	200	adimensional

La comparación entre las soluciones numéricas y semi-numéricas se realiza a través del perfil de concentraciones y de la curva de arribo de trazador a un punto de observación. El perfil de concentraciones describe la distribución espacial del trazador en el medio poroso para un tiempo de observación. Por otra parte, la curva de arribo describe la llegada del trazador en función del tiempo para un punto de observación en el dominio. Se presenta el efecto de algunos de los parámetros en el perfil radial como en la curva de arribo. En las figuras, la solución numérica está graficada con línea continua en color rojo, mientras que la solución semi-numérica con línea punteada de color azul.

Tabla 2: Parámetros variables utilizados para obtener las soluciones.

Parámetros	Valores		
d	1.6	1.8	2.0
α	0.6	0.8	1.0
θ	0.1	0.3	0.5

En las Figuras 1 y 2 se presentan la comparación de la solución numérica con la solución semi-numérica para distintos valores del parámetro d . Se observa que ambas soluciones dan la misma solución pues se encuentran superpuestas. El efecto del parámetro d sobre el perfil radial, Figura 1, para $t = 75$ días, es tal que a medida que éste se incrementa el trazador cubre o barre un área menor, pues para $d = 1.6$ el trazador llega hasta $150 m$ del punto de inyección, mientras que para $d = 2.0$ llega a penas hasta $75 m$ aproximadamente. Respecto a la curva de arribo del trazador, Figura 2, para $r = 6.5 m$, se observa que el trazador

aparece en el punto de observación a tiempos más cortos para $d = 1.6$ que para $d = 2$, pues, aproximadamente, para el primer caso aparece a $t = 20$ días, mientras que para el segundo caso a $t = 50$ días.

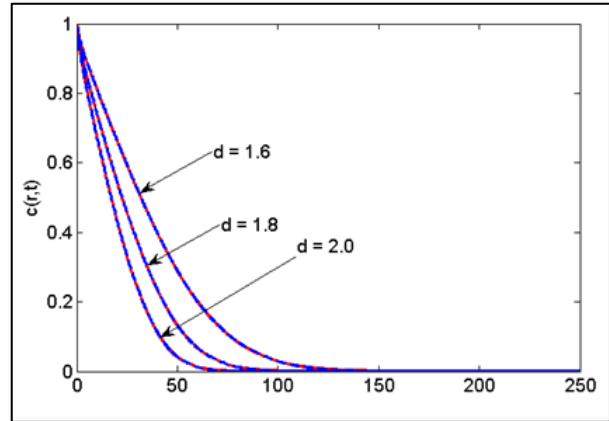


Figura 1: Perfil radial de concentración para $t = 75$ días.

En la Figura 1 se muestra la gráfica del perfil radial de la concentración para un tiempo fijo de muestreo en $t = 75$ días en función del parámetro $d = \{1.6, 1.8, 2.0\}$, para valores fijos para $\alpha = 0.8$ y $\theta = 0.25$. En la Figura 2 se muestra la curva de arribo del trazador en un punto del dominio que corresponde a $r = 62.5 m$ con los mismos parámetros.

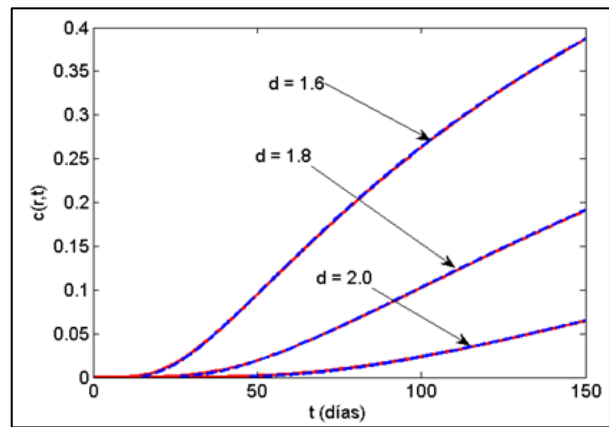


Figura 2: Curva de arribo para $r = 62.5 m$.

En las Figuras 3 y 4 se presenta la comparación de las soluciones numéricas y semi-numéricas para distintos valores de α . Nuevamente se observa que ambos métodos de solución arrojan resultados similares y que la solución puede obtenerse de manera indistinta por una u otra metodología. Cabe mencionar que el método híbrido de transformada de Laplace/diferencias finitas consume menos tiempo que el puramente numérico, y esto podría ser un criterio determinante para la decisión de cuál

método utilizar, principalmente en problemas de más dimensiones.

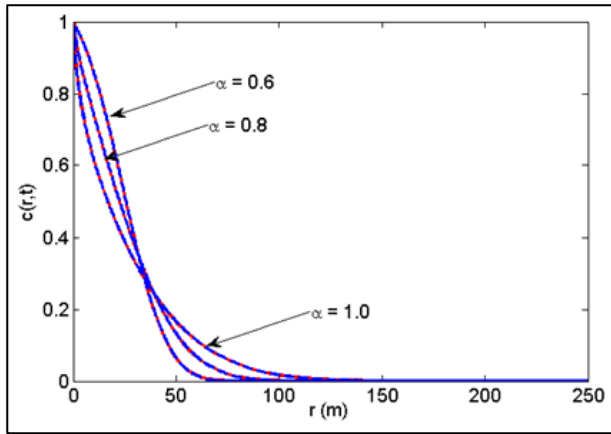


Figura 3: Perfil radial de concentración para $t = 75$ días.

En la Figura 3 se observa el perfil radial de la concentración para un tiempo fijo de muestreo en $t = 75$ días en función del parámetro $\alpha = \{0.6, 0.8, 1.0\}$, con valores fijos para $d = 1.8$ y $\theta = 0.25$. En la Figura 4 se observa la curva de arribo del trazador en un punto del dominio que corresponde a $r = 62.5$ m para los mismos parámetros.

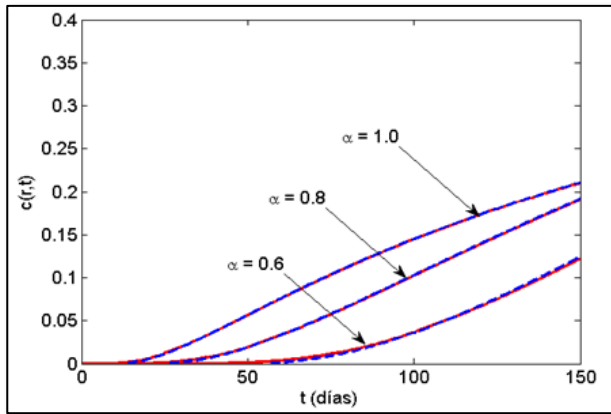


Figura 4: Curva de arribo para $r = 62.5$ m.

Respecto al efecto del parámetro α , se observa que es contrario al producido por d . En el caso del perfil de concentraciones, Figura 3, a medida que el parámetro se incrementa de 0.6 a 1 se observa que el trazador barre una zona mayor del dominio. Por otro lado, en la curva de arribo, Figura 4, se observa que el trazador aparece en menor tiempo en el punto de monitoreo a medida que el parámetro crece.

En las Figuras 5 y 6 se presentan la comparación entre las soluciones numérica y semi-numérica para distintos valores del parámetro θ . Se observa coincidencia en ambas soluciones al igual que los otros casos. El efecto del parámetro en el perfil radial para un tiempo fijo de monitoreo, Figura 5, se asocia con un incremento en la zona *barrida* por el trazador a medida que

dicho parámetro se incrementa. Por otra parte, en la curva de arribo, Figura 6, se aprecia que el trazador llega más rápido al punto de observación para valores mayores del parámetro.

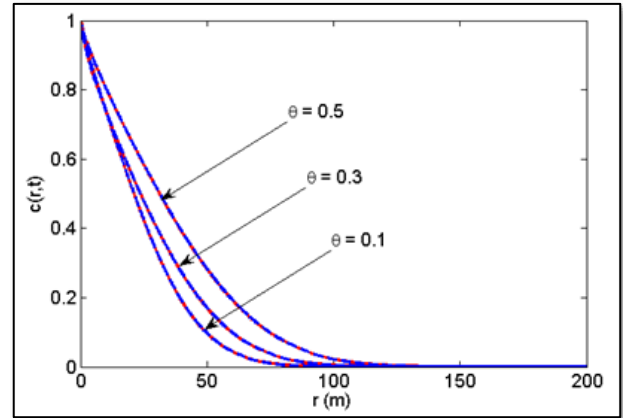


Figura 5: Perfil radial de la concentración para $t = 75$ días.

En la Figura 5 se observa el perfil radial de la concentración para un tiempo fijo de muestreo en $t = 75$ días en función del parámetro $\theta = \{0.1, 0.3, 0.5\}$ con valores fijos para $d = 1.8$ y $\alpha = 0.8$. En la Figura 6 se observa la curva de arribo del trazador en un punto del dominio que corresponde a $r = 62.5$ m a para los mismos parámetros.

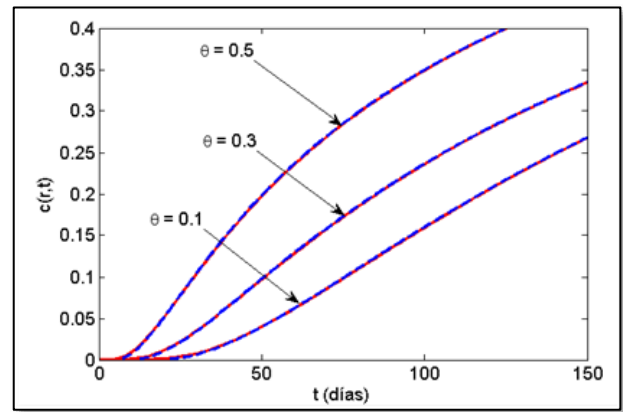


Figura 6: Curva de arribo para $r = 62.5$ m.

Se observa de manera consistente que la solución numérica y la semi-numérica dan el mismo resultado para diferentes valores de los parámetros del modelo. Desde el punto de vista de la implementación computacional, la solución numérica es más fácil de implementar y requiere de menos recursos que la solución numérica implícita. Sin embargo, la solución semi-numérica tiene problemas para obtener la solución numérica a tiempos cortos como se ilustra en las Figuras 2, 4 y 6 para tiempos menores a 25 días. Esto puede representar una desventaja en su uso para el monitoreo de yacimiento en sus inicios de explotación. En contraste, la solución numérica implícita da resultados consistentes en todo el horizonte de tiempo de la

simulación con la limitante de que requiere de esquemas mucho más complejos para su implementación.

Conclusiones

Los resultados demuestran que tanto la solución numérica como la semi-numérica ofrecen resultados consistentes para diversas configuraciones de parámetros del modelo. Aunque la solución semi-numérica es más fácil de implementar y requiere menos recursos computacionales en comparación con la implícita, la semi-numérica presenta limitaciones para intervalos temporales cortos, lo que la hace menos adecuada para el monitoreo inicial de yacimientos. Por otro lado, la solución numérica implícita garantiza estabilidad a lo largo de todo el horizonte temporal de la simulación, aunque con una mayor complejidad en su implementación. Además, el enfoque híbrido combina la estabilidad y precisión de la solución numérica con un menor tiempo de cálculo, lo que lo convierte en una opción atractiva para problemas multidimensionales. Estos resultados respaldan la viabilidad de utilizar enfoques combinados, como las diferencias finitas con transformada de Laplace, en situaciones donde las soluciones analíticas no son posibles, ofreciendo una alternativa eficaz y eficiente para la modelación y simulación de procesos complejos en medios porosos.

Referencias

Abduxamidov, S. (2023): Solving hydrodynamic equations using finite volume methods. – Eurasian Journal of Academic Research, **3**: 98–105.

Burden, R.L., Faires, J.D. & Burden, A.M. (2016): Análisis Numérico, 10a ed. – (Ed Cengage, USA).

De Hoog, F.R., Knight, J.H. & Stokes, A.N. (1982): An Improved Method for Numerical Inversion of Laplace Transforms. – SIAM J. Sci. Stat. Comput, **3**: 357-366. <https://doi.org/10.1137/0903022>

Gilat, A. & Subramaniam, V. (2017): Numerical methods for Engineers and scientists, 2a ed. – (Ed. John Wiley & Sons, s.l.).

Herrera-Hernández, E.C., Aguilar-Madera, C.G., Hernández, D., Luis, D.P. & Camacho-Velázquez, R.G. (2017): Semi-numerical solution to a fractal telegraphic dual-porosity fluid flow model. – Comp. Appl. Math. <https://doi.org/10.1007/s40314-018-0577-7>

Herrera-Hernández, E.C., Coronado, M., & Hernández-Coronado H. (2013): Fractal continuum model for tracer transport in a porous medium, - Phys. Rev., **E(88)**: 063004. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.88.063004>

Stehfest, H. (1970): Algorithm 368: Numerical inversion of Laplace transforms [D5]. – Commun. ACM, **13**: 47-49. <https://doi.org/10.1145/361953.361969>

Zheng, Z. & Li, X. (2022): Theoretical analysis of the generalized finite difference method. – Comput. Math. Appl., **120**: 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.camwa.2022.06.017>

ABOUT AN OUTCROP WITH FAUNA OF THE *VENERICARDIA PLANICOSTA* GROUP IN THE WESTERN BURGOS PROVINCE, NE MEXICO

Uwe Jenchen^{1,*}

¹ Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Ex-Hacienda de Guadalupe, Carretera a Cerro Prieto km 8, C.P. 67700 Linares, N.L., México

* uwe.jenchen@uanl.edu.mx

Resumen

El presente estudio trata sobre el afloramiento "El 7", que se encuentra en el Embalse del Río Grande, al oeste de la provincia de Burgos, en el distrito "China", formado por estratos sedimentarios del Mesozoico Tardío y Paleoceno. Este afloramiento se encuentra en el anticlinal de Vaquerías (sistema Higuera-Vaquerías), conocido desde 1946. Se muestrearon varios ejemplares del grupo *Venericardia planicosta* Lamarck. Tras comparar la morfología de la concha así como el rango estratigráfico de estos fósiles con holo-, co- e, hipotipos de diferentes publicaciones, una parte de las conchas descritas pueden asignarse a la especie *Venericardia (Venericor) diga*.

Palabras claves

Provincia de Burgos, Cuenca de Burgos, Bahía de Río Grande (Río Bravo), Paleógeno, Paleoceno, Eoceno, Formación Wilcox, Formación Midway, Grupo *Venericardia planicosta* Lamarck, *Venericardia (Venericor) zaptai*, *Venericardia (Venericor) diga*

Abstract

The present study deals with the outcrop "El 7", which is in the Río Grande Embayment, western Burgos province, in the "China" district, formed by sedimentary strata from the late Mesozoic and Paleocene. This outcrop is located on the Vaquerías anticline (Higuera-Vaquerías system), known since 1946. Various specimens of the *Venericardia planicosta* Lamarck group were sampled. After comparing the shell morphology as well as the stratigraphic range of these fossils with holo-, co- and, hypotypes from different publications, a part of the described shells can be assigned to the species *Venericardia (Venericor) diga*.

Keywords

Burgos Province, Burgos Basin, Río Grande Embayment, Paleogene, Paleocene, Eocene; Midway Formation, Wilcox Formation, *Venericardia planicosta* Lamarck group, *Venericardia (Venericor) zaptai*, *Venericardia (Venericor) diga*

Jenchen, U.: About an outcrop with fauna of the *Venericardia planicosta* group in the western Burgos Province, NE Mexico. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 83-102.

Introduction

Although the Burgos Basin has a supr-regional geological and economic importance, it has numerous natural resources (uranium, coal, hydrocarbons, etc.); there are few published studies on the surface geology due to the specific morphological conditions as part of the Gulf of Mexico Coastal Plain compared to the adjacent Sabinas and La Popa basins, as well as the Sierra Madre Oriental is underrepresented. Although Petróleos Mexicanos (Pemex) has conducted intensive exploration work in this basin, much of this data remains in unpublished archives (Eguiluz de Antuñano, 2011a).

The outcrop I would like to refer to in this paper is the point labeled “EL 7” by [Hernández-Ocaña et al. \(2018\)](#) at 25.469113° N and 99.283854°W. These are poorly exposed strata west of the Highway 35 Terán - China (see Figure 1). This outcrop has been used for paleontological field work for some time, as a rich *Venericardia* fauna can be found there. Stratigraphically, the “El 7” outcrop is in the Midway Formation (Carta Geológica [1:250000]; Río Bravo; [Herrera-Monreal et al., 2008](#)) on the eastern flank of an anticline of the Higueras-Vaquerías system.

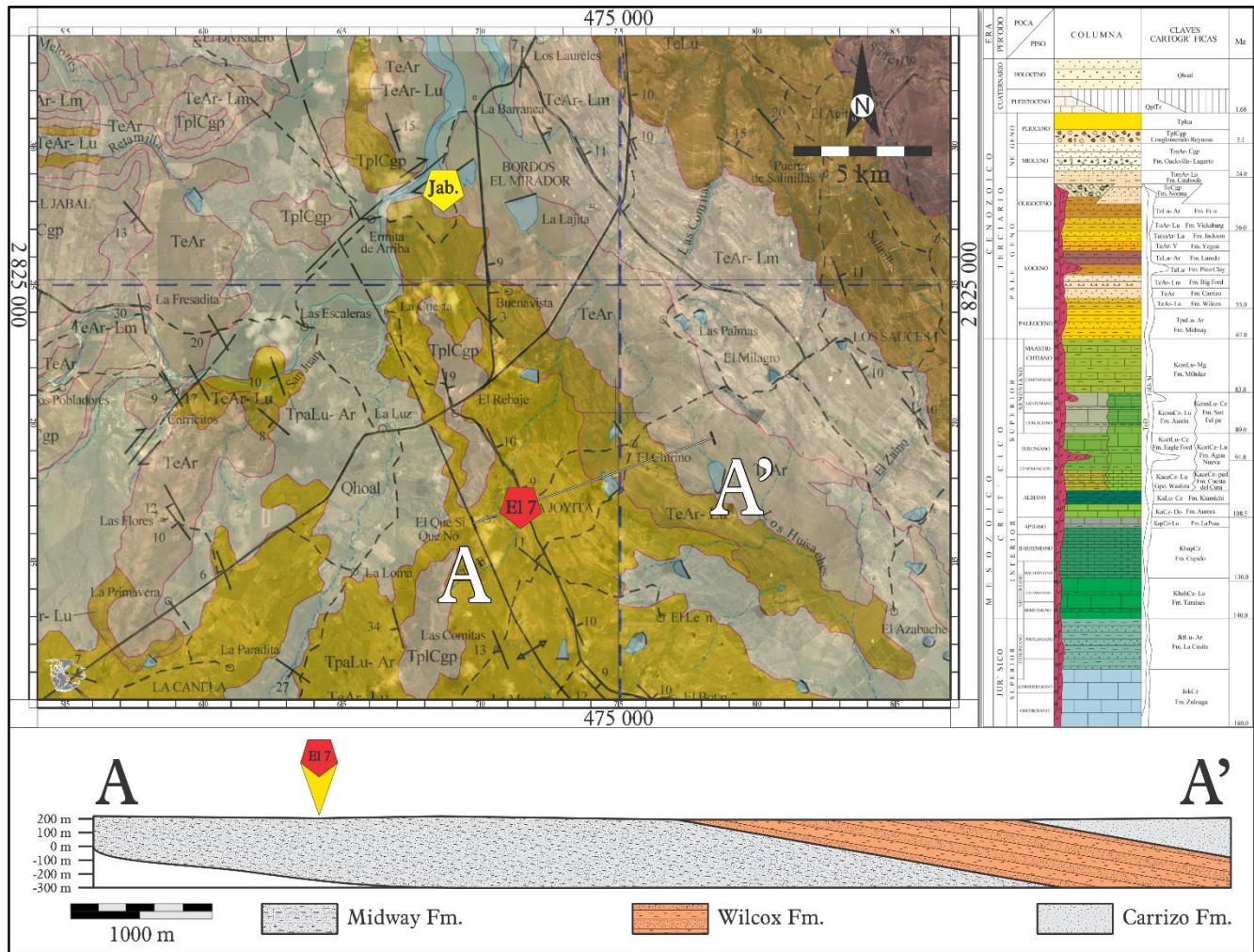


Figure 1: Above left: Geological map from the Mexican Geological Service (SGM, 2008) projected onto the Google Earth image. Above right: stratigraphic column from [Herrera-Monreal et al. \(2008\)](#). The section described in the paper fits into the Midway Formation. Below: schematic cross-section from A, the anticline axis to A', the Carrizo Formation, showing that the real position of the section described in the paper is located 273 m under the Midway/Wilcox boundary. The overall length of section A–A' is 8,250 m (modified from [Jenchen, 2019](#)).

I want to take the opportunity to enrich the information published so far on the outcrop with a summary of generally

available information and my observations on the topic. These are in detail (1) the geographic and stratigraphic position of the

outcrop to the Burgos Basin; (2) the structural geology of the western part of the Burgos Province; (3) the stratigraphic evolution of the western Burgos Province in the Paleogene; (4) and observations of the lamellibranchiate in the working area with reference to the *Venericardia planicosta* Lamarck Group in the Paleocene strata of the Midway Formation. This manuscript is divided into two parts: the first part deals with the stratigraphic and geographic position of the outcrop in the Burgos Province (Part I: About the Burgos Province). The second part deals with problems in describing, identifying, and stratigraphically classifying the occurring *Venericardia* fauna (Part II: The *Venericardia* problem).

About the Burgos Province

Although this section consists of a compilation of known literature, it is crucial to understand the geological situation of the Burgos Province.

Geographical/geological boundaries of the Burgos Province

The stratigraphic and structural development of NE Mexico begins with the fragmentation of Pangea in the late Triassic to the middle Jurassic. It led to the Gulf of Mexico's subsequent opening and developed a passive continental margin in the Late Cretaceous (Goldhammer & Johnson, 2001).

The early Cenozoic culminated in the Laramide foreland's deformation (Mexican orogen; see Fitz-Díaz et al., 2018). The structural core of northeastern Mexico consists of fault blocks from the Triassic and Lower Jurassic, which partly reflect Proterozoic and Late Paleozoic orogenic patterns of metamorphism and igneous intrusions (Ramírez-Fernández & Jenchen, 2016; Torres-Sánchez et al., 2016, 2017; Alemán-Gallardo et al., 2019a,b, 2020; Casas-Peña et al., 2021; Ramírez-Fernández et al., 2021; Torres-Sánchez et al., 2021). The Coahuila Block, Burro Salado Arch, and Tamaulipas Arch testify to the initial segmentation of Pangea as highs. Sabinas Basin and the Monterrey Trough form the lows (see Figure 2). These early Mesozoic fault blocks, in turn, controlled the stratigraphic patterns of the late Jurassic and Cretaceous. These blocks strongly influenced the Laramide Orogeny's structural patterns and the deposition of the associated foreland basins (see also: Buffler & Sawyer, 1985; Pindell, 1985; Pindell & Barrett, 1990; Martini & Ortega-Gutierrez, 2016).

According to Hernández-Mendoza et al. (2008), the Burgos Basin (Echánove-Echánove, 1986 speaks of the Burgos Province) is a Cenozoic coastal basin in Eastern Mexico, which represents the southern extension of the Texas Rio Grande Embayment. The Burgos Province is located on the northeast coast of Mexico, east of the Sabinas Basin in northern Mexico,

south of the extended Texas Gulf Coast Province, and north of the Laguna Madre-Tuxpan area. This area also includes the Cenozoic Tampico-Misantla Basin. The deepest part of the Burgos Basin lies northeast of the covered Mesozoic carbonate shelf (Tuxpan Platform), originally built as a structural high during the Jurassic opening of the Gulf of Mexico (e.g., Goldhammer, 1999; Galloway et al., 2000). The structural framework of the Burgos Province appears to be a transition zone between the gravitational collapse in Mexican offshore basins in the south (Wawrzyniec et al., 2003) and the salt-induced raft tectonics of the Gulf Coast in southern Texas (Al-Ghamdi & Watkins, 1996). The Burro Salado Arch and Tamaulipas Arch form the western boundary of Burgos Province.

Filling of the Mesozoic basins

An influx of clastic sediments marks the beginning of the deformation of the Mexican Orogen in the Sierra Madre Oriental into the foreland region around the Turonian/Coniacian limit (de Cserna, 1956; Baker, 1970; McBride et al., 1974; Padilla y Sánchez, 1982; Eguiluz de Antuñano, 1984; Soegaard et al., 2003; Gray et al., 2001). These sediments coming from the north and west filled the western basins up to the Maastrichtian, for example, the Parras Basin and the Monterrey Trough (Baker, 1970; McBride et al., 1974; Eguiluz de Antuñano, 2001) as well as the La Popa Subbasin during Paleocene-Eocene (Suter, 1984; Bitter 1986, 1993; Rehrmann et al., 2012). Lawton et al. (2020) give a summary of these events.

This beginning of Laramide Orogeny at the end of the Cretaceous period led to the elevation of the Sierra Madre Oriental and Sabinas basins west of the Burgos province, which initiated the deposition of a thick siliciclastic series to the east (Winker, 1984; Galloway et al., 1991, 2000; Hernández-Mendoza et al., 2008). The first significant inflow of sediments on the continental shelf of Burgos Province occurred during a transgression to the west, which led to the deposition of the mudstone-dominated Midway series in the early Paleocene, which was particularly dominant in the depocenter.

Overall, the clastic entry into Burgos Province was still relatively low at the beginning of the Cenozoic, as part of the sediments was enclosed in the considerable, locally actively accumulating Mayrán Basin (Amezcuca et al., 2012; Gray et al., 2020). Once the contraction of the Laramide Orogeny ended, the area was uplifted and eroded. This complete inversion sent large amounts of eastward sediment, exceeding the Burro-Salado and Tamaulipas arches and the Tuxpan platform. This rapid accumulation causes growth faulting, downslope sliding, and folding of sediments along the entire eastern Gulf of Mexico (see Gray et al., 2020; Pérez-Cruz, 1993; Hudec et al., 2019). The western part of Burgos Province was no longer a deposition area. Echánove-Echánove (1986) described the shift of the non-

deposition and deposition areas from west to east. This mobilization of sediments covers the Jurassic evaporites, which led to deformations. Finally, from the late Oligocene to the most recent times, thick sequences of siliciclastic sequences

developed towards the Gulf of Mexico, favored by growth faulting and diapirism from Jurassic clay and salt deposits (Rodríguez-Martínez et al., 2020).

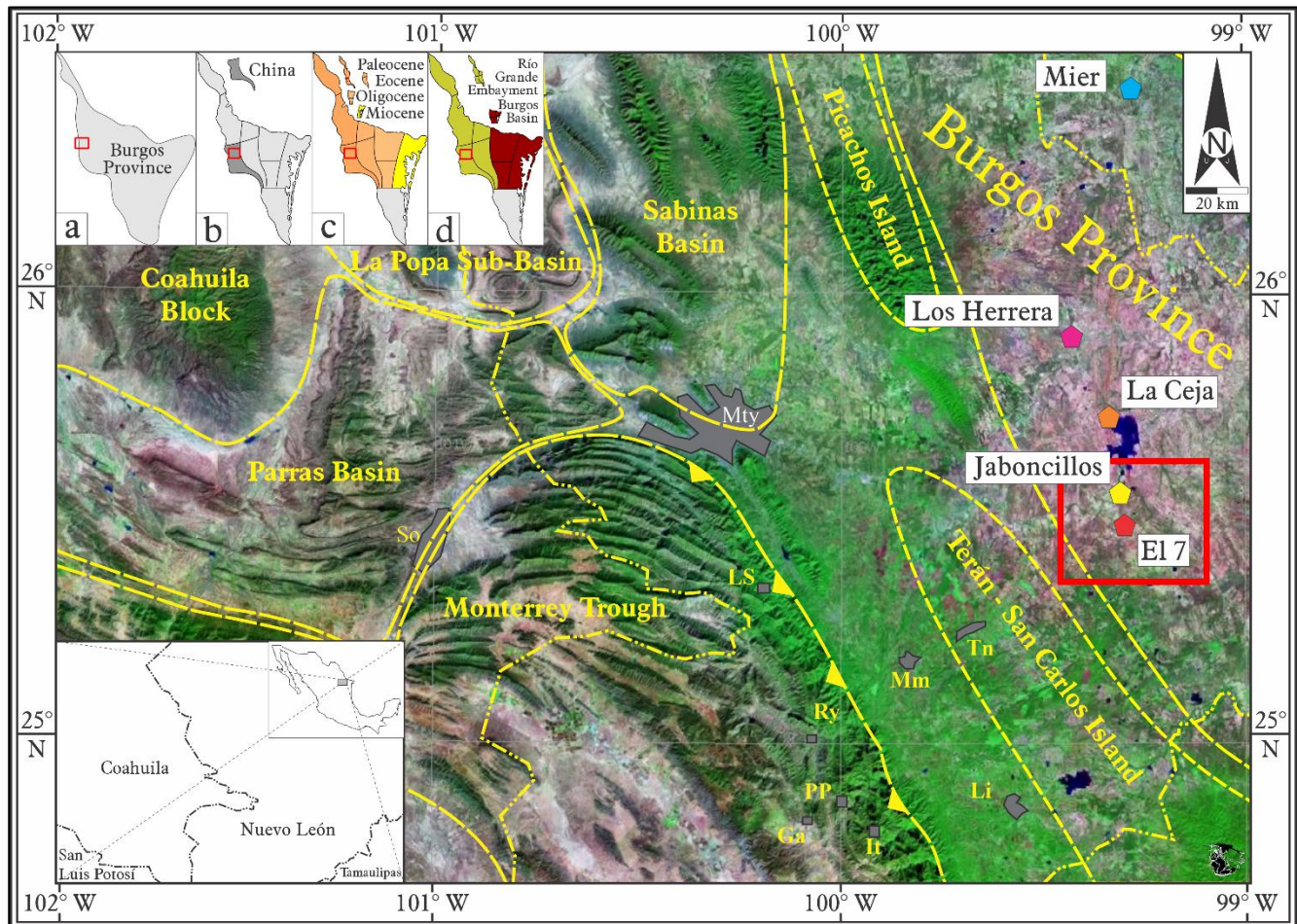


Figure 2: Mosaic of Mesozoic basins and heights in NE Mexico (modified from Jenchen, 2007). Inlets: a) Extension of the Burgos Province according to Muñoz-Cisneros et al. (2013); b) regions according to Echánove-Echánove (1986); c) segments with predominantly Paleocene, Eocene, Oligocene, and Miocene sediments (after Echánove-Echánove, 1986); d) Foothills of the Río Grande Depression and location of the actual Burgos Basin according to Gray et al. (2020) based on Echánove-Echánove (1986). Locations: Mty - Monterrey, Li - Linares, It - Iturbide, Ga - Galeana, PP - Potrero Prieto, Ry - Rayones, LS - Laguna de Sánchez, Tn - General Terán, So - Saltillo. Location of the outcrops: Jaboncillos, La Ceja, Los Herrera, and Mier from Perrilliat-Montoya (1963). The working area with the outcrop “El 7” is marked with a red frame.

During this uplift, anticlines developed, e.g., the great Higuera-Vaquerías system (Rodríguez-Cabo, 1946; Pérez-Cruz, 1993; Horbury et al., 2003). Typical of this is the development of Bathonian-Oxfordian sediments, including the evaporites deposited in half-grabens that have inverted into severely deformed, narrow folds, possibly an effect of a “fore bulge” associated with the foreland basins of the Mexican Orogen. The Higuera-Vaquerías system is an inverted former half-graben with a thick, late Jurassic filling (Horbury et al., 2003). The Vaquerías- and Papagayos folds strike northwest-southeast: the basement fault and inversion events of both dates from the

middle Eocene. As the youngest unit, the Queen City Formation is involved in deformation and partly eroded. The discordant late Eocene Yegua Formation then shows an onlap onto the deformation zone and a progression away from it (see Figures 3 and 4) (Horbury et al., 2003).

The other developments in the western and eastern part of Burgos Province, according to Echánove-Echánove (1986), a general name for the region as the “Burgos Basin,” make it appear problematic. Gray et al. (2020) go so far as to identify the western part of Burgos Province as the southern branch of the Río Grande Embayment (comparable to the districts: Laredo, W

Presas Falcón, Camargo, General Bravo, and China according to Echáñove-Echáñove, 1986) the depocenter as the actual Burgos

Basin with the districts: Reynosa, San Fernando and Matamoros (Figure 3).

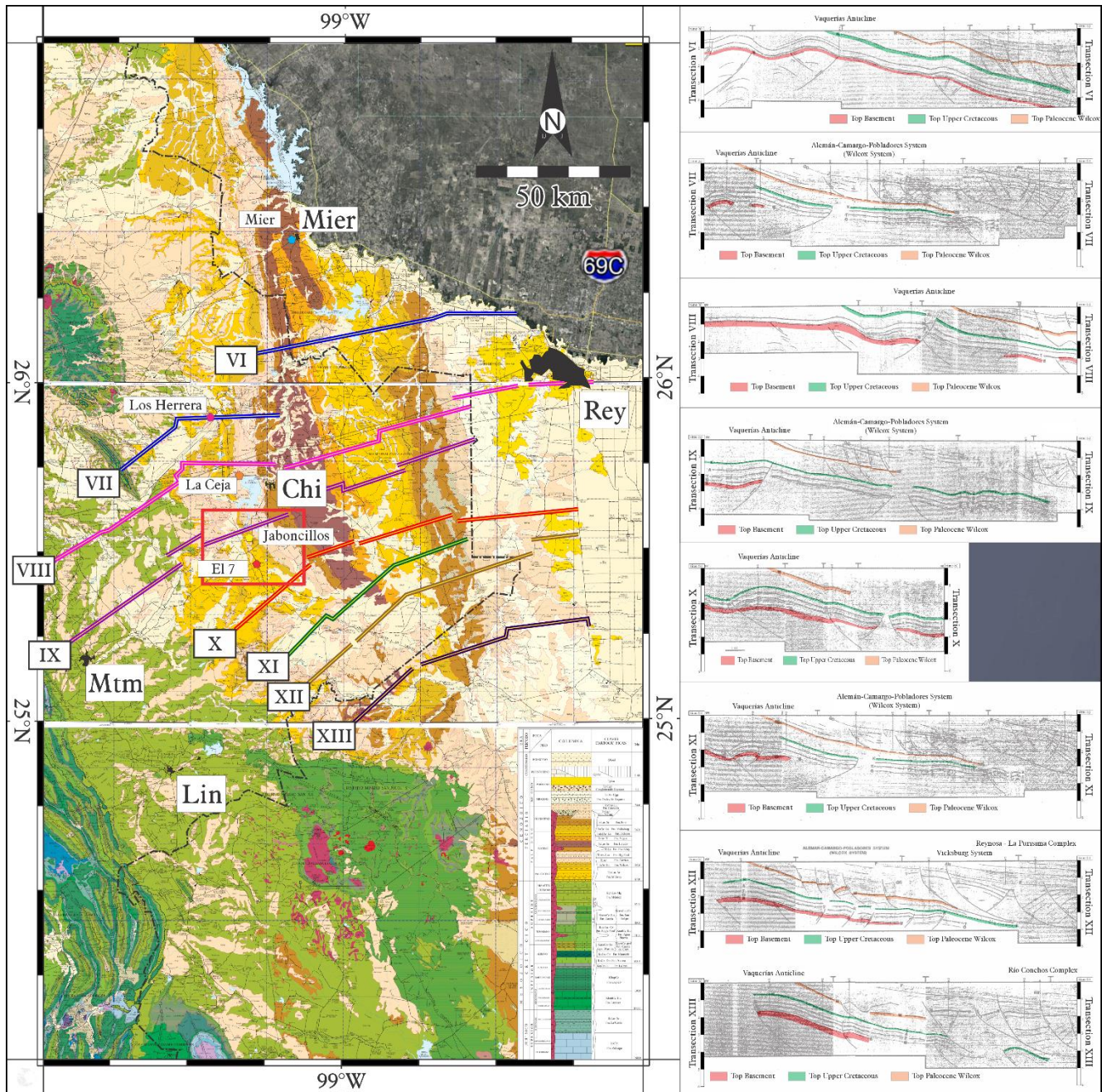


Figure 3: Mosaic of geological maps of the “Servicio Geológico Mexicano” (Mexican Geological Service, SGM) on a scale of 1: 250,000 (left) compared with the seismic sections VI-XIII from Pérez-Cruz (1993; right). Bottom-up: G14-11 Linares (Loerza-García et al., 2008); G14-8 Río Bravo (Herrera-Monreal et al., 2008) and G14-5 Reynosa (Ramírez-Gutiérrez et al., 2008). Locations: Li – Linares, Mtm. – Montmorelos, Rey – Reynosa, Mier - Cd. Mier. Location of the outcrops: Jaboncillos, La Ceja, Los Herrera, and Mier from Perrilliat-Montoya (1963). The study area with the outcrop “El 7” is marked with a red frame.

Finally, it remains to be added that the working area discussed here is located on the Burgos Province’s western limit (district of China, according to Echáñove-Echáñove, 1986). Its distance is small to Picacho Island (Burro-Salado Arch) and San Carlos Island (Tamaulipas Arch). The work area is crossed almost in the middle by the Vaquerías Anticline (see Figure 1 and Figure 3). In Figure 3, which is a combination of the geological maps of the “Servicio Geológico Mexicano” with the seismic sections from Pérez-Cruz (1993), its sections IX and X run through the upper and lower edge of the working area and leave no doubt about its structural geological situation arises.

Stratigraphic correlation

The Burgos Province's western area belongs to the relics of the Gulf of Mexico's opening, including the Tamaulipas Arch and the Burro-Salado Arch. The Burro-Salado Arch extends far up to Texas (Laredo Region). This arch and the adjacent areas

have been covered mainly with sediments since the Upper Cretaceous. However, they continue to play an essential role as a paleo element, especially concerning the Laramide Orogeny; the discordant Yegua Formation illustrates this (see also [Eguiluz de Antuñano, 2009, 2011b](#)).

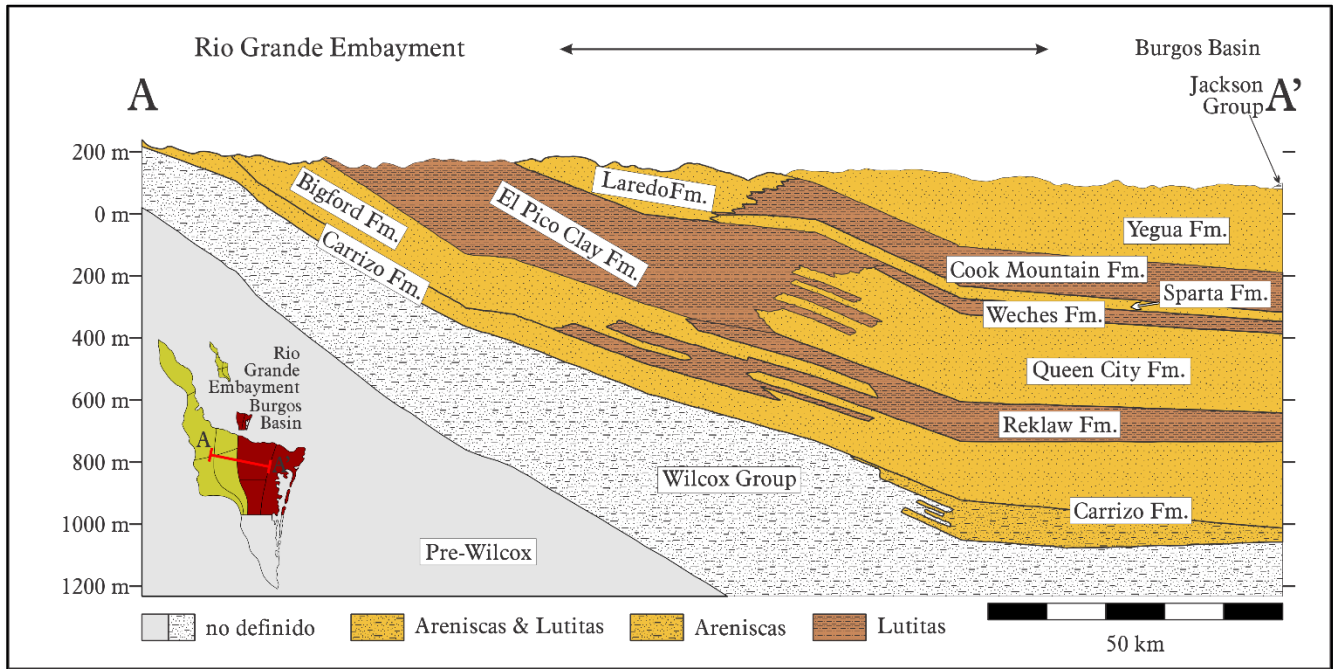


Figure 4: Conceptual geological section extending from the Rio Grande Embayment to the Burgos Basin (modified from [Eargle, 1968](#)). Here, the Carrizo Sands (Carrizo Formation) form an independent unit.

Therefore, Burgos Province's western area formed the uplift area, and the eastern region formed the depocenter, which absorbed the main sediment load. Accordingly, the facies distribution also follows the predominantly north-south striking structures. Consequently, it changes towards the depocentres of Burgos Province and the Rio Grande Embayment. An excellent example of this, provided by [Eargle \(1968\)](#), illustrates a W-E section from the Rio Grande Embayment to the Burgos Basin central area (Figure 4). These geological units shown in the figure can be lithostratigraphically correlated, following the Burro-Salado Arch to the south. The facies shift over the relatively short distance of <100 km towards the depocenter is also noticeable (Figure 4). It is possible to trace the lithostratigraphic units from Texas to the south and thus along the western edge of Burgos Province. In detail, I would like to point out the formation descriptions that are important for this correlation: Midway Formation ([Juárez-Arriaga & López-Palomino, 2012](#)); Wilcox Group/Formation ([Amezcuca, 2006](#)); Claiborne Group ([López-Palomino, 2010](#)); Carrizo Formation

([Palma-Ramírez & López-Palomino, 2019](#)); Bigford Formation ([Sáenz-Pita & López-Palomino, 2017](#)); Reklaw Formation ([Sáenz-Pita & López-Palomino, 2018](#)); Queen City Formation ([Sáenz-Pita et al., 2015](#)); El Pico Clay Formation ([Remigio-Morales & López-Palomino, 2014](#)); Weches Formation ([Contreras-Cruz & López-Palomino, 2014](#)); Laredo Formation; ([Juarez-Arriaga, 2010a](#)); Yegua Formation ([Juárez-Arriaga, 2010b](#)); Jackson Formation ([Juárez-Arriaga, 2010c](#)); Vicksburg Formation ([Juárez-Arriaga, 2010d](#)); and Frío Formation ([Juárez-Arriaga, 2010e](#)).

Suppose the listed formations are correlated with the above-mentioned geological units of the Río Grande Embayment; the following stratigraphic table results (see Figure 5). It can be used to classify the Paleogene *Venericardia* fauna stratigraphically. As the figure shows, there is no single or reliable stratigraphic table for southern Texas and the Burgos Basin, but each table reflects its respective scope.

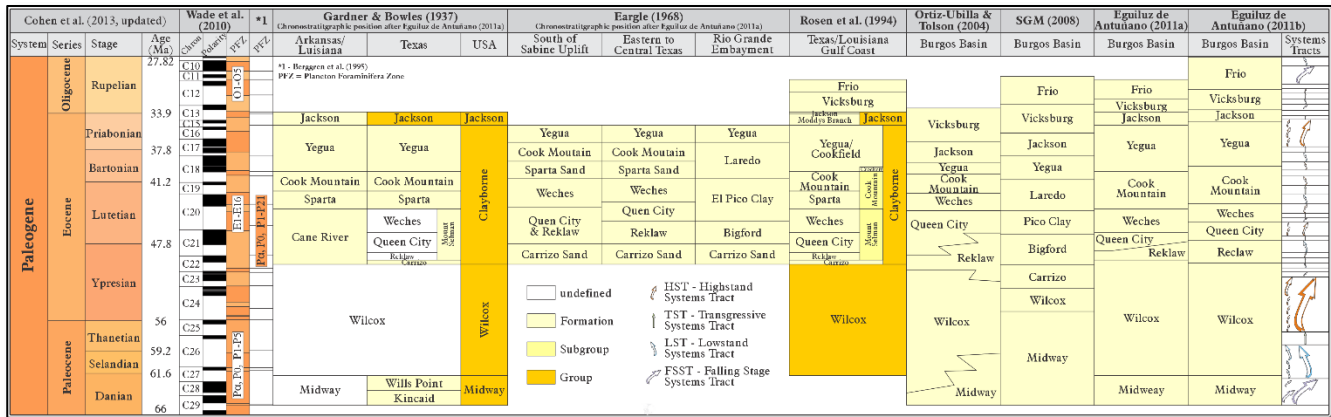


Figure 5: Stratigraphic table of parts of the Paleocene, Eocene, and the Lower Oligocene in Texas and the Burgos Province. Also, chronostratigraphic, magnetostratigraphic, and biostratigraphic zones are shown (Cohen et al., 2013; Wade et al., 2011; Berggren et al., 1995), as well as sequence stratigraphic interpretations according to Eguiluz de Antuñano (2011a) are included. Lithostratigraphic correlation based on Wade et al., 2011; Berggren et al., 1995; Gardner & Bowles, 1937; Eargle, 1968; Rosen et al., 1994; Ortíz-Ubilla & Tolson, 2004; Herrera-Monreal et al., 2008; and Eguiluz de Antuñano, 2009, 2011a, b).

The *Venericardia* Problem

Methodology

In this work 28 fossils were documented and compared with Hernández-Ocaña et al (2018) with 17 samples and the the study of Perrilliat-Montoya (1963) from the “Jaboncillos” outcrop located a few kilometers north of “El 7” with 71 individuals. Both studies are used as comparison groups. In the “Laboratorio de Geopreparación, Facultad de Ciencias de la Tierra,” the fossils were mechanically cleaned of coarse contamination, treated with hydrogen peroxide for several days, and mechanically cleaned again and again in the meantime.

The fossils were photographed with a SONY-NEX-7 camera, an 18-200 mm SEL18200 lens, and a black background under natural and artificial light. As far as possible, the left and right valves, front and back (anterior, posterior), and dorsal and ventral views were documented (see Figure 6). The better images from both series were scaled to the original size with Corel Draw and processed further with Adobe Photoshop: the objects were cut out, white balancing, exposure corrections were made, and a conversion to grayscale was carried out. The photographs from Gardner & Bowles (1937), Perrilliat-Montoya (1963), and Hernández-Ocaña et al. (2018) used in the following figures have been scaled to the original size and cut out. Images from

Gardner & Bowles (1937) were then inserted on a colored background corresponding to their stratigraphic position (Cohen et al., 2013). The illustrations of Gardner & Bowles (1937) are not scaled, so I used the sizes of holo- and cotypes mentioned in the text and scaled the photographs of the hypotypes (without dimensions) to the average size of the individual species. Since the photographs published in Perrilliat-Montoya (1963) are of insufficient quality and not to scale, the photographs provided by UNAM (Alvarado et al., 2015a-d), which are of excellent quality, were used instead. These photographs show the same individuals, albeit with a slightly modified collection key. Furthermore, the individuals in my collection were measured, and, as far as possible, their ribs were counted.

Really *Venericardia (Venericor) zapatai*?

Figure 6 and Table 1 show that the bivalves collected in “El 7” are very diverse. They differ in size, shape, and number of ribs (Table 1). The morphological descriptions of the valves are based on McMahon & Bogan (2001), Gaspar et al. (2002), Kosnik et al. (2006), Carter et al. (2012), Silantiev et al. (2018), El Mekawy et al. (2019) among others.

Table 1: Morphological data of the examined individuals. Abbreviations: BV - Both Valves, RV - Right Valve; LV - Left Valve; F - Fragment.

Sample	Description	Height	Length	Convexity	Height/Length	Height/Convex	Rips
UJe-17.02.2020-01	(F-LV)	39.3	42.6		0.9		
UJe-17.02.2020-02	(F-RV)	52.0	51.0		1.0		20

Sample	Description	Height	Length	Convexity	Height/Length	Height/Convex	Rips
UJe-17.02.2020-03	(F-LV)	38.5	49.8		0.8		20
UJe-17.02.2020-04	(F-BV)	54.0	62.2	42.5	0.9	1.3	23
UJe-17.02.2020-05							
UJe-17.02.2020-06	(BV)	57.6	58.5		1.0		23
UJe-17.02.2020-07	(RV)	51.7	42.3		1.2		
UJe-17.02.2020-08	(BV)	73.0	66.1	39.2	1.1	1.9	18
UJe-17.02.2020-09	(RV)	65.7	62.3		1.1		18
UJe-17.02.2020-10	(F-RV)	47.0	44.1		1.1		
UJe-17.02.2020-10	(F-LV)	41.1	41.1		1.0		
UJe-17.02.2020-11	(BV)	60.2	70.6	40.9	0.9	1.5	21
UJe-17.02.2020-12	(RV)	45.0	49.4		0.9		25
UJe-17.02.2020-13	(LV)	44.2	43.0		1.0		19
UJe-17.02.2020-14	(BV)	69.6	62.1		1.1		20
UJe-17.02.2020-15	(BV)	58.8	52.8	32.4	1.1	1.8	21
UJe-17.02.2020-16	(RV)	39.6	37.4		1.1		14
UJe-17.02.2020-17	(F)		65.8		0.0		23
UJe-17.02.2020-18	(BV)	62.3	65.9	42.9	0.9	1.5	21
UJe-17.02.2020-19	(RV)	35.4	41.9		0.8		25
UJe-17.02.2020-20	(F-LV)	53.4					18
UJe-17.02.2020-21	(BV)	59.8	64.3	36.3	0.9	1.6	25
UJe-17.02.2020-22	(BV)	61.6	62.1	41.0	1.0	1.5	25

The shells of the individuals found are often large, heavy, and transversely oval-trigonal in outline, rather heavily inflated in the umbonal area but flattened towards the edges, especially towards the posterior ventral edge. The umbos are low, directed to the anterior. The valves are moderately elongated towards the

anterior area. Common to the individuals are small and not very noticeable lunules and escutcheons. There are different shell shapes, such as inflated-cordate, transversely ovate-trigonal, and obliquely trigonal to ovate-trigonal.

Table 2: Stratigraphic Range and morphologic data from selected *Venericardia planicosta* Lamarck Group species.

	Length (mm)	Height (mm)	Rips	Age (Ma)	Range (Ma)	Stratigraphic position	See further
<i>¿ Venericardia (Venericor) zapatai ? (Gardner & Bowles, 1937)</i>							
Maximum	68	70	26	57.55	22.8	Cook Mountain Formation, Yegua Formation, Lowest Wilcox Formation	Gardner & Bowles (1937), Perrilliat-Montoya (1963), Alvarado et al. (2015c,d); Hernández-Ocaña et al. (2018, 2019)
Minimum	52	55	24	34.75			
<i>Venericardia (Venericor) hijuana (Gardner & Bowles, 1937)</i>							
Maximum	50	50	16	65	1.2	Cook Mountain Formation, Yegua Formation, Lowest Wilcox Formation	Gardner & Bowles (1937), Harnik (2009)
Minimum	50	50	15	63.8			

	Length (mm)	Height (mm)	Rips	Age (Ma)	Range (Ma)	Stratigraphic position	See further
<i>Venericardia (Venericor) jewelli</i> (Gardner, 1935; in Gardner & Bowles, 1937)							
Maximum	70	67	20	66	2.58	Kincaid Formation, Midway Grp.	Gardner & Bowles (1937), McClure (2009), Harnik (2009), McClure & Lockwood (2015)
Minimum	63	60	18	63.42			
<i>Venericardia (Venericor) mediaplata</i> (Gardner & Bowles, 1937)							
Maximum	60	58	31	64.82	3.13	Midway Grp.	Gardner & Bowles (1937), McClure (2009), Harnik (2009), McClure & Lockwood (2015)
Minimum	35	34	29	61.69			
<i>Venericardia (Venericor) smithii</i> (Aldrich, 1894)							
Maximum	56	53	36	64.82	3.93	Midway Grp.	Gardner & Bowles (1937), McClure (2009), Harnik (2009), McClure & Lockwood (2015)
Minimum	43	40	25	60.89			
<i>Venericardia (Venericor) aposmithii</i> (Gardner & Bowles, 1937)							
Maximum	113	117	36	59.89	4.93	Wilcox Grp.	Gardner & Bowles (1937), McClure (2009), Harnik (2009), McClure & Lockwood (2015)
Minimum	64	70	28	54.96			
<i>Venericardia (Venericor) diga</i> (Gardner & Bowles, 1937)							
Maximum	58	63	27	55.8	7.2	Wilcox Grp.	Gardner & Bowles (1937), Alvarado et al. (2015c,d), Perrilliat-Montoya (1963)
Minimum	51	59	24	48.6			
<i>Venericardia (Venericor) hatcheplata</i> (Gardner & Bowles, 1937)							
Maximum	78	85	32	55.15	2.70	Wilcox Grp.	Gardner & Bowles (1937), McClure (2009), Harnik (2009), McClure & Lockwood (2015)
Minimum	59	59	27	52.45			
<i>Venericardia (Venericor) bashiplata</i> (Gardner & Bowles, 1937)							
Maximum	76	79	31	54.39	0.57	Wilcox Grp.	Gardner & Bowles (1937), McClure (2009), Harnik (2009), McClure & Lockwood (2015)
Minimum	56	58	24	53.82			
<i>Venericardia (Venericor) pilsbryi</i> (Stewart, 1930)							
Maximum	103	93	38	54.39	0.57	Wilcox Grp.	Gardner & Bowles (1937), McClure (2009), Harnik (2009), McClure & Lockwood (2015)
Minimum	82	83	32	53.82			
<i>Venericardia (Venericor) horatiana</i> (Gardner, 1935)							
Maximum	86	90	25	54.39	0.57	Wilcox Grp.	Gardner & Bowles (1937), McClure (2009), Harnik (2009), McClure & Lockwood (2015)
Minimum	60	63	21	53.82			
<i>Venericardia (Venericor) claiboplata</i> (Gardner & Bowles, 1937)							
Maximum	72	78	32	50.35	12.86	Mount Selman Formation, Claiborne Grp.	Gardner & Bowles (1937), McClure (2009), Harnik (2009), McClure & Lockwood (2015)
Minimum	55	55	29	37.49			
<i>Venericardia (Venericor) densata</i> (Conrad, 1845)							
Maximum	49	47	29	48.81	11.32		

	Length (mm)	Height (mm)	Rips	Age (Ma)	Range (Ma)	Stratigraphic position	See further
Minimum	21	21	23	37.49		Mount Selman Formation, Claiborne Grp.	Gardner & Bowles (1937), McClure (2009), Harnik (2009), McClure & Lockwood (2015)
<i>Venericardia (Venericor) cacamai</i> (Gardner & Bowles, 1937)							
Maximum	65	70	32	48.81	11.32	Mount Selman Formation, Claiborne Grp.	Gardner & Bowles (1937), McClure (2009), McClure & Lockwood (2015)
Minimum	55	55	27	37.49			
<i>Venericardia (Venericor) zapatai</i> (Gardner & Bowles, 1937)							
Maximum	68	70	26	44.25	4.17	Cook Mountain Formation, Yegua Formation	Gardner & Bowles (1937), Harnik (2009)
Minimum	52	55	24	40.08			
<i>Venericardia (Venericor) cookei</i> (Gardner & Bowles, 1937)							
Maximum	41	40	40	34.15	4.33	Jackson Formation	Gardner & Bowles (1937), McClure (2009), Harnik (2009), McClure & Lockwood (2015)
Minimum	39	37	37	38.48			
<i>Venericardia (Venericor) apodensata</i> (Gardner & Bowles, 1937)							
Maximum	70	71	37	44.25	4.33	Jackson Formation	Gardner & Bowles (1937), McClure (2009), Harnik (2009), McClure & Lockwood (2015)
Minimum	45	45	34	40.08			

Some individuals have a compact shape (height/length ratio > 1) or more elongated shapes with a height/length ratio <1. The number of ribs varies regardless. However, an individual (Uje-17022020-16) has a significantly reduced number of ribs. The individuals (Uje-17022020-08 and -09) also have fewer but broader ribs. All forms show relatively strong forward-inclined umbos, reflected by the poorly preserved tooth caves' inclination. Comparing the proportions of the three studies mentioned (Perrilliat-Montoya, 1963; Hernández-Ocaña et al., 2018; and this study), it becomes apparent that the three comparison groups appear similar at first glance (Figures 7 and 8). The comparison group from Perrilliat-Montoya (1963) shows the most significant number of individuals. Their height/length ratio is higher than 1. The shell size distribution showed an overall approximately Gaussian distribution with a positive skew. It is noticeable that the individual "IGL:IGM:1174" (1174-1-P-IGM: Perrilliat-Montoya, 1963), published in Alvarado et al. (2015c), does not match any of the sizes given by Perrilliat-Montoya (1963) (Figure 7b). The individuals from Hernández-Ocaña et al. (2018) were distributed over several clusters with different regression lines (Jenchen, 2019). The individuals collected for this study are divided into two groups, and in

contrast to the previous groups, the majority show a negative height/length ratio (Figure 7c).

Only the individual (Figure 8g) shows a certain similarity with the hypotype, according to Perrilliat-Montoya (1963). Thus, the individuals (Figure 8a) and (Figure 8b) show a more rounded shell shape, the individuals (Figure 8c, d, e, and f) show oval shells elongated to the front and with forwardly inclined umbos, and only that individual (Figure 8g) has a trigonal form comparable to the individual depicted by Perrilliat-Montoya (1963). Individuals (Figure 8e) show strongly pronounced ribs associated with a lower number, unlike the others. Comparing the interior view of the individual (Figure 8a) with the form (Figure 8j) of Perrilliat-Montoya (1963) shown as *Venericardia (Venericor) zapatai*, the form (Figure 8j) possesses vertical and much more pronounced teeth caves, also the anterior adductor impressions are different and the inclination of the umbos.

However, since a similarity with the holotype (Figure 8o,p) published by Gardner & Bowles (1937) is far more critical, it must be mentioned here that only individual (Figure 8b) has a certain degree of comparability; all others in shape and ribs vary greatly. A comparison of the tooth hollows is not possible because there are no images of the holotype.

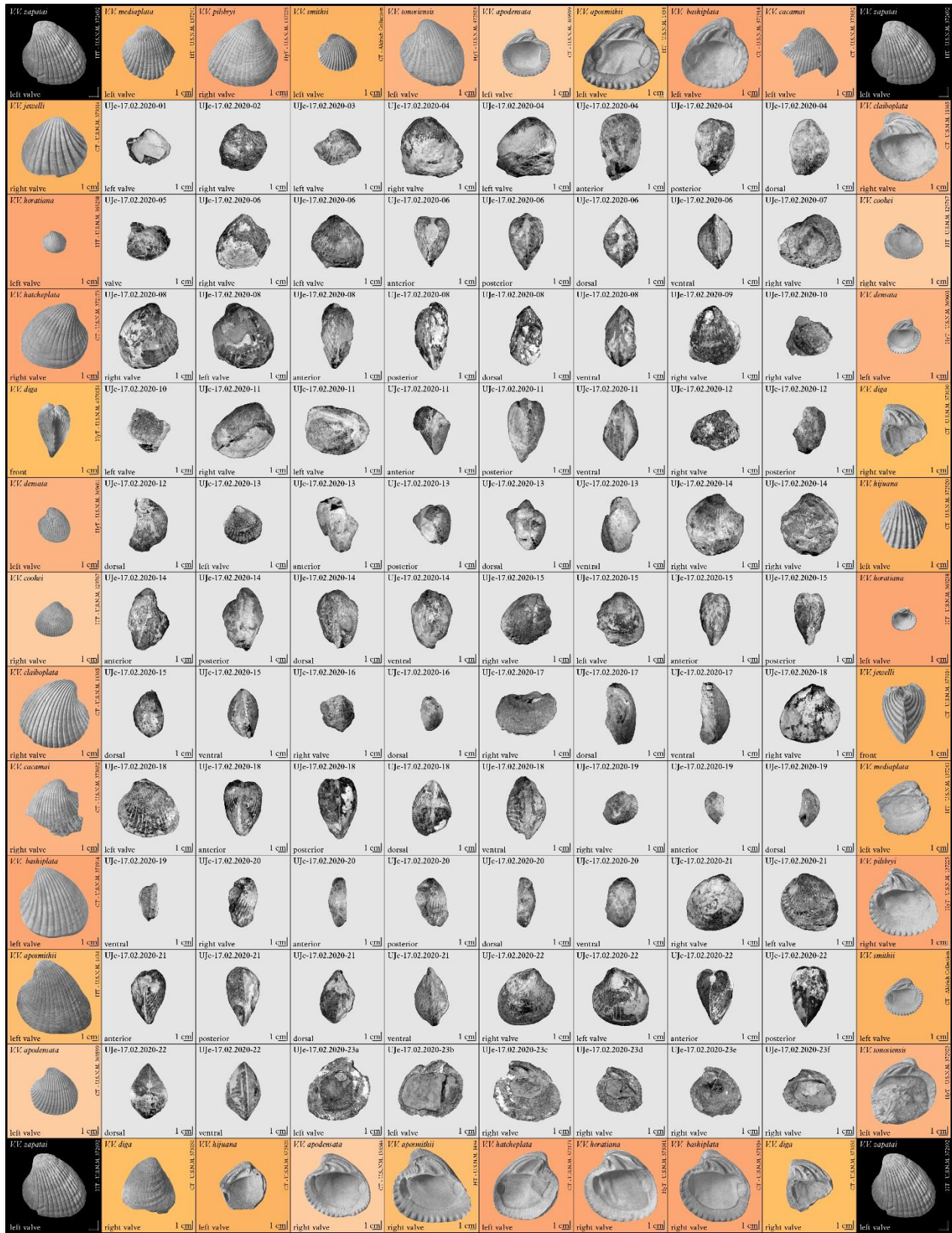


Figure 6: Variety of the bivalves sampled on February 17th, 2020: (gray background): sampled bivalves; (colored background): selected specimens from Gardner & Bowles (1937). Colored backgrounds correspond to the stratigraphic position of the species (after Cohen et al., 2013). The only secured photograph of *Venericardia* (*Venericor*) *zapatai* has a black background.

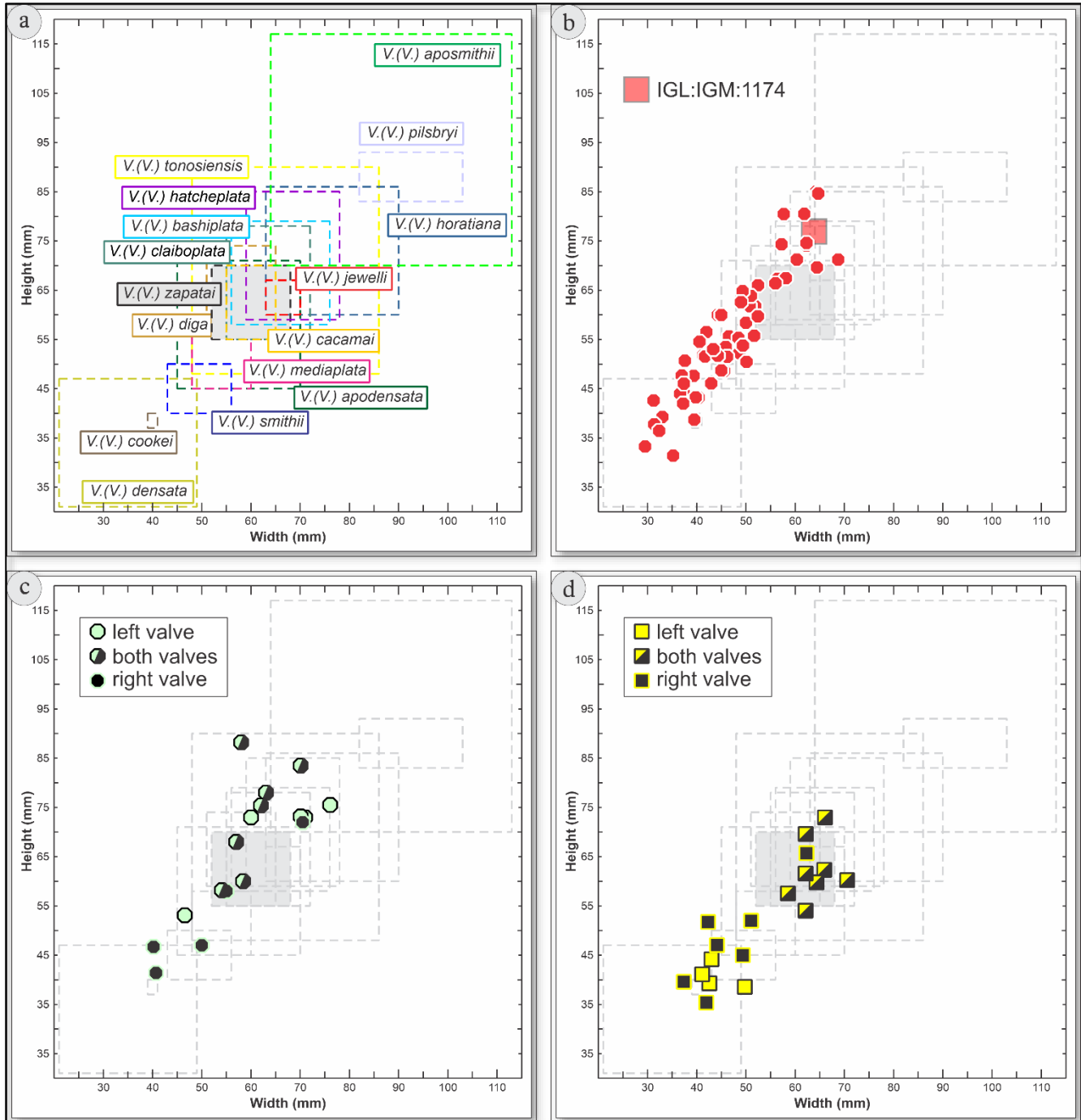


Figure 7: Comparison of the proportions of Paleogene *Venericardia* species: (a): see Table 2; (b): individuals published as *Venericardia (Venericor) zapatai* by Perrilliat-Montoya (1963). (c): Individuals published as *Venericardia (Venericor) zapatai* by Hernández-Ocaña et al. (2018); and (d) the individuals found in the outcrop "El 7".

However, since a similarity with the holotype (Figure 8o,p) published by Gardner & Bowles (1937) is far more critical, it must be mentioned here that only individual (Figure 8b) has a

certain degree of comparability; all others in shape and ribs vary greatly. A comparison of the tooth hollows is not possible because there are no images of the holotype.

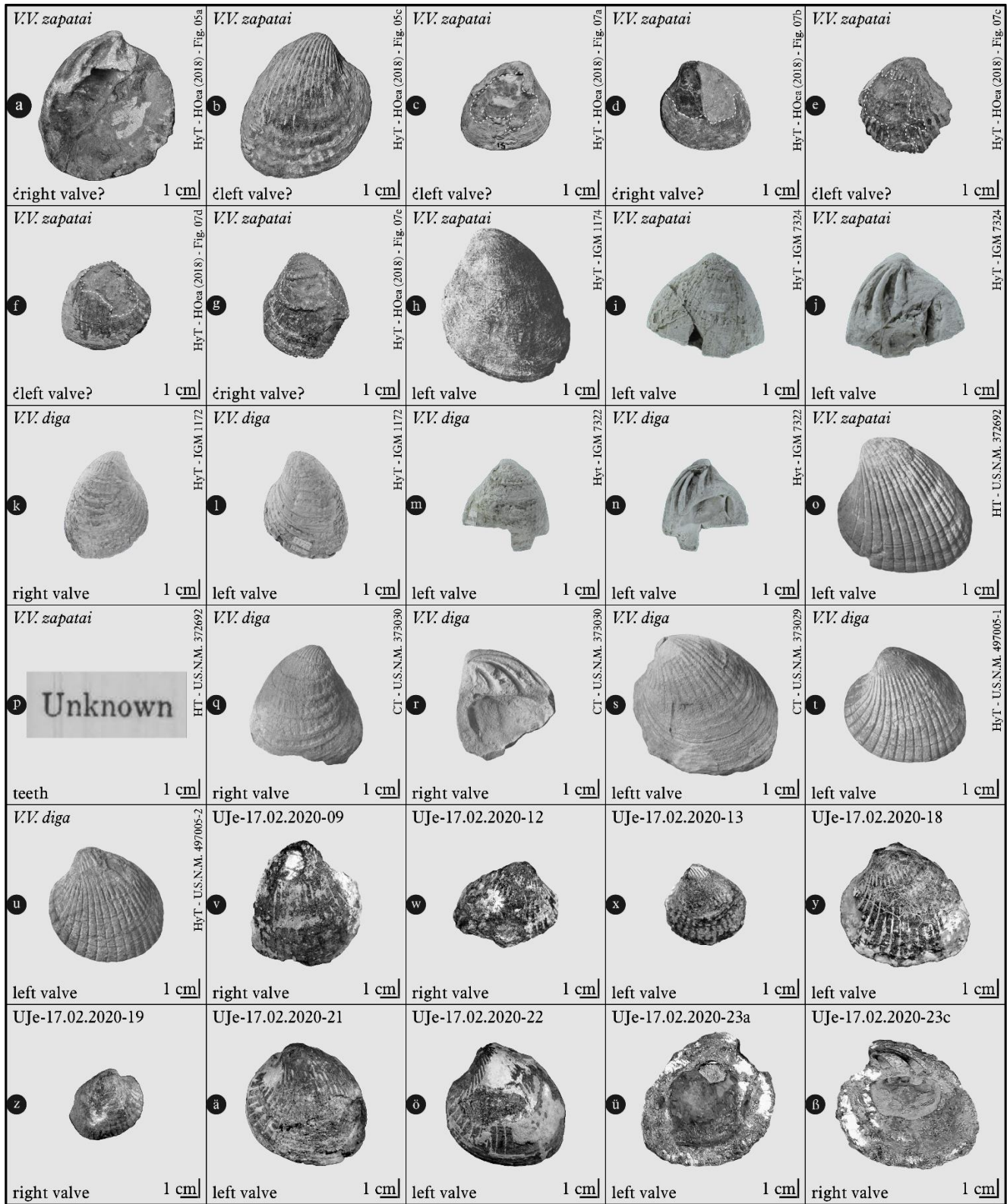


Figure 8: Comparison of different bivalves that should represent in the majority *Venericardia (Venericor) zapatai*: (a-g) Hypotypes of *Venericardia (Venericor) zapatai* (Hernández-Ocaña et al., 2018 [HOea (2018)]); (h-j) hypotypes of *Venericardia (Venericor) zapatai* (Perillita-Montoya, 1963); (h-j) Hypotypes of *Venericardia (Venericor) diga* (Perillita-Montoya, 1963; see Alvarado et al., 2015a-d); (o-p) holotypes of *Venericardia (Venericor) zapatai* (Gardner & Bowles, 1937); (q-u) co- and hypotypes of *Venericardia (Venericor) diga* (Gardner & Bowles, 1937); (v-β) individuals collected on 02/17/2020 see Figure 6.

The fact mentioned above was probably also known in 1963. Therefore, the determination of [Perrilliat-Montoya \(1963\)](#) appears to be quite interesting, although there is no morphological similarity between the holotype and the hypotype. Primarily, it seems that the hypotype shown is a heavily eroded individual. However, the pronounced concentric growth stripes are recognizable. The individuals (Figure 8h-j) are, however, very similar to the *Venericardia (Venericor) diga*, also described by [Perrilliat-Montoya \(1963\)](#). Shell structure, growth stripes, ribs, the inclination of the umbo, and hinges are almost identical. The similarity also exists to the cotypes of the *Venericardia (Venericor) diga* ([Gardner & Bowles, 1937](#)), on

which the pronounced concentric growth stripes are also recognizable. The hinges are comparable (Figure 8q-s). The hypotypes presented in [Gardner & Bowles \(1937\)](#) resemble some individuals (Figures 8b, c, d, and f) from [Hernández-Ocaña et al. \(2018\)](#). At the same time, individual Figure 8 is very similar to the cotype from [Gardner & Bowles \(1937\)](#) (Figure 8q)

It seems that the forms called *Venericardia (Venericor) zapatai* by [Perrilliat-Montoya \(1963\)](#) and some individuals from [Hernández-Ocaña et al. \(2018\)](#) are far more similar to the *Venericardia (Venericor) diga* described by [Gardner & Bowles \(1937\)](#) as belonging to *Venericardia (Venericor) zapatai*.

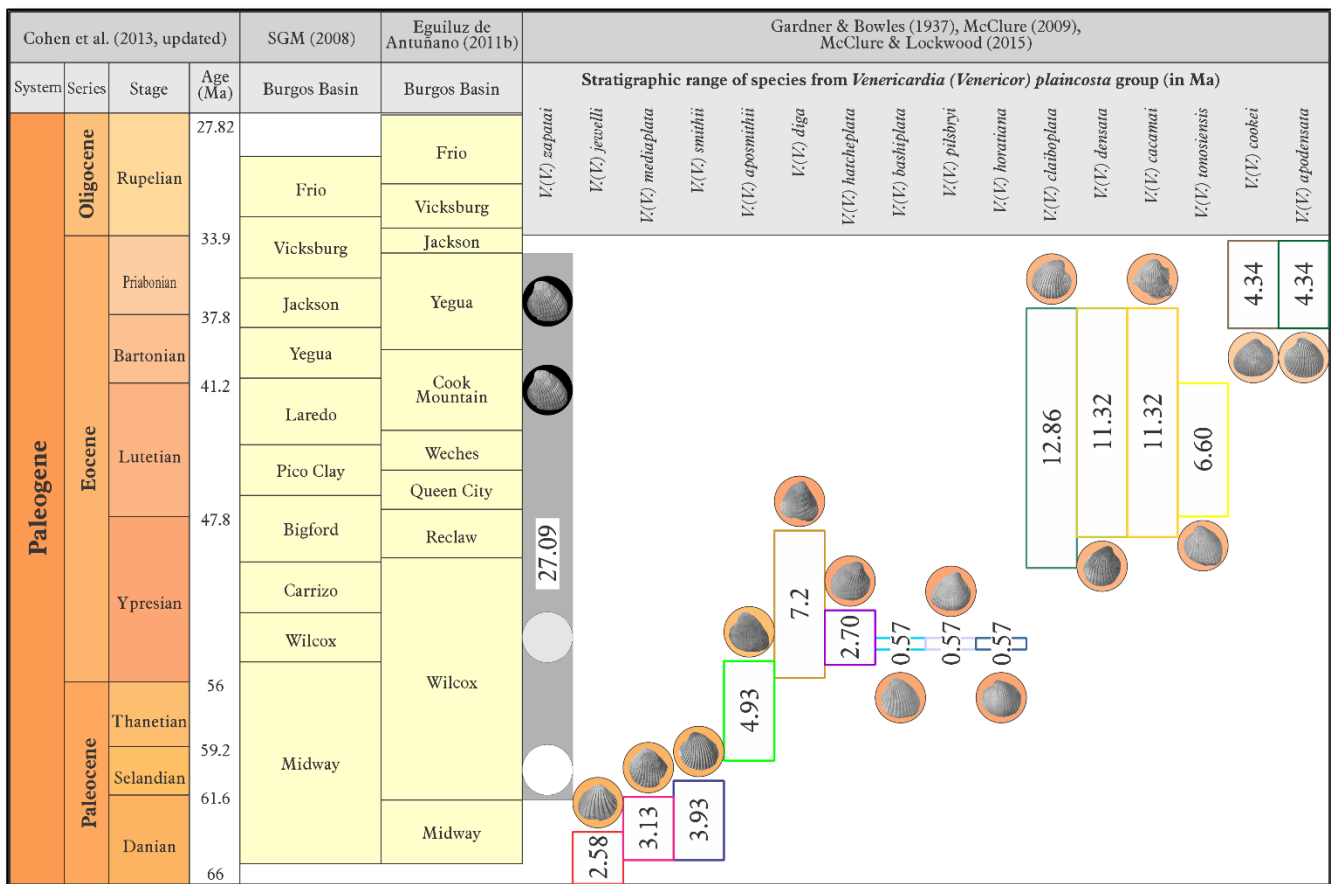


Figure 9: Stratigraphic ranges of the *Venericardia* species in Ma (see also Table 2). The photos attached to the bars are not to scale. The gray bars offer the alleged and accurate range of *Venericardia (Venericor) zapatai*. Marked with a white background: the stratigraphic position of the specimens from [Hernández-Ocaña et al. \(2018\)](#); with a gray background: the stratigraphic position of the specimens by [Perrilliat-Montoya \(1963\)](#) and with a black background: position according to [Gardner & Bowles \(1937\)](#).

The individuals also show no similarity to *Venericardia (Venericor) zapatai*, and only the individuals (Figure 8v,ä,ö) offer certain comparability to *Venericardia (Venericor) diga*. Thus, a diverse species number in outcrop “EL 7” is given or even proven. Furthermore, an exclusive or only partial assignment to the species *Venericardia (Venericor) zapatai* is

highly unlikely. The assignment of the individuals represented by [Perrilliat-Montoya \(1963\)](#) (Figure 8h,i,j) to the same species is highly questionable; an assignment to *Venericardia (Venericor) diga* should be considered if the collection is to be revised.

The stratigraphic position of the *Venericardia*

Comparing the chronostratigraphic positions of *Venericardia (Venericor) zapatai*, then in Gardner & Bowles (1937), it is located both in the Cook Mountain Formation (Claiborne Group) and in the Yegua Formation; by Perrilliat-Montoya (1963) in the Mount Selman Formation (location: „Los Jaboncillos”), actually Wilcox Formation (see Figure 1 and Figure 3). With this, the stratigraphic range of the *Venericardia (Venericor) zapatai* increases indirectly from approx. 4.17 Ma (Gardner & Bowles, 1937) to approx. 14.8 Ma (Yegua, Cook Mountain, and Mount Selman formations), as in Perrilliat-Montoya (1963) postulated. Including the stratigraphic position of the outcrop “El 7” in this calculation, it is likely to be in the upper Midway Formation (according to Herrera-Monreal et al., 2008), the alleged stratigraphic range of the *Venericardia (Venericor) zapatai* increases to approx. 22.8 Ma (Figure 9). It would thus be about twice to four times as high as the other species mentioned in Figure 9. However, it is far more likely that the individuals described in Perrilliat-Montoya (1963) can belong to the species *Venericardia (Venericor) diga*.

It is also noticeable that the discovery site Mier for the species *Venericardia (Venericor) diga* in the Yegua Formation (Perrilliat-Montoya, 1963) in the current geological map (Ramírez-Gutiérrez et al., 2008) located in the Laredo Formation would almost double the stratigraphic range of the *Venericardia (Venericor) diga* towards the hanging wall (14.8 Ma). It indicates that revising the collection formed by Perrilliat-Montoya (1963) would make sense.

Conclusions

The working area is located in the Paleocene Midway in the Mesozoic-Paleocene China-District, according to Echánove-Echánove (1986), at the eastern flank of the Vaquerías Anticline of the Rio Grande Embayment, western Burgos Province. The fossils described do not belong to the species *Venericardia (Venericor) zapatai*; the appearance of *Venericardia (Venericor) diga*, among other still not determined species, is more likely. In conclusion, the fossils of the *Venericardia planicosta* Group are awaiting detailed study in NE Mexico. Both the classification of the fossils and further questions, such as paleoecology or sexual dimorphism, are still unanswered.

Acknowledgments

My special thanks go to Victoriano Berraza-Cardona (Laboratorio de Geopreparación, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León) for helping with the preparation of the fossils. In this context, I would also like to thank all my academic working group members from “Cuencas Sedimentarias de México (UANL-CA-269)”.

Bibliography

- Aldrich, T.H. (1894): Paleontology of the Eocene of Alabama. The (Midway) Claton Tertiary section and its fossils. – in: Smith, E. A., Johnson, L.C., Langdon, D.W.Jr., Aldrich, T.H. & Cunningham, K.M. (eds.): Report on the geology of the Coastal Plain of Alabama. Alabama. – Geological Survey Special Report, 6: 759 p.; Montgomery, Ala.
- Alemán-Gallardo, E., Ramírez Fernández, J.A., Rodríguez Díaz, A., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Cruz-Gómez, E., Navarro-de León, I. & de Leon-Barragán, L. (2019): Evidence for an Ordovician continental arc in the pre-Mesozoic basement of the Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Sierra Madre Oriental, Mexico: the Peregrina Tonalite. – Mineralogy and Petrology, **113** (4): 433-562. <https://doi.org/10.1007/s00710-019-00660-4>
- Alemán-Gallardo, E.A., Ramírez-Fernández, J.A., Weber, B., Velasco-Tapia, F. & Juan Moisés Casas-Peña, J.M. (2019): Novillo Metamorphic Complex, Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Tamaulipas, Mexico: Characterization and development based on whole-rock geochemistry and Nd-isotopic ratios. – Journal of South American Earth Sciences, **96** (102382): 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102382>
- Alemán-Gallardo, E.A., Ramirez-Fernandez, J.A., Weber, B., Jenchen, U. & Velasco-Tapia, F. (2020): Novillo Metamorphic Complex, Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Tamaulipas, Mexico: Characterization and Development Based on Wholerock Geochemistry and Nd-isotopic Ratios. – Geological Society of America Abstracts with Programs, **52** (1): 342660. <https://doi.org/10.1130/abs/2020SC-342660>
- Al-Ghamdi, A.M. & Watkins, J.S. (1996): Structural styles and depositional history of north and south Padre Island OCS areas, offshore south Texas. – Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, **45**: p. 1-8.
- Alvarado, J., Contreras-Almazán, J.M., Guzmán-Gómez, I.G., Romero-Mayén, V.A. & Perrilliat-Montoya, M.d.C. (2015a): IGL:IGM:1172 *Venericardia (Venericor) diga* (Gardner & Bowles). – ejemplar de: Colección Nacional de Paleontología (IGM). – Portal de Datos Abiertos UNAM (en línea), México, Universidad Nacional Autónoma de México. <http://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:1172>
- Alvarado, J., Contreras-Almazán, J.M., Guzmán-Gómez, I.G., Romero-Mayén, V.A. & Perrilliat-Montoya, M.d.C. (2015b): IGL:IGM:7322 *Venericardia (Venericor) diga* (Gardner & Bowles). – ejemplar de: Colección Nacional de Paleontología (IGM). – Portal de Datos Abiertos UNAM (en línea), México, Universidad Nacional Autónoma de México. <http://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:7322>

- Alvarado, J., Contreras-Almazán, J.M., Guzmán-Gómez, I.G., Romero-Mayén, V.A. & Perrilliat-Montoya, M.d.C. (2015c): IGL:IGM:1174 *Venericardia (Venericor) zapatai* (Gardner & Bowles). – ejemplar de: Colección Nacional de Paleontología (IGM). – Portal de Datos Abiertos UNAM (en línea), México, Universidad Nacional Autónoma de México. <http://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:1174>
- Alvarado, J., Contreras-Almazán, J.M., Guzmán-Gómez, I.G., Romero-Mayén, V.A. & Perrilliat-Montoya, M.d.C. (2015d): IGL:IGM: 7324 *Venericardia (Venericor) zapatai* (Gardner & Bowles). – ejemplar de: Colección Nacional de Paleontología (IGM). – Portal de Datos Abiertos UNAM (en línea), México, Universidad Nacional Autónoma de México. <http://datosabiertos.unam.mx/IGL:IGM:7324>
- Amezcuca, N. (2006): Formación/Grupo Wilcox. – in: Servicio Geológico Mexicano (SGM) (ed.): Léxico Estratigráfico de México: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Amezcuca, N., Gawthorpe, R. & MacQuaker, J. (2012): Cascading carbonate lakes of the Mayrán Basin system, northeast México: The interplay of inherited structural geometry, bedrock lithology, and climate. – GSA Bulletin, **124 (5/6)**: 975-988. <https://doi.org/10.1130/B30403.1>
- Baker, R.A.III. (1970): Stratigraphy and sedimentology of the Cañon del Tule Formation (Upper Cretaceous), Parras Basin, Northeastern Mexico. – Ph.D. dissertation, University of Texas at Austin, 322 p.; Austin.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. & Aubry, M.P. (1995): A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. – Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM Special Publication, **54**: 129-212. <https://doi.org/10.2110/pec.95.04.0129>
- Bitter, M.R. (1986): Sedimentology and petrology of the Chicoutopoc Formation, Tampico-Misantla Basin, eastern Mexico. – Master's thesis, Brigham Young University: 174 p.; Provo, Utah.
- Bitter, M.R. (1993): Sedimentation and provenance of Chicoutopoc sandstones with implications for uplift of the Sierra Madre Oriental and Texiutlán massif, east-central Mexico. – in: Penile, J.L. & Perkins, R.F. (eds.): Mesozoic and Early Cenozoic development of the Gulf of Mexico and Caribbean region, a context for hydrocarbon exploration. – Proceedings of the **13th** Annual Research Conference, Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM) Foundation: 155-172.
- Buffler, R.T. & Sawyer, D.S. (1985): Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico Basin. – Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, **35**: 333–344.
- Carter, J.G., Harries, P.J., Malchus, N., Sartori, A.F., Anderson, L.C., Bieler, R., Bogan, A.E., Coan, E.V., Cope, J.C.W., Cragg, S.M., García-March, J.R., Hylleberg, J., Kelley, P., Kleemann, K., Kříž, J., McRoberts, C., Mikkelsen, M.P., Pojeta, J.Jr., Tëmkin, I., Yancey, T. & Zieritz, A. (2012): Illustrated Glossary of the Bivalvia. – The University of Kansas, Paleontological Institute, Treatise Online, **48, Part N, Volume 1, Chapter 31**: 1-209.
- Casas-Peña, J.M., Ramírez-Fernández, J.A., Velasco-Tapia, F., Alemán-Gallardo, E.A., Augustsson, C., Weber, B., Frei, D. & Jenchen, U. (2021): Provenance and tectonic setting of the Paleozoic Tamatán Group, NE Mexico: Implications for the closure of the Rheic Ocean. – Gondwana Research, **91 (3)**: 205-230. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.12.012>
- Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. & Fan, J.-X. (2013): The ICS International Chronostratigraphic Chart. – Episodes **36**: 199-204.
- Conrad, T.A. (1845): Descriptions of eight new fossil shells of the United States. – Proceedings of the Academy of Natural Sciences, **2**: 173-175.
- Contreras-Cruz, D. & López-Palomino, I. (2014): Formación Weches. – in: Servicio Geológico Mexicano (SGM) (ed.): Léxico Estratigráfico de México: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- De Cserna, Z. (1956): Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey. – XX Congreso Geológico Internacional, México, D.F.: 1-87; México, D.F.
- Eargle, D.H. (1968): Nomenclature of Formations of Claiborne Group, Middle Eocene Coastal Plain of Texas. – US Geological Survey Bulletin 1251-D: 31 p.; Washington DC.
- Echánove-Echánove, O. (1986): Geología petrolera de la Cuenca de Burgos (Parte I): Consideraciones geológico-petroleras. – Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, **XXXVIII (1)**: 3-39.
- Eguiluz de Antuñano, S. (1984): Tectónica Cenozoica del norte de México. – Boletín de la Asociación Mexicana Geólogos Petroleros, **36**: 43-62.
- Eguiluz de Antuñano, S. (2001): Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico. – in: Bartolini, C., Buffler, R.T. & Cantú-Chapa, A. (eds.): The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems. – AAPG Memoir, **75**: 241-270. <https://doi.org/10.1306/M75768C10>
- Eguiluz de Antuñano, S. (2009): The Yegua Formation: Gas play in the Burgos Basin, Mexico. – in: Bartolini, C. & Román-Ramos, J.R. (eds.): Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico. – AAPG Memoir, **90**: 49-77. <https://doi.org/10.1306/13191077M902621>

- Eguiluz de Antuñano, S. (2011a): Sinopsis geológica de la Cuenca de Burgos, noreste de México: producción y recursos petroleros. – *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **63** (2): 323-332.
- Eguiluz de Antuñano, S. (2011b): Estratigrafía, análisis de secuencias y control estructural en la Formación Yegua, Cuenca de Burgos, noreste de México. – *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **63** (2): 171-181.
- El Mekawy, H.A., El-Sayed, A.A.M., Amer, M.A. & Sarhan, M.M.H. (2019): Revision of Families Veneridae and Mactridae (Mollusca: Bivalvia) from the Suez Gulf, Egypt. – *Egyptian Academic Journal of Biological Sciences*, **11** (2): 65-97.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E. & Chávez-Cabello, G. (2018): The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. – *Earth-Science Reviews* **183**: 56-84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Galloway, W.E., Bebout, D.G., Fisher, W.L., Dunlap, J.B.Jr., Cabrera-Castro, R., Lugo-Rivera, J.E. & Scott, T.M. (1991): Cenozoic. – in: Salvador, A. (Ed.): *The Gulf of Mexico Basin*. – Geological Society of America, *The Geology of North America*, **J**: 245-324.
- Galloway, W.E., Ganey-Curry, P.E., Xiang Li & Buffler, R.T. (2000): Cenozoic depositional history of the Gulf of Mexico basin. – *AAPG Bulletin*, **84** (11): 1743–1774.
- Gardner, J. & Bowles, E. (1937): *The Venericardia Planicosta Group in the Gulf Province*. – United States Department of the Interior, Geological Survey, Professional Paper **189-F**, Shorter contributions to general geology, 1937: 143-218; Washington, DC.
- Gaspar, M.B., Santos, M.N., Vasconcelos, P. & Monteiro, C.C. (2002): Shell morphometric relationships of the most common bivalve species (Mollusca: Bivalvia) of the Algarve coast (southern Portugal). – *Hydrobiologia*, **477**: 73-80. <https://doi.org/10.1023/A:1021009031717>
- Goldhammer, R.K. & Johnson, C.A. (2001): Middle Jurassic–Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim. – in: Bartolini, C., Buffler, R.T. & Cantú-Chapa, A. (eds.): *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*. – AAPG Memoir, **75**: 45-81.
- Goldhammer, R.K. (1999): Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. – in: Bartolini, C., Wilson, J.L. & Lawton, T.F. (eds.): *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*. – GSA Special Paper, **340**: 1-58. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2340-X.1>
- Gray, G.G., Pottorf, R.J., Yurewicz, D.A., Mahon, K.I., Pevear, D.R. & Chuchla, R.J. (2001): Thermal and chronological record of syn- to post-Laramide burial and exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico. – in: Bartolini, C., Buffler, R.T. & Cantú-Chapa, A. (eds.): *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*. – AAPG Memoir, **75**: 159-181.
- Gray, G.G., Villagomez, D., Pindell, J., Molina-Garza, R., O’Sullivan, P., Stockli, D., Farrell, W., Blank, D. & Schuba, J. (2020): Late Mesozoic and Cenozoic Thermo-Tectonic History of Eastern, Central and Southern Mexico as Determined Through Integrated Thermochronology, with Implications for Sediment Delivery to the Gulf of Mexico. – Geological Society, London, Special Publications, **504** (1): SP504-2019-243. <https://doi.org/10.1144/SP504-2019-243>
- Harnik, P.G. (2009): Macroecological drivers of extinction risk in Early Cenozoic Mollusks. – Ph.D.-thesis, The Faculty of the Division of the Biological Sciences and the Pritzker School Of Medicine: 372 p.; Chicago, IL.
- Hernández-Mendoza, J.J., Hentz, T.F., DeAngelo, M.V., Wawrzyniec, T.F., Sakurai, S., Talukdar, S.C. & Holtz, M.H. (2008): Miocene chronostratigraphy, paleogeography, and play framework of the Burgos Basin, southern Gulf of Mexico. – *AAPG Bulletin*, **92** (11): 1501-1535. <https://doi.org/10.1306/07070808021>
- Hernández-Ocaña, M.I., Chacón-Baca, E., Quiroz-Barroso, S.A., Eguiluz de Antuñano, S., Torres de la Cruz, F. & Chávez-Cabello, G. (2018): A Paleogene ichnological record from the Wilcox Formation: Ophiomorpha and Venericardia (Venicor) zapatai in the Burgos Basin, northern Mexico. – *Journal of South American Earth Sciences*, **90**: 107-117. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.024>
- Hernández-Ocaña, M.I., Chacon-Baca, E., Quiroz-Barroso, S.A., Eguiluz-de Antuñano, S., Torres-de la Cruz, F. & Chávez-Cabello, G. (2019): Reply to Jenchen, U.: Comment to Hernández-Ocaña, María I., Chacon-Baca, Elizabeth, Quiroz-Barroso, Sara A., Eguiluz-de Antuñano, Samuel, Torres-de la Cruz, Felipe, and Chávez-Cabello, Gabriel (2019): A Paleogene ichnological record from the Wilcox Formation: Ophiomorpha and Venericardia (Venericor) zapatai in the Burgos Basin, northern Mexico. – *Journal of South American Earth Sciences*, **98**: 102350. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102350>
- Herrera-Monreal, J.C., Santiago-Carrasco, B., Caballero-Martínez, J.A., Ramírez-García, G., González-García, B., Artega-Flores, L., Mendieta-Flores, J.L., Palomino, F.R., Barbosa-Luna, D., Bucio-Espinosa, J.d.l.L., Montiel-Escobar, J.E. & Bustos-Moreno, M.A. (2008): Carta Geológica Minera 1:250,000: **G14-8** Río Bravo, Estados de Tamaulipas y Nuevo León (2. Ed.). – Carta Geológica

- Minera 1:250,000, Servicio Geológico Mexicano; Pachuca, Hgo.
- Horbury, A.D., Hall, S., González-P., F., Rodríguez-F., D., Reyes-F., A., Ortiz-G., P., Martínez-M., M. & Quintanilla-R., G. (2003): Tectonic sequence stratigraphy of the western margin of the Gulf of Mexico in the late Mesozoic and Cenozoic: Less passive than previously imagined. – in: Bartolini, C., Buffler, R.T. & Blickwede, J. (eds.): The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. – AAPG Memoir, **79**: 184-245.
- Hudec, M.R., Dooley, T.P., Peel, F.J. & Soto, J.I. (2019): Controls on the evolution of passive-margin salt basins: Structure and evolution of the Salina del Bravo region, northeastern Mexico. – GSA Bulletin: **10.1130/B35283.1**: 1-16. <https://doi.org/10.1130/B35283.1>
- Jenchen, U. (2007): La Popa Basin, NE Mexico, an Analog for Near Salt Deformation and Hydrocarbon Trapping. – Guide Book edited for: Force Norway – Field Trip to the La Popa Basin (October 24 – 28, 2007): 60 p.; Linares, N.L.
- Jenchen, U. (2019): Comment on: “A Paleogene ichnological record from the Wilcox Formation: Ophiomorpha and *Venericardia* (*Venicor*) zapatai in the Burgos Basin, northern Mexico” by M.I. Hernández-Ocaña, E. Chacon-Baca, S.A. Quiroz-Barroso, S. Eguiluz-de Antuñano, F. Torres-de la Cruz, and G. Chávez-Cabello. – Journal of South American Earth Sciences, **98** (102309): 1-8. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102309>
- Juárez-Arriaga, E. & López-Palomino, I. (2012): Formación Midway. – in: Servicio Geológico Mexicano (SGM) (ed.): Léxico Estratigráfico de México: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Juárez-Arriaga, E. (2010a): Formación Laredo. – in: Servicio Geológico Mexicano (SGM) (ed.): Léxico Estratigráfico de México: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Juárez-Arriaga, E. (2010b): Formación Yegua. – in: Servicio Geológico Mexicano (SGM) (ed.): Léxico Estratigráfico de México: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Juárez-Arriaga, E. (2010c): Formación Jackson. – in: Servicio Geológico Mexicano (SGM) (ed.): Léxico Estratigráfico de México: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Juárez-Arriaga, E. (2010d): Formación Vicksburg. – in: Servicio Geológico Mexicano (SGM) (ed.): Léxico Estratigráfico de México: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Juárez-Arriaga, E. (2010e): Formación Frio. – in: Servicio Geológico Mexicano (SGM) (ed.): Léxico Estratigráfico de México: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Kosnik, M.A., Jablonski, D., Lockwood, R. & Novack-Gottshall, P.M. (2006): Quantifying molluscan body size in evolutionary and ecological analyses: Maximizing the return on data-collection efforts. – *Palaeos*, **21**: 588-597. <https://doi.org/10.2110/palo.2006.p06-012r>
- Lawton, T.F., Sierra-Rojas, M.I. & Martens, U. (2020): Stratigraphic correlation chart of Carboniferous–Paleogene rocks of Mexico, adjacent southwestern United States, Central America, and Colombia. – in: Martens, U. & Molina-Garza, R.S. (eds.): Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins. – GSA Special Paper **546**: 28 p. [https://doi.org/10.1130/2020.2546\(05\)](https://doi.org/10.1130/2020.2546(05))
- Servicio Geológico Mexicano (SGM): https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Loaerza-García, J.P., Zárate-Barradas, R.G., Arredondo-Mendoza, J.Á., Flores Castillo, C.M., Wingartz-Carranza, J., Vigil-Valdés, E., Barbosa-Luna, D., Bucio-Espinosa, J.d.l.L., Montiel-Escobar, J.E. & Bustos-Moreno, M.A. (2008): Carta Geológica Minera 1:250,000: **G14-11** Linares, Estados de Tamaulipas y Nuevo León (2. Ed.). –Servicio Geológico Mexicano; Pachuca, Hgo.
- López-Palomino, I. (2010): Grupo Claiborne. – in: Servicio Geológico Mexicano (SGM) (ed.): Léxico Estratigráfico de México: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/.
- Martini, M. & Ortega-Gutiérrez, F. (2016): Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. – *Earth-Science Reviews*, **183**: 38-55. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.013>
- McBride, E.F., Weidie, A.E., Wolleben, J.A. & Laudon, R.C. (1974): Stratigraphy and structure of the Parras and La Popa basins, northeastern Mexico. – GSA Bulletin, **84**: 1603-1622.
- McClure, K.J. & Lockwood, R. (2015): Relationships among *Venericardia* (Bivalvia: Carditidae) on the U.S. Coastal Plain during the Paleogene. – *Journal of Paleontology*, **89** (3): 522-531. <https://doi.org/10.1017/jpa.2015.23>
- McClure, K. (2009): Phylogenetic relationships and morphological changes in *Venericardia* on the Gulf Coastal Plain during the Paleogene. – Undergraduate Honors Theses, Paper **297**: 156 p.; Williamsburg, VA. <https://scholarworks.wm.edu/honorstheses/297>
- McMahon, R.F. & Bogan, A.E. (2001): Mollusca: Bivalvia. – in: Thorp, J.H. & Covich, A.P. (eds.): Ecology and Classification of North American Freshwater Invertebrates, 2nd.Ed.: 331-429; Elsevier Science. <https://doi.org/10.1016/B978-012690647-9/50012-0>
- Muñoz-Cisneros, R., Lara-Rodríguez, J., Marino-Castañón, A., Chávez-Carcini, J.L., Román-Ramos, J.R., Clara-Valdés, L., Hernández-Romano, U., Navarro-Baca, F. & Gómez-Rodríguez, R.D. (2013): Provincia Petrolera Burgos. –

- PEMEX Exploración y Producción, Subdirección de Exploración: 27 p., Ciudad de México.
- Ortíz-Ubilla, A. & Tolson, G. (2004): Interpretación estructural de una sección sísmica en la region Arcabuz–Culebra de la Cuenca de Burgos, NE de México. – *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **21** (2): 226-235.
- Padilla y Sánchez, R.J. (1982): Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico. – Ph.D. dissertation, University of Texas at Austin: 217 p.
- Palma-Ramírez, A. & López-Palomino, I. (2019): Formación Carrizo. – in: Servicio Geológico Mexicano (SGM) (ed.): *Léxico Estratigráfico de México*: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Pérez, D.E. & del Río, C.J. (2017): The family Carditidae (Bivalvia) in the early Danian of Patagonia (Argentina). – *Journal of Paleontology*, **1**-18. <https://doi.org/10.1017/jpa.2017.69>
- Pérez-Cruz, G.A. (1993): Geologic Evolution of the Burgos Basin, Northeastern Mexico. – Ph.D. thesis. Rice University: 155 p. + attachments; Houston, Texas.
- Perrilliat-Montoya, M.d.C. (1963): Moluscos del Terciario Inferior del Noreste de México. – *Paleontología Mexicana*, **19**: 1-26, 15 plates.
- Pindell, J.L. & Barrett, S.F. (1990): Geological evolution of the Caribbean region; a plate-tectonic perspective. – in: Dengo, G. & Case, J.E. (eds.): *The Caribbean region. – The geology of North America*, **H**: 405–432; Boulder, Co (GSA).
- Pindell, J.L. (1985): Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean. – *Tectonics*, **4** (1): 1-39.
- Plummer, F.B. (1932): The geology of Texas: Cenozoic systems. – in: Sellards, E.H., Adkins, W.S. & Plumer, F.B. (eds.): *The Geology of Texas*, vol. I. Stratigraphy. – Bureau of Economic Geology, The University of Texas: 1-1007; Austin, TX.
- Ramírez-Fernández, J.A. & Jenchen, U. (2016): Cinturones orogénicos sepultados bajo la Sierra Madre Oriental: basamento precámbrico y paleozoico. – *Ciencia UANL*, **80**: 56-62.
- Ramírez-Fernández, J.A., Alemán-Gallardo, E.A., Cruz-Castillo, D., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Becchio, R.B., De León-Barragán, L. & Casas-Peña, J.M. (2021): Early Mississippian precollisional, peri-Gondwanan volcanic arc in NE-Mexico: Aserradero Rhyolite from Ciudad Victoria, Tamaulipas. – *International Journal of Earth Sciences*, **10.1007/s00531-021-01992-3**: 1-29. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-01992-3>
- Ramírez-Gutiérrez, J.G., Romo-Ramírez, J.R., Aranda-Osorio, J.N., Valle-Reynoso, O., Medina-Cázares, H., Ninjares-Rivera, V.A., Barbosa-Luna, D., Bucio-Espinosa, J.d.l.L., Montiel-Escobar, J.E. & Bustos-Moreno, M.A. (2008): Carta Geológica Minera 1:250,000: **G14-5** Reynosa, Estados de Tamaulipas y Nuevo León (2. Ed.). – Carta Geológica Minera 1:250,000, Servicio Geológico Mexicano; Pachuca, Hgo.
- Rehrmann, S., Augustsson, C., Izaguirre-Valdez, R.N., Jenchen, U. & Schulte, P. (2012): Provenance and depositional conditions of Cretaceous–Paleogene boundary sandstones from northeastern Mexico. – *Sedimentary Geology*, **282**: 321-335. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.10.002>
- Remigio-Morales, K. & López-Palomino, I. (2014): Formación El Pico Clay. – in: Servicio Geológico Mexicano (SGM) (ed.): *Léxico Estratigráfico de México*: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Rodríguez-Cabo, J.Jr. (1946): Fenómenos Geológicos en General Terán, N.L. – *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **1**: 7-43.
- Rodríguez-Martínez, J.M., Rossello, E.A., Cruz-López, A., Arriaga-Díaz de León, L.E. & Bermúdez-Cerda, J.E. (2020): Relationship between Shallow Seismicity and Fluid Exploitation in the Northern Burgos Basin (Nuevo León, México). – in: P. Elangovan, (Ed.): *Recent Developments in Engineering Research*, **1**: 120-142. <https://doi.org/10.9734/bpi/rder/v1>
- Rosen, R.N., Bowen, B.E. & Thies, K.J. (1994): Subsurface planktonic zonation of the Paleogene of Texas and Louisiana Gulf Coast and its relationship to relative changes of coastal onlap. – in: *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies 44th Annual Convention*, Austin, Texas: 631-639.
- Sáenz-Pita, M.R. & López-Palomino, I. (2017): Formación Bigford. – in: Servicio Geológico Mexicano (SGM) (ed.): *Léxico Estratigráfico de México*: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Sáenz-Pita, M.R. & López-Palomino, I. (2018): Formación Reklaw. – in: Servicio Geológico Mexicano (SGM) (ed.): *Léxico Estratigráfico de México*: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Sáenz-Pita, M.R., Contreras-Cruz, D. & López-Palomino, I. (2015): Formación Queen City. – in: Servicio Geológico Mexicano (SGM) (ed.): *Léxico Estratigráfico de México*: https://www.sgm.gob.mx/Lexico_Es/
- Silantiev, V.V., Urazaeva, M.N. & Golubev, V.K. (2018): The Nonmarine Bivalve *Permianaia* gen. nov., the Last Member of Naiaditidae from the Terminal Permian the East European

- Platform. – *Paleontological Journal*, **52** (7): 777-790. <https://doi.org/10.1134/S0031030118070109>
- Soegaard, K., Ye, H., Halik, N., Daniels, A.T., Arney, J. & Garrick, S. (2003): Stratigraphic evolution of latest Cretaceous to early Tertiary Difunta foreland basin in northeastern Mexico: influence of salt withdrawal on tectonically induced subsidence by the Sierra Madre Oriental fold and thrust belt. – in: Bartolini, C., Buffler, R.T. & Blickwede, J. (eds.): *The Circum-Gulf of Mexico and Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. – AAPG Memoir, **79**: 364-394.
- Stewart, R.B. (1930): Gabb's California Cretaceous and Tertiary Type Lamellibranchs. – *The Academy of Natural Sciences of Philadelphia Special Publication*, **3**: 331 p.
- Suter, M. (1984): Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico. – *GSA Bulletin*, **95**: 1387-1397.
- Torres-Sánchez, S.A., Augustsson, C., Barboza-Gudiño, J.R., Jenchen, U., Ramírez-Fernández, J.A., Abratis, M. & Scherstén, A. (2016): Magmatic source and metamorphic grade of metavolcanic rocks from the Granjeno Schist: was northeastern Mexico a part of Pangaea? – *Geological Journal*, (2016) **51**: 845-863. <https://doi.org/10.1002/gj.2702>
- Torres-Sánchez, S.A., Augustsson, C., Jenchen, U., Barboza-Gudiño, J.R., Alemán-Gallardo, E., Ramírez-Fernández, J.A., Torres-Sánchez, D. & Abratis, M. (2017): Petrology and geochemistry of meta-ultramafic rocks in the Paleozoic Granjeno Schist, northeastern Mexico: Remnants of Pangaea ocean floor. – *Open Geosciences*, **9** (1): 361-384. <https://doi.org/10.1515/geo-2017-0029>
- Torres-Sánchez, S.A., Augustsson, C., Jenchen, U., Barboza-Gudiño, J.R., Gärtner, A., Hofmann, M. & Linnemann, U. (2021): Geochemistry and detrital zircon geochronology of metasedimentary rocks in the Sierra Madre Terrane, Mexico: Implications of deposition along the western margin of Pangea. – *Geological Journal*. **2021** (4108): 1-36. <https://doi.org/10.1002/gj.4108>
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A. & Pälike, H. (2011): Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. – *Earth-Science Reviews*, **104**: 111-142. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.003>
- Wawrzyniec, T., Fouad, K., Schultz-Ela, D., Ambrose, W., Jennette, D., Sakurai, S., Guevara, E., Aranda, M., Alvarado, J., Hernandez, U., Macias, E., Roman, J., Rosas, C., Rosas, K. & Salomon, L.E. (2003): Cenozoic deformational styles of the Laguna-Madre-Tuxpan Shelf and Mexican Ridges fold belt, Mexico. – *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, **53**: 843–854.
- Winker, C.D. (1984): Clastic shelf margins of the post-Comanchean Gulf of Mexico: Implications for deepwater sedimentation. – in: Bebout D.G. & Mancini, E.A. (eds.): *Characteristics of gulf basin deep-water sediments and their exploration potential*. – Annual Research Conference, Gulf Coast Section SEPM Program and Abstracts: 109–120.

ESTRUCTURA DE VELOCIDADES BAJO EL OBSERVATORIO ASTRONÓMICO UNIVERSITARIO *TLAPIANI* DE LA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN

Juan Carlos Montalvo-Arrieta^{1,*}, Luis Gerardo Ramos-Zuñiga¹ & Eduardo Pérez-Tijerina²

¹ Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra

² Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias Físico Matemáticas

* juan.montalvoarr@uanl.edu.mx

Resumen

La estación ITCT instalada en el observatorio astronómico universitario *Tlapiani* de la Facultad de Ciencias Físico Matemáticas de la Universidad Autónoma de Nuevo León, forma parte de una red regional de monitoreo sísmológico instalada por la Facultad de Ciencias de la Tierra. Por su ubicación privilegiada en el Cerro de Picachos, el observatorio astronómico ofrece además de la exploración del espacio, un sitio de roca para el estudio de la estructura interna de la Tierra, el monitoreo de la sismicidad local y la evaluación del peligro sísmico de los principales centros urbanos en el NE de México.

Palabras clave

Sismicidad intraplaca, estructura interna de la Tierra, trayectorias sísmicas, peligro sísmico, Noreste de México

Abstract

The ITCT station installed at the Tlapiani University Astronomical Observatory of the Faculty of Physical and Mathematical Sciences of the Universidad Autónoma de Nuevo León is part of a regional seismological monitoring network installed by the Faculty of Earth Sciences. Due to its privileged location on the Cerro de Picachos, the astronomical observatory offers, besides space exploration, a rock site for the study of the internal structure of the Earth, the monitoring of local seismicity, and the evaluation of the seismic hazard of the main urban centers in NE Mexico.

Keywords

Intraplate seismicity, Earth's internal structure, seismic paths, seismic hazard, northeastern Mexico

Introducción

El observatorio astronómico universitario Tlapiani de la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL, Figura 1) localizado en el Cerro de Picachos a una altura de 2,284 metros

sobre el nivel medio del mar en el municipio de Iturbide, N. L., ha sido desarrollado para la exploración espacial, entre sus actividades principales se encuentran el monitoreo de asteroides, el clima y basura espacial. Este Observatorio representa uno de los mejores sitios para la observación astronómica en México

Montalvo-Arrieta, J.C., Ramos-Zuñiga, L.G. & Pérez-Tijerina, E. (2023): Estructura de velocidades bajo el Observatorio Astronómico Universitario Tlapiani de la Universidad Autónoma de Nuevo León. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9** (2023): 103-109.

debido a que se encuentra lejos de la influencia urbana y con un 65% de noches despejadas, situado por debajo del observatorio de San Pedro Mártir coordinado por la Universidad Nacional Autónoma de México el cual cuenta con un 75% de noches despejadas.

El observatorio se encuentra cimentado sobre calizas de la Formación Cupido/Tamaulipas Inferior, lo que lo define como sitio de referencia desde un punto de vista sismológico y un excelente lugar para el monitoreo de la actividad sísmica a nivel local y para estudios de la estructura interna de la Tierra.

El conocimiento de la estructura interna de la Tierra es de gran interés para entender los procesos dinámicos que rigen la tectónica de placas. Desde un punto de vista sismológico, esto se lleva a cabo a partir de determinar la distribución de las

velocidades con respecto a la profundidad e identificar las principales discontinuidades (corteza, manto, núcleo). Se presentan resultados preliminares de la distribución de velocidades hasta la frontera entre la corteza continental y el manto superior conocida como la discontinuidad de Mohorovičić debajo del observatorio astronómico universitario (ITCT, Iturbide – Ciencias de la Tierra, siglas para la estación sismológica) obtenida a partir del registro de microtemores o vibración sísmica ambiental, así mismo por el tipo de sensor sismológico instalado, se presentan el registro de un telesismo, junto con la identificación de diferentes fases sísmicas profundas que han viajado por las diferentes discontinuidades del interior de la Tierra y el registro de un terremoto local por la red regional instalada en la porción central del estado de Nuevo León.



Figura 1: Observatorio astronómico universitario Tlapiani.

La estación ITCT forma parte de la red regional de monitoreo sísmico instalada por la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL en la parte central del estado de Nuevo León. El equipo instalado desde enero de 2021 graba de manera continua con una velocidad de 100 muestras/s. Está conformado por un registrador digital de alto rango dinámico y de alta resolución modelo Obsidian 4X de Kinometrics. Un mini sismómetro triaxial de banda ancha portátil de 120 segundos, modelo MBB-2 de Metrozet. Sistema de posicionamiento satelital GPS y suministro eléctrico para corriente alterna de 110V para alimentación autónoma.

Estructura de velocidades

El procesado de registros de vibración sísmica ambiental ha sido de utilidad para estimar el espesor de la corteza y la profundidad del manto. Aquí se presenta el resultado de la determinación de la estructura de velocidades hasta la frontera entre la corteza continental y el manto superior debajo del

observatorio astronómico, se utilizó la secuencia de procesado descrita en [Montalvo-Arrieta et al. \(2023\)](#). Para esto, se seleccionaron de manera aleatoria, 5 horas continuas del registro de microtemores tomadas a partir de las 20:00 horas (hora local) del 01/07/2021. Se procesaron ventanas de 180 segundos, las cuales fueron corregidas por tendencia, suavizadas con una ventana de Konno y Ohmachi tipo coseno al 40% y filtradas en el rango de frecuencias de 0.01 a 20 Hz, para la generación de los cocientes espectrales H/V (horizontal/vertical). Estos fueron calculados con el software GEOPSY (*Geophysical Signal Database for Noise Array Processing*, [Wathelet et al., 2020](#)). A partir de los cocientes espectrales se obtuvieron las curvas de elipticidad. En el proceso de inversión de estas curvas se utilizó un algoritmo de vecindad condicional ([Sambrige, 1999](#); [Wathelet et al., 2004](#); [Wathelet, 2008](#)). El proceso de inversión produce un número definido de curvas de elipticidad del modo fundamental de ondas Rayleigh, para cada modelo se genera una curva teórica y luego se compara con la observada, cada curva representa una estructura de velocidades. La curva que presente el mejor ajuste

con el error más pequeño definirá el modelo final. La estructura de velocidades en el observatorio astronómico fue estimada a

partir de la generación de 20151 modelos. La Figura 2 presenta el modelo con el mejor ajuste.

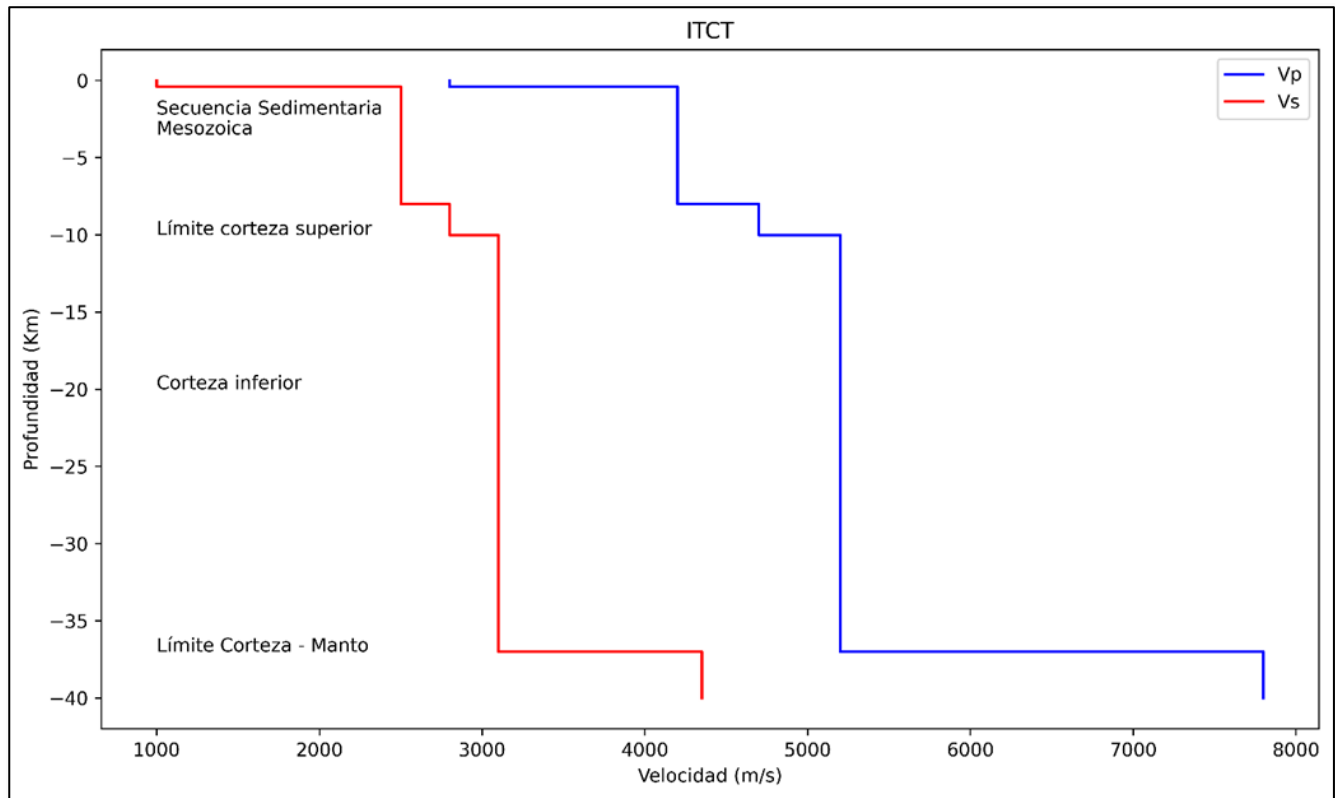


Figura 2: Estructura de velocidades de V_P y V_S para el observatorio astronómico universitario.

La estructura de velocidades de ondas P y S (V_P y V_S) determinada está compuesta de 4 capas y un semiespacio (Tabla 1). Las velocidades V_P y V_S estimadas para la primera capa de 400 metros de espesor presentan valores de velocidad característicos de sitios de roca.

Tabla 1: Espesores y velocidades de propagación en ITCT.

Capa	Profundidad (m)	Espesor (m)	V_P (m/s)	V_S (m/s)
1	400	400	2,800	1,000
2	8,000	7,600	4,200	2,500
3	10,000	2,000	4,700	2,800
4	37,000	27,000	5,200	3,100
5	-	-	7,800	4,350

La segunda capa presenta un espesor de 7,600 m, que de acuerdo con Bartolini & Mickus (2001) se correlaciona con la secuencia sedimentaria de edad del Mesozoica. La tercera capa con un espesor de 2,000 m, representa el límite entre la corteza inferior y superior. La cuarta capa con un espesor de 27,000 m corresponde a la corteza inferior. Mientras que, el límite entre la corteza continental y manto superior se ubicó a una profundidad de 37,000 m, el cual coincide con valor estimado por Bartolini & Mickus (2001), a partir de realizar un modelo gravimétrico regional en la misma región.

En las siguientes secciones se presentan los tiempos de arribo y trayectorias en el manto y el núcleo exterior de diferentes fases sísmicas registradas en ITCT, a partir del telesismo generado en la región de Chignik, Alaska. Así mismo, se muestran las formas de onda de un terremoto local registrado en algunas de las estaciones que componen la red sísmológica regional y sus implicaciones en términos de peligro sísmico para las áreas metropolitanas de Monterrey y Saltillo-Ramos Arizpe.

El terremoto de Alaska del 11/10/2021 (M6.9, Prof. 69.1 km)

Debido a su ubicación y a la baja contribución de ruido urbano que puede ser registrado en la estación ITCT, la hacen una buena candidata para el estudio de la estructura interna de la Tierra. Mediante el uso del software *TauP* (Crotwell et al. 1999) se realizó el cálculo de los tiempos de viaje y las trayectorias de diversas fases sísmicas entre la ubicación del terremoto ocurrido el 11/10/2021 (56.3°N y 156.58°W) en la península de Alaska de M6.9 y la estación ITCT. La determinación de los tiempo de viaje y trayectorias es una de las actividades fundamentales en sísmología, ya que permite evaluar si los modelos de las

estructuras de velocidades a nivel regional o global son válidos para los lugares donde se apliquen, así mismo, la comparación (similitud o diferencias) entre los tiempos de viaje calculados por modelos y los observados para terremotos determinados puede ayudar a identificar procesos tectónicos de interés relacionados con la dinámica interna del planeta.

El software *TauP* implementa el método de [Buland & Chapman \(1983\)](#) que permite el cálculo de tiempos de viaje y trayectorias para cualquier rayo que pase a través de modelos arbitrarios de velocidad con simetría esférica. Tomado en

consideración las características sobre esta simetría esférica, se modelaron los tiempos de viaje y trayectorias de algunas fases sísmicas usando el modelo de estructura interna de la Tierra IASP91 ([Kennett & Engdahl, 1991](#)).

El terremoto de Alaska se originó a 51.3° de distancia (5711 km) de la estación ITCT de acuerdo con el Centro Nacional de Información de Terremotos del Servicio Geológico de los Estados Unidos (NEIC-USGS por sus siglas en inglés). La Figura 3 muestra las trayectorias de las fases P, pP, PcP, PKiKP, S, sS, ScS y SKiKS registradas en el observatorio astronómico.

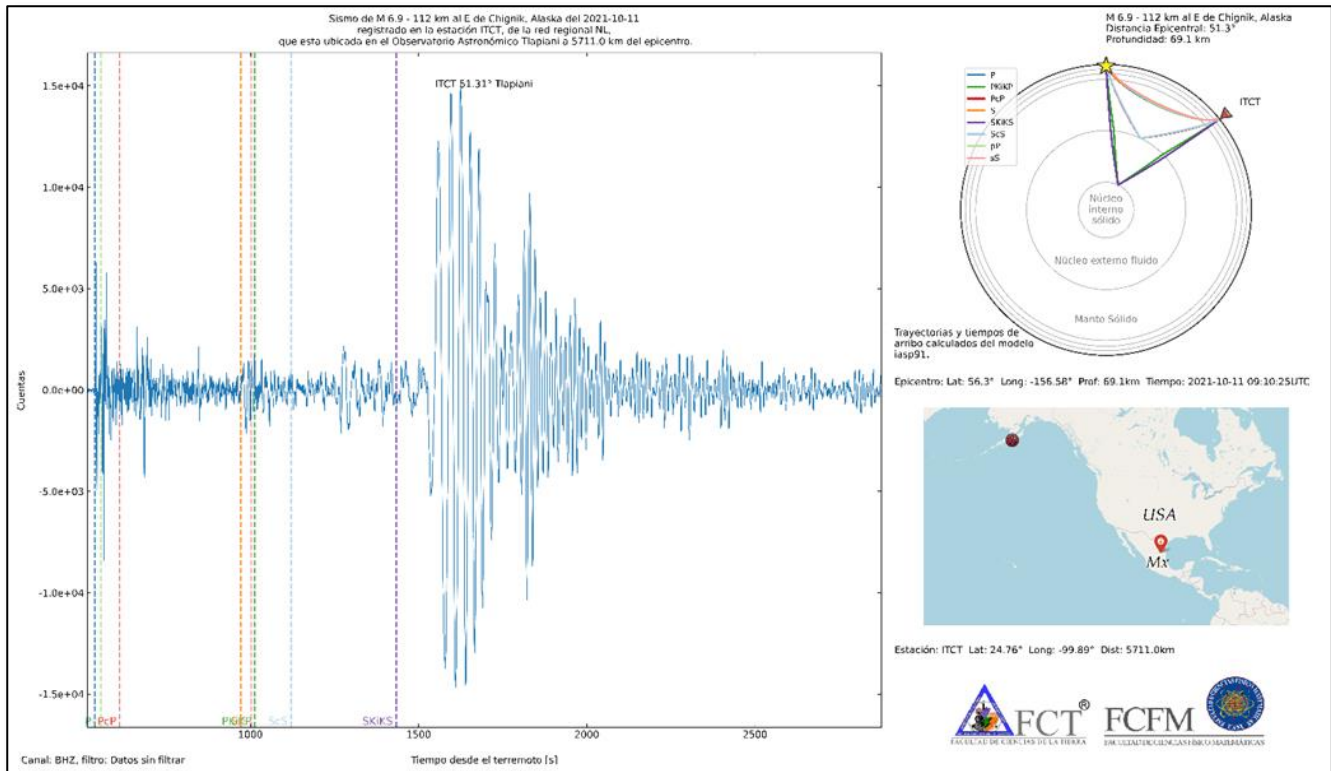


Figura 3: Registro de la componente vertical del movimiento del suelo en ITCT, en líneas punteadas se identifican el arribo ondas sísmicas (imagen izquierda). Trayectorias en el interior de la Tierra de las fases P, pP, PcP, PKiKP, S, sS, ScS y SKiKS (superior derecha). Localización epicentral del terremoto de Alaska y de la estación ITCT (imagen inferior derecha).

El tiempo de arribo de la primera onda en llegar (fase *P*) a ITCT fue de 8.94 minutos (536.79 segundos) y corresponde a una trayectoria por el manto superior. Las siguientes fases en llegar fueron *pP*, *PcP*, *S*, *sS*, *PKiKP*, *ScS*, *SKiKS*. Las fases *pP* y *sS* tuvieron trayectorias por la corteza y el manto superior. Las fases profundas que se reflejaron en la frontera Manto – Núcleo exterior fueron *PcP* y *ScS*. Así mismo también se registraron las fases *PKiKP* y *SKiKS* que representan reflexiones de ondas *P* y *S* en la frontera entre el núcleo exterior e interior de la Tierra a una profundidad aproximada de 5000 km.

Contar con una base de datos de terremotos lejanos mejor conocidos como telesismos, permitirá identificar aspectos importantes sobre cambios en la composición mineralógica de

las diferentes fronteras presentes en la parte profunda de la Tierra debajo del estado de Nuevo León.

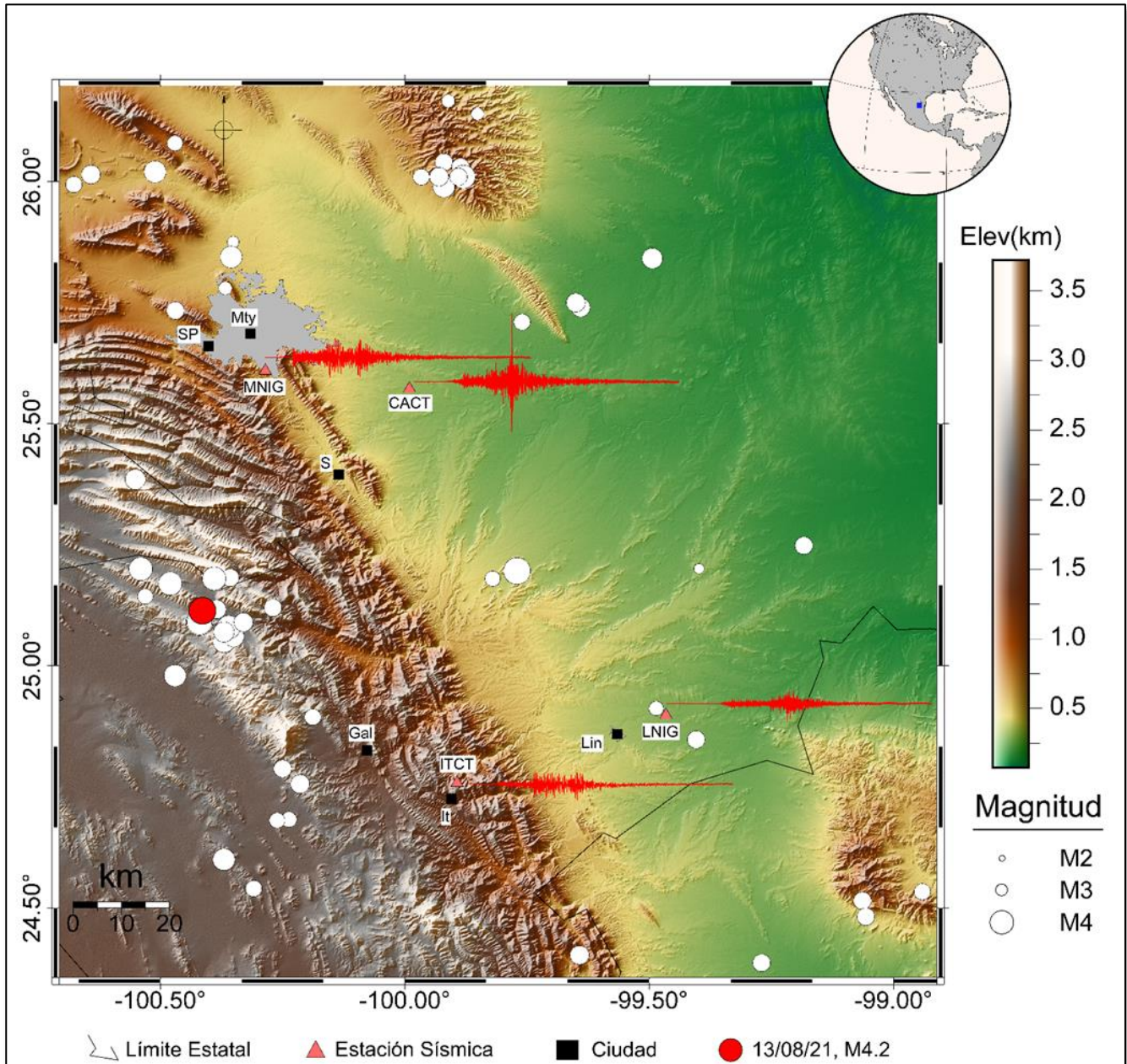
Sismicidad local y peligro sísmico en las áreas metropolitanas de Monterrey, N. L., y Saltillo, Coahuila

Como se mencionó anteriormente, la estación ITCT forma parte de una red regional (compuesta de seis estaciones de banda ancha) de monitoreo sísmico ubicada en la parte central del estado. La red tiene como objetivos: (a) identificar la naturaleza (tectónica y/o inducida) de la sismicidad local, (b) actualizar las localizaciones y el catálogo sísmológico generado por el

Servicio Sismológico Nacional, (c) determinar el tensor de momento sísmico para sismos con $M \geq 3.9$ y (d) evaluar el entorno sismotectónico de la región para el estudio del peligro sísmico al que están expuestas las áreas metropolitanas de Monterrey, N. L. (AMM), y Saltillo, Coah. (AMS).

Durante el 2021 se originaron 101 sismos ($2.8 \leq M \leq 4.3$) en los estados de Coahuila y Nuevo León, algunos de ellos fueron

sentidos en las AMM y AMS. Cabe mencionar que dentro de este periodo el área presentada en la Figura 4 fue dónde se concentró la mayor parte de la sismicidad (59 eventos). Principalmente en el sector suroeste de la Curvatura de Monterrey entre las ciudades de Galeana, N. L., y Saltillo, Coahuila. Como se puede observar en la figura algunos de estos terremotos tuvieron sus epicentros dentro del área metropolitana de Monterrey.



En la misma figura se muestra además el registro en velocidad del movimiento del suelo (componente N-S) grabados en las estaciones ITCT, CACT (Cadereyta), MNIG (Monterrey), y LNIG (Linares) del terremoto del 13/08/2021 M4.2 originado a 63 km al suroeste de Monterrey. Los registros de velocidad se presentan con un contenido muy fuerte en altas frecuencias, algo que se ha observado en otros sismos ocurridos en la región en distancias epicentrales menores a 150 km de las AMM y AMS. La baja atenuación de las ondas sísmicas a estas distancias tiene como consecuencia que en ambas áreas urbanas, las edificaciones con niveles menores a 10 pisos y que estén edificadas sobre un subsuelo parcial o pobremente consolidado estén más expuestas a experimentar fuertes sacudidas ante la ocurrencia de sismos moderados ($M \leq 6.9$). Cabe mencionar que en la región se tiene evidencia de la ocurrencia del terremoto de Punta Santa Elena (M6.2) en el año de 1841 (Sosa-Ramírez et al., 2021) que causó el deceso de 8 personas. Durante este terremoto se reportaron colapsos y daños en Haciendas y casas en las cercanías del AMS. Es por eso, que el estudio de sismos con $M \leq 4.5$ como los ocurridos en la región es de gran interés, ya que a través de estos eventos se puede modelar los efectos de terremotos con magnitudes similares al de Punta Santa Elena o mayores y su impacto en las diferentes zonas urbanas localizadas en el noreste de México.

Conclusiones

La estación ITCT instalada en el observatorio astronómico universitario Tlapiani de la Facultad de Ciencias Físico Matemáticas de la UANL forma parte de una red regional de monitoreo sísmológico instalada por la Facultad de Ciencias de la Tierra en la parte central del estado de Nuevo León. Por su ubicación privilegiada en el Cerro de Picachos, el observatorio astronómico proporciona además de la exploración del espacio, un sitio de roca para el estudio de la estructura interna de la Tierra, el monitoreo de la sismicidad local y la evaluación del peligro sísmico de los principales centros urbanos en el NE de México.

A partir del procesado de microtemores se determinó la estructura de velocidades bajo el observatorio astronómico y se pudieron identificar las discontinuidades del Conrad (límite de la corteza continental superior y corteza continental inferior) a una profundidad de 10 km, mientras que el límite entre la corteza continental inferior debajo de la Sierra Madre Oriental y el manto superior (discontinuidad de Mohorovičić) se ubica a 37 km.

El registro de telesismo de Alaska (M6.9) a una distancia de 51.3° (5711 km) permitió identificar las trayectorias de las fases P , pP , PcP , $PKiKP$, S , sS , ScS y $SKiKS$ en el observatorio astronómico.

Durante el periodo de monitoreo de la actividad sísmológica local del 01/01/2021 al 31/12/2021 se encontró una intensa actividad al sur de la curvatura de Monterrey. La actividad sísmica se caracteriza por ser de alta frecuencia y con una baja atenuación como lo muestra el terremoto del 13/08/2021, esto significa que el entorno geológico funciona de manera eficiente para la transmisión de las ondas sísmicas en distancias locales a regionales.

Finalmente, los datos proporcionados por esta red regional permitirán comprender mejor la naturaleza de sismicidad local (tectónica y/o inducida), a través de mejores localizaciones, determinación del tensor de momento sísmico de terremotos moderados y la evaluación del peligro sísmico en el NE de México.

Agradecimientos

Los autores agradecen el apoyo de los proyectos: Estudio del origen de la Sismicidad local (es natural o inducida) y de la estructura de velocidades de la corteza y el manto superior en el Noreste de México, a partir de una Red Temporal. Parte I y II claves: PAICYT-UANL CT1251-20 y PAICYT-UANL CT1629-21 y Estudio del origen de la sismicidad local (es natural o inducida) y de la estructura de velocidades de la corteza y el manto superior en el noreste de México, a partir de una red temporal. Convocatoria Apoyo al Fortalecimiento y Desarrollo de la Infraestructura Científica y Tecnológica 2017. CONACYT clave 280657.

Referencias

- Bartolini, C. & Mickus, K. (2001): Tectonic blocks, magmatic arcs, and oceanic terrains: A preliminary interpretation based on gravity, outcrop, and subsurface data, Northeast-Central Mexico. – American Association of Petroleum Geologists, *Memoirs*, **75**: 29-44.
- Buland, R. & Chapman, C.H. (1983): The Computation of Seismic Travel Times. – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **73**(5): 1271-1302.
- Crotwell, H.P., Owens, T.J. & Ritsema, J. (1999): The TauP toolkit: flexible seismic travel-time and ray-path utilities. – *Seismological Research Letters*, **70**(2): 154-160.
- Kennett B.L.N. & Engdahl, E.R. (1991): Traveltimes for global earthquake location and phase identification. – *Geophysical Journal International*, **105**(1): 429-465.
- Ramos-Zuñiga, L.G. & Espíndola, V.H. (2023): Seismological evidence of basement and detachment fault reactivations in the northern sector of the front of the Salient of Monterrey, Sierra Madre Oriental, northeastern Mexico. – *Acta Geophysica*. <https://doi.org/10.1007/s11600-023-01220-3>

- Sambridge, M. (1999): Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. – *Geophysical Journal International*, **138(2)**: 479-494. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00876x>
- Sosa-Ramírez, R.L., Paz Martínez, E.G. & Montalvo Arrieta, J.C. (2021): The M_w 6.2 Punta Santa Elena (Coahuila-Zacatecas) earthquake of 28 April 1841, the largest documented pre-instrumental event and its implications on seismic hazard in Northeastern Mexico. – *Journal of Seismology*, **25(2)**: 477-485.
- Wathelet, M., Jongmans, D. & Ohrnberger, M. (2004): Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. – *Near Surface Geophysics*: 211-221.
- Wathelet, M. (2008): An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling. – *Geophysical Research Letter*, **35**: L09301. <https://doi.org/10.1029/2008GL033256>
- Wathelet, M., Chatelain, J.-L., Cornou, C., Di Giulio, G., Guillier, B., Ohrnberger, M. & Savvaidis, A. (2020). Geopsy: A User-Friendly Open-Source Tool Set for Ambient Vibration Processing. – *Seismological Research Letters*. **91(3)**: 1878-1889, <https://doi.org/10.1785/0220190360>

INTEGRACIÓN DE TMAX Y REFLECTANCIA DE VITRINITA CALCULADA COMO INDICADORES DE MADUREZ TÉRMICA PARA LA FORMACIÓN LA PEÑA EN LAS CUENCAS DE SABINAS Y FUENTES-RÍO ESCONDIDO

Jordan Ortiz-Treviño^{1,*}, Luis Fernando Camacho-Ortegón¹, Gabriel Chávez-Cabello¹,
Juan Josué Enciso-Cárdenas¹ & Carlos Gilberto Aguilar-Madera¹

¹ Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Ex Hacienda de Guadalupe, C.P. 67700, Linares, México

* jordan.ortizt@uanl.edu.mx

Resumen

En este trabajo se analizan los resultados de Pirólisis Rock-Eval en 25 muestras de recortes de perforación de la Formación La Peña, ubicadas en las cuencas de Sabinas y Fuentes-Río Escondido, al NE del estado de Coahuila. Dicha información se integró para evaluar la madurez térmica utilizando dos modelos diferentes para estimar la reflectancia de la vitrinita a partir del valor de Tmax (%VRc). Los valores de Tmax presentan un rango de 312 a 508°C y los valores de %VRc de acuerdo a la ecuación de [Jarvie \(2018\)](#) varían de 0.38 a 1.87%, mientras que aplicando la ecuación de [Evenick \(2021\)](#) se estimaron valores desde 0.43 a 1.60%. Los valores de Tmax y %VRc indican variación en la maduración de la materia orgánica, ubicando a las muestras en etapas inmaduras, maduración temprana y sobremadurez. Se destaca una muestra que presenta sobremadurez a una profundidad somera en relación a las demás, lo que en este trabajo se cataloga como una anomalía térmica. Dicha muestra se ubica dentro de la zona de deformación de la falla La Babia, cerca del Campo Volcánico Lavas Las Esperanzas (CVLE), así como también cerca de una zona mineralizada con yacimientos tipo MVT. Estos factores se proponen como posibles causas que provocaron cambios en la evolución térmica en dicha región, lo que contribuye a considerar que dentro de la cuenca de Sabinas la maduración de la materia orgánica no se originó únicamente por el soterramiento de los sedimentos, sino que existen diversos eventos tectónicos y mineralizantes que modificaron las condiciones para la generación de hidrocarburos.

Palabras clave

Formación La Peña, madurez térmica, Temperatura Máxima (Tmax), Reflectancia de Vitrinita calculada (%VRc), anomalía térmica

Abstract

In this work, we analyze the results of Rock-Eval pyrolysis in 25 drill cuttings samples from the La Peña Formation, located in the Sabinas and Fuentes-Río Escondido basins, NE of the state of Coahuila. This information was integrated to evaluate the thermal maturity using two different models to estimate the vitrinite reflectance from the Tmax value (%VRc). Tmax values range from 312

Ortiz-Treviño, J., Camacho-Ortegón, L.F., Chávez-Cabello, G., Enciso-Cárdenas, J.J. & Aguilar-Madera, C.G.: Integración de Tmax y reflectancia de vitrinita calculada como indicadores de madurez térmica para la Formación La Peña en las cuencas de Sabinas y Fuentes-Río Escondido. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 111-119.

to 508°C, and %VRc values according to Jarvie's (2018) equation vary from 0.38 to 1.87% while applying Evenick's (2021) equation values from 0.43 to 1.60% were estimated. The values of Tmax and %VRc indicate variation in the maturation of organic matter, placing the samples in immature, early maturity, and overmaturity stages. One sample stands out as overmature at a shallow depth relative to the others, which, in this work, is classified as a thermal anomaly. This sample is located within the deformation zone of the La Babia fault, near the Lavas Las Esperanzas Volcanic Field (CVLE), as well as near a mineralized zone with MVT-type deposits. These factors are proposed as possible causes that provoked changes in the thermal evolution in that region, which contributes to considering that within the Sabinas basin, the maturation of organic matter did not originate only from the burial of sediments but from several tectonic and mineralizing events modified the conditions for the generation of hydrocarbons.

Keywords

Neotectonic; Tectonic geomorphology; Geomorphic indices; Stream profile analysis; northeastern Mexico

Introducción

La evaluación de la madurez térmica en una roca generadora de hidrocarburos es un análisis básico en la caracterización de la materia orgánica, ya que es clave para determinar en qué etapa de generación se encuentra dicha roca. Para ello, comúnmente se utilizan dos técnicas básicas: medición del Tmax a partir del análisis de Pirólisis Rock-Eval y la medición de la reflectancia de vitrinita (%Ro), mediante el análisis de macerales, por lo que la ausencia de alguno de estos parámetros puede crear cierta incertidumbre al momento de realizar la correspondiente interpretación.

Sin embargo, cuando no se tiene la posibilidad de adquirir el dato de reflectancia de vitrinita medida (%Ro), se ha demostrado que aplicando algunas ecuaciones adecuadas es posible calcular un valor teórico de reflectancia a partir del dato de Tmax, útil en la caracterización de las rocas generadoras (Hackley et al., 2009, 2020).

Las cuencas de Sabinas y Fuentes-Río Escondido se ubican al noreste del estado de Coahuila, cercanas a la provincia del Golfo de México. Dichas cuencas se consideran con la madurez suficiente para la generación de gas (Santamaría-Orozco et al., 1991; González-García & Holguín-Quiñones, 1992, 2001; Eguiluz de Antuñano, 2001; Román-Ramos & Holguín-Quiñones, 2001); y con reservas estimadas de 766.8 MMMpc (Eguiluz de Antuñano, 2001). De ahí su importancia en la exploración y explotación de yacimientos de hidrocarburos, tanto convencionales, como no convencionales, en el noreste de México.

Este trabajo se enfoca en integrar datos de Pirólisis Rock-Eval y de Reflectancia de Vitrinita calculada (%VRc) en 25 muestras de recortes de perforación correspondientes a 15 pozos en las cuencas de Sabinas y Fuentes-Río Escondido (Figura 1). El propósito es comprender la evolución en la madurez térmica de la Formación La Peña del Aptiano Tardío como roca generadora de hidrocarburos; y, por ende, su importancia en el

contexto de los yacimientos de aceite y gas para la cuenca de Sabinas y el propio noreste de México.

La Formación La Peña como roca generadora

La Formación La Peña del Cretácico Inferior es una sucesión definida originalmente por Imlay (1936), dividiéndola en dos miembros: un miembro inferior compuesto por un paquete de calizas de alrededor de 430 m y el miembro superior compuesto por alrededor de 24 m de rocas arcillosas. Las facies de esta sucesión geológica muestran variaciones estratigráficas y geoquímicas atractivas para la exploración de hidrocarburos en el área de estudio, con contenido de Carbono Orgánico Total (COT) que varía de 0.07 a 4.88 %, valores de Tmax de 312-508°C, reflectancia de vitrinita (%Ro) de 1.5. Los espesores que se han medido en pozos y afloramientos varían de 30 a 150 m, y se ha definido un ambiente de depósito de cuenca profunda (Imlay, 1936; Humphrey, 1949; Santamaría-Orozco et al., 1991; Eguiluz de Antuñano, 2001; Piedad-Sánchez, 2004; PEMEX, 2012; Ortiz-Treviño et al., sf).

La Formación La Peña pertenece al Sistema Aptiano definido por PEMEX (2010), donde la roca generadora está representada por una mezcla de lutita y caliza arcillosa, la materia orgánica es de tipo herbáceo, amorfo y leñoso. Las rocas almacén corresponden a calizas de plataforma. Por otro lado, la roca sello la integran horizontes arcillosos intraformacionales. Las trampas principalmente son del tipo anticlinal, nucleadas por sal con crestas fracturadas o bien, estructuras anticlinales que localmente involucran al basamento. La generación y migración del hidrocarburo ocurrió entre el Cretácico tardío al Reciente.

Materiales y Métodos

Un total de 25 muestras de la Formación La Peña fueron obtenidas a partir de 15 pozos distribuidos de la siguiente forma en el área de estudio: 10 pozos ubicados en la cuenca Fuentes-Río Escondido y 5 pozos en la cuenca de Sabinas. Las muestras fueron seleccionadas tomando en cuenta el nivel estratigráfico

de la formación en estudio, cabe mencionar que solamente tres pozos ubicados en el área de la cuenca de Sabinas contaban con más de una muestra disponible para el análisis.

En este estudio se realizó la combinación de dos métodos empleando en primera instancia el análisis de Pirólisis Rock-Eval, técnica empleada para evaluar el potencial petrolero de rocas generadoras mediante la evaluación del tipo y calidad de la materia orgánica, el grado de madurez termal y el potencial generador de hidrocarburos en su estado actual (Espitalié et al., 1977; Katz, 1983). El objetivo de la Pirólisis Rock-Eval es

simular el proceso natural de la maduración de la materia orgánica registrando los gases generados en la muestra durante un calentamiento programado en ausencia de oxígeno. Para llevar a cabo el análisis de Pirólisis se utilizó un instrumento Rock-Eval 6 TURBO® desarrollado por el Instituto Francés del Petróleo (IFP) perteneciente al Centro de Investigación en Geociencias Aplicadas de la Universidad Autónoma de Coahuila (CIGA-UAdeC). Dicho análisis se llevó a cabo mediante el método Bulk Rock descrito en Behar et al. (2001). Cabe mencionar que las mediciones de este análisis fueron calibradas utilizando el estándar IFP 160000.

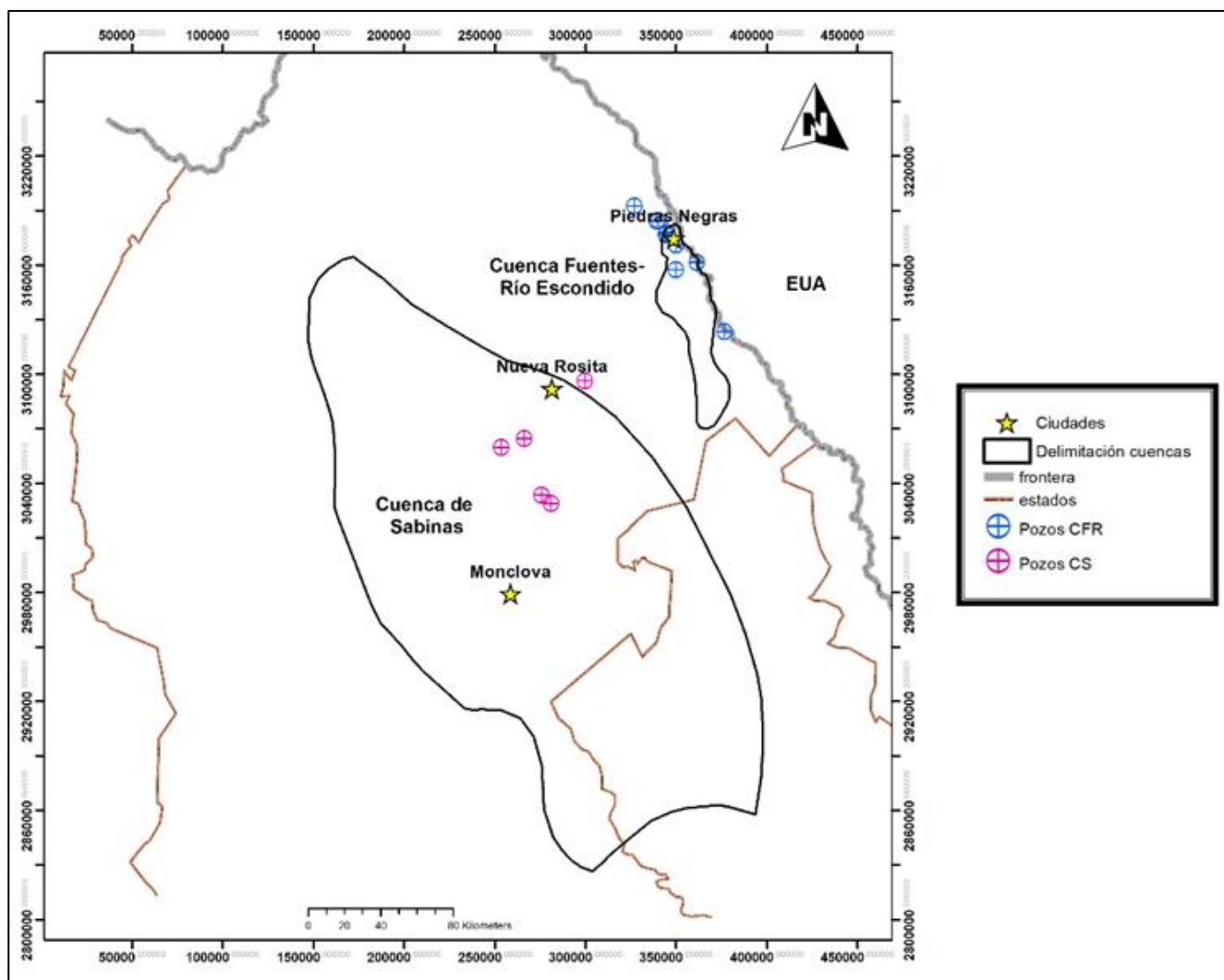


Figura 1: Localización geográfica del área de estudio y ubicación de pozos de los que se obtuvieron muestras de la Formación La Peña. CFR: Cuenca Fuentes-Río Escondido, y CS: Cuenca de Sabinas.

Por otra parte, la reflectancia de la vitrinita constituye una técnica petrográfica basada en la medición del porcentaje de luz incidente reflejada en la superficie de las partículas de vitrinita en una muestra de roca (Beaumont & Foster, 1999). La vitrinita es un maceral producto de la carbonificación de sustancias

húmicas originadas a partir de la lignina y celulosa de las paredes celulares de las plantas (Taylor et al., 1998). El poder reflector de la vitrinita (%Ro) permite determinar el grado de evolución térmica de la materia orgánica, así como precisar la etapa de generación de hidrocarburos. Esto debido a que su reflectancia

umenta con la temperatura, lo que la convierte en un indicador térmico (geotermómetro) ampliamente utilizado en el modelado de cuencas y sistemas petroleros (Tissot & Welte, 1984; Sweeney & Burnham, 1990; Beaumont & Foster, 1999).

Se analizó el valor de la reflectancia de la vitrinita calculada (%VRc) mediante dos ecuaciones propuestas por Jarvie et al. (2018) y Evenick (2021). Se recomienda tomar con prudencia los datos obtenidos a partir de este cálculo, ya que indudablemente se tendrá una mayor certeza en mediciones directas en muestras de macerales (%Ro) que en datos calculados a partir del valor de Tmax. Posteriormente, los datos de %VRc fueron empleados para calcular las temperaturas máximas de sepultamiento en base a la ecuación de Barker & Pawlewicz (1994).

$$\%VRc = (0.0165 * Tmax) - 6.5143 \quad (1)$$

$$\%VRc = (0.013 * Tmax) - 5.0 \quad (2)$$

$$Tmax \text{ de sepultamiento} = (\ln(\%VRc) + 1.68)/0.0124 \quad (3)$$

La ecuación (1) se basa en una actualización de una investigación empírica anteriormente propuesta por el mismo Jarvie, basándose en datos de pirólisis de la Formación Barnett en la cuenca de Fort Worth para un rango de temperaturas de Tmax de entre 430-485°C. Mientras que la ecuación (2) toma como base más de 33,000 mediciones de Tmax que presentaron resultados semejantes, mejorando la correlación entre Tmax y %Ro de ecuaciones anteriormente propuestas por otros autores. Dicha ecuación presenta un comportamiento relativamente confiable para un rango de valores de Tmax entre 430-500°C.

De acuerdo a la ecuación (3) propuesta por Barker & Pawlewicz (1994) la relación entre la temperatura de sepultamiento y la reflectancia de la vitrinita cumple una función logarítmica.

Resultados

Los parámetros obtenidos a partir del análisis de Pirólisis Rock-Eval son fundamentales para determinar la presencia de una roca generadora de hidrocarburos, por lo que en este trabajo se empleó el programa computacional SURFER® para conocer la distribución espacial de los mismos, esto mediante la interpolación y extrapolación geoestadística (*kriging*). Los mapas de distribución espacial para el COT, IH y Tmax se muestran en la Figura 2.

La distribución de la riqueza orgánica, dados los valores de COT, se presenta en la Figura 2A. Los valores más altos (3.66-4.88%) se encuentran en la parte central y SE del mapa. En contraste, los valores más bajos (<1%) se aprecian en la parte norte, correspondiente en parte, al área de la cuenca Fuentes-Río Escondido.

Por otro lado, el IH presenta valores relativamente bajos (<200 mg HC/g roca). Las porciones centrales, NE y SE corresponden a los valores más bajos (<55 mg HC/g roca), indicando la presencia de kerógeno tipo IV. Mientras los valores más altos (90-137 mg HC/g roca) se ubican en la parte NW y SW del mapa, indicando la presencia de kerógeno tipo III (Figura 2B).

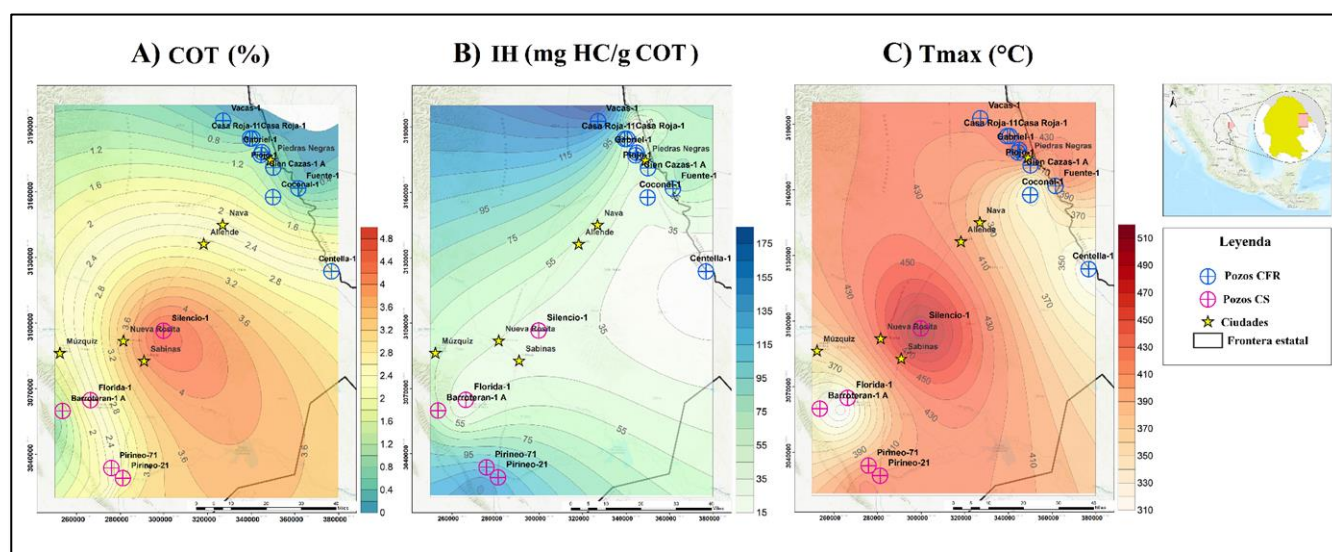


Figura 2: Mapas de isovalores mostrando la distribución espacial en el área de estudio para los parámetros de Pirólisis Rock-Eval. A) Riqueza orgánica por contenido de COT, B) Valores de IH, C) Maduración térmica por Tmax. CFR: Cuenca Fuentes-Río Escondido y CS: Cuenca de Sabinas.

En lo que respecta a la madurez térmica dada por Tmax, se observan valores que indican inmadurez y maduración temprana para ambas cuencas. Sin embargo, es notable la presencia de una posible anomalía térmica, en el centro del área de estudio, correspondiente a la cuenca de Sabinas (pozo Silencio-1), indicando una sobremadurez de la materia orgánica (>500°C; Figura 2C).

Las muestras de la Formación La Peña muestran un promedio de Tmax de 413.64°C (min = 312°C, max = 508°C) indicando una inmadurez, sin embargo, en la Figura 3 se observa que un conjunto de muestras de las dos cuencas estudiadas se ubica en la zona de madurez temprana, sugiriendo que entró en la ventana de generación inicial de aceite. Por otro lado, para la reflectancia de vitrinita calculada presentan un promedio de

0.66% y 0.65%, de acuerdo a las ecuaciones de Jarvie (2018) y Evenick (2021), respectivamente. La mayoría de las muestras se ubican en la ventana temprana de generación de aceite, concordando con la gráfica de Tmax.

Para calcular la temperatura de sepultamiento se utilizó la ecuación propuesta por Barker & Pawlewicz (1994). Se puede observar que la gran mayoría de las muestras presentan temperaturas entre los 75-100°C, indicando que se ubican en una etapa de diagénesis tardía y entrando a la catagénesis temprana. Por otro lado, se puede destacar la muestra perteneciente al pozo Silencio-1, la cual se ubica en una etapa de sobremadurez y ventana de gas húmedo, alcanzando temperaturas de entre 174-186°C (Figura 4).

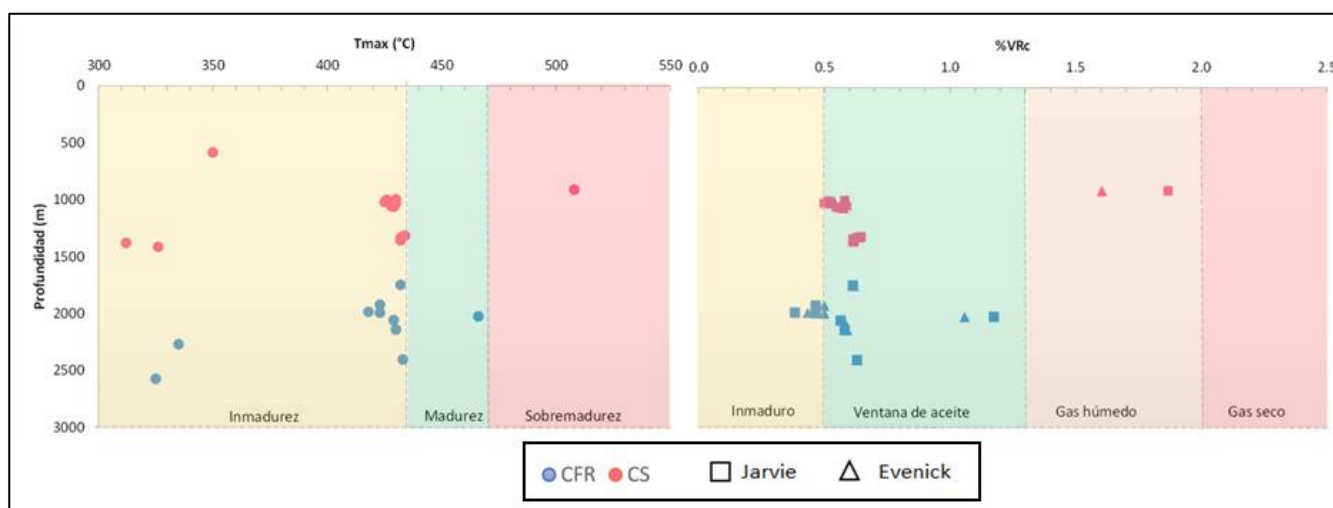


Figura 3: Gráficas de indicadores de maduración térmica (Tmax y %VRc) vs profundidad. Símbolos en color rosa: muestras cuenca de Sabinas (CS). Símbolos en color azul: muestras cuenca Fuentes-Río Escondido (CFR). Cuadrados: %VRc por ecuación de Jarvie (2018). Triángulos: %VRc por ecuación de Evenick (2021).

Discusión

Esta parte del trabajo se enfocará en abordar las posibles causas que controlaron la madurez térmica de las muestras de la Formación La Peña analizadas. Se determinaron los valores de Tmax para 25 muestras, la mayoría de las muestras generaron valores que corresponden local y regionalmente al comportamiento esperado producto del soterramiento de la Formación La Peña para las cuencas Fuentes-Río Escondido y Sabinas. Una excepción fue reconocida para la muestra del pozo Silencio-1 ubicado en el límite noreste de la cuenca de Sabinas, dentro de la zona de falla La Babia (Charleston, 1981; Flotté et al., 2020).

La profundidad a la que se colectó la muestra de la Formación La Peña en este pozo (910 m) contrasta con los resultados de Tmax y %VRc determinados, ya que, si

únicamente se toma en cuenta el soterramiento de los sedimentos, ésta tendría que ubicarse en una etapa de diagénesis o de inmadurez térmica. Esto indica que para que la muestra estudiada haya alcanzado esa etapa de madurez debió existir algún evento o factores que contribuyeron a alterar la tasa de transformación de la materia orgánica en esa zona en específico.

En este trabajo se proponen tres factores que debieron contribuir a una sobremaduración de la materia orgánica contenida en la Formación La Peña del pozo Silencio-1, estos son:

- 1) Circulación de fluidos calientes asociados a depósitos estratoligados tipo MVT. Diversos trabajos han expuesto la existencia de depósitos estratoligados en el noreste de México del tipo Mississippi Valley (MVT), más específicamente dentro y en los bordes de la cuenca de Sabinas. El depósito Minas Viejas, ubicado a unos pocos

kilómetros del pozo Silencio-1, se emplazó por la interacción de salmueras de cuenca y agua meteórica, por remplazamiento de carbonatos y/o evaporitas en un rango de temperaturas de 120 a 140°C (González-Sánchez, 2007; Hernández-Sánchez, 2022). Este rango de temperaturas comprende las temperaturas de sepultamiento calculadas en la Figura 4, por lo que no puede descartarse que la circulación de fluidos calientes durante la formación de este tipo de mineralizaciones haya contribuido a la sobremaduración de la materia orgánica en la zona donde se ubica la muestra estudiada.

- 2) Calor transferido por emplazamiento de magmas. La existencia de magmatismo cercano al pozo Silencio-1 permite especular que una anomalía térmica relacionada con el emplazamiento del Campo Volcánico Lavas Las Esperanzas no sea descartada. Este campo volcánico se ubica a unos pocos kilómetros al sur-suroeste y está conformado por derrames de basaltos emplazados sobre la

zona de falla La Babia, presentándose magmatismo tipo intraplaca que fue canalizado a través de dicha discontinuidad cortical (Valdez-Moreno, 2001; Aranda-Gómez et al., 2005).

- 3) Calor por reactivación de la falla La Babia. El pozo Silencio-1 se ubica sobre la traza de la falla La Babia (Figura 5), una falla multireactivada durante la inversión de la cuenca de Sabinas (Chávez-Cabello, 2005; Chávez-Cabello et al., 2005) en el Eoceno-Oligoceno (Río Bravo Fault; Flotté et al., 2020). Durante la reactivación de las fallas de basamento es común que ocurra dinamometamorfismo acompañado de movilización de fluidos, esto pudo también haber sumado a un incremento local en la temperatura de las rocas ubicadas sobre la traza de la falla La Babia, como es el caso de la muestra de la Formación La Peña en el pozo Silencio-1, detonando así potencialmente una anomalía térmica en sectores de la falla La Babia.

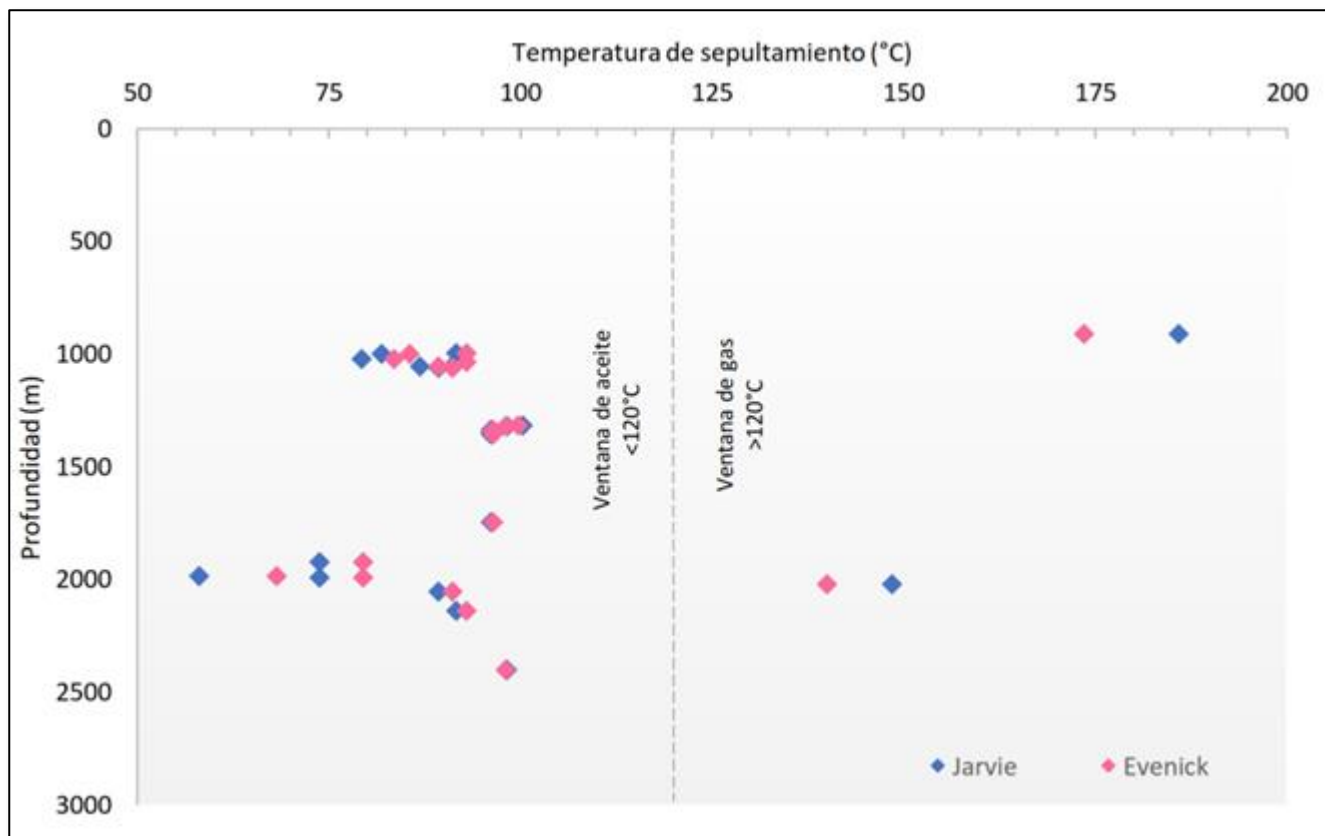


Figura 4: Gráfica de temperatura máxima de sepultamiento a partir de %VRc calculada en base a las dos ecuaciones utilizadas en este trabajo. Se señala la muestra sobremadura.

Conclusiones

- Los valores del IH actual entran en el rango de un kerógeno tipo III y IV, indicando materia orgánica de origen

continental e inerte. Sin embargo, los valores de Tmax y %VRc, en su mayoría, presentan valores que se ubican en la ventana de madurez temprana del aceite, lo que puede

indicar que los valores de los IH e IO fueron alterados durante la maduración de la materia orgánica.

- Otro factor a tomar en cuenta a la hora de evaluar la riqueza, tipo y madurez de la materia orgánica es el método de pirólisis utilizado. De acuerdo a [Carvajal-Ortiz & Gentzís \(2018\)](#), el uso de distintos métodos de programación en la Pirólisis Rock-Eval arrojan resultados poco semejantes,

sobre todo aplicado en lutitas y yacimientos no convencionales.

- Para futuras investigaciones se sugiere que se realicen mediciones físicas de %Ro en las muestras estudiadas para tener una mejor comprensión de la transformación de la materia orgánica. Así como también con el propósito de comparar las diferencias que puedan existir entre los valores calculados y medidos directamente (%VRc y %Ro).

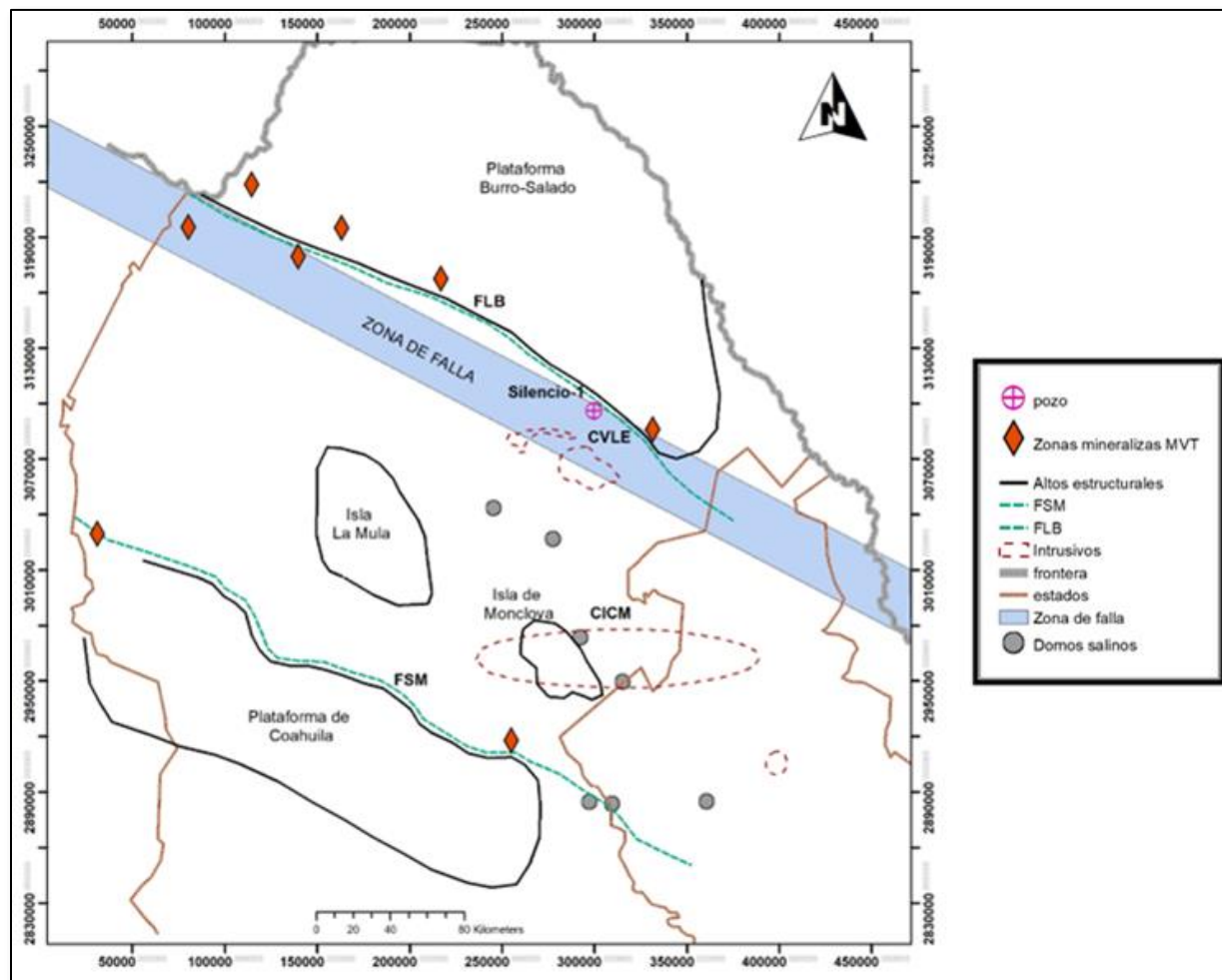


Figura 5: Mapa de ubicación del pozo Silencio-1 con esquema de diversos estilos estructurales y zonas mineralizadas tipo MVT ubicadas en los límites de las fallas. FLB: Falla La Babia, FSM: Falla San Marcos, CVLE: Campo Volcánico Lavas Las Esperanzas, CICM: Cinturón de Intrusivos Candela Monclova (adaptado de: [Eguiluz de Antuñano, 2001](#); [González-Sánchez, 2007](#); [Flotté et al., 2008](#); [Hernández-Sánchez, 2022](#)).

- Los datos de Tmax y %VRc concuerdan en su mayoría con lo expuesto por [Camacho-Ortegón et al. \(2017\)](#), donde en base al modelado del sistema petrolero expone que La Formación La Peña entró en la ventana de aceite, continuando su evolución hasta llegar a la ventana de gas y condensado, sin poder alcanzar la ventana de gas seco.
- En este trabajo la sobremadurez térmica de la muestra correspondiente al pozo Silencio-1 se cataloga como una

anomalía térmica. Se propone que dicha sobremadurez no fue producto solamente del soterramiento de los sedimentos, sino que intervinieron otros eventos como: a) la circulación de fluidos calientes productos de las mineralizaciones tipo MVT pertenecientes al depósito Minas Viejas, b) calor transferido posiblemente durante el emplazamiento de cuerpos subvolcánicos y volcánicos del Campo Volcánico Lavas Las Esperanzas, lo que de acuerdo

a Camacho-Ortegón et al. (2022) generó una mayor tasa de transformación de la materia orgánica y, c) calor potencialmente transferido durante reactivaciones de la falla La Babia o Río Bravo. Lo anterior, pone de manifiesto la relevancia que conlleva el considerar otros factores geológicos distintos al soterramiento de los sedimentos como causantes de una sobremaduración térmica de la materia orgánica en las cuencas estudiadas.

Referencias

- Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Valdez-Moreno, G. & Chávez-Cabello, G. (2005): El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: una revisión. – *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **57(3)**, 187-225. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a1>
- Barker, C. & Pawlewicz M. (1994): Calculation of Vitrinite Reflectance from Thermal Histories and Peak Temperatures – A Comparison of Methods. – in: Mukhopadhyay & P., Dow, W. (eds.), *Vitrinite Reflectance as a Maturity Parameter*. American Chemical Society, 216-229.
- Beaumont, E.A. & Foster, N.H. (1999): *Treatise of petroleum geology/handbook of petroleum geology: exploring for oil and gas traps*. – The American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/TrHbk624.V3>.
- Behar F., Beaumont V. & Penteadó, H.L.De.B. (2001): Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. – *Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP*, **56 (2)**: 111-134. <https://doi.org/10.2516/ogst:2001013>.
- Camacho-Ortegón, L.F., Martínez, L., Enciso-Cárdenas J.J., Bueno-Tokunaga, A., Pironón, J. & Núñez-Useche, F. (2022): Thermal history of the Sabinas – Piedras Negras Basin (Northeastern Mexico): Insights from 1D modelling. – *Journal of South American Earth Sciences*, **115**, 1-14, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103756>
- Camacho-Ortegón, L.F., Martínez-Ortegón, L., Pironon, J., Suarez-Ruiz, I. & Enciso-Cárdenas, J.J. (2017): Modelado del sistema petrolero de la Cuenca de Sabinas, Noreste de México; Parte 1: evolución térmica, generación y migración de hidrocarburos. – *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, **LIX(1)**: 7-46.
- Carvajal-Ortiz, H. & Gentzis, T. (2018): Geochemical screening of source rocks and reservoirs: The importance of using the proper analytical program. – *Int. J. Coal Geol.*, **190**: 56-69.
- Charleston, S. (1981): A summary of the structural geology and tectonics of the state of Coahuila, Mexico. – en Schmidt, C.I. Katz, S. B., (eds.): *Lower Cretaceous stratigraphy and structure, northern Mexico*. – West Texas Geological Society, Field Trip Guidebook, Publication, **81-74**: 28-36.
- Chávez-Cabello, G. (2005): *Deformación y magmatismo Cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México*. – Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, Tesis Doctoral, 226 p.; Juriquilla, Querétaro.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R. S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutiérrez, I. R., & González-Naranjo, G. A. (2005): La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México. – *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **57(1)**: 27-52. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a2>
- Eguiluz de Antuñano, S. (2001): Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico. – in: Bartolini, C., Bufler, R.T. & Cantú-Chapa, A. (eds.): *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins and Petroleum Systems*. – AAPG Memoir, **75**:241–270. <https://doi.org/10.1306/M75768C10>
- Espitalié, J., Madec, M., Tissot, B., Mennig, J.J. & Leplat, P. (1977): Source rock characterization method for petroleum exploration. – *Annual Offshore Techn. Conference*, **9th Proceedings**: 439-444.
- Evenick, J. (2021): Examining the relationship between Tmax and vitrinite reflectance: An empirical comparison between thermal maturity indicators. – *Journal of Natural Gas Science and Engineering*, **91 (103946)**. <https://doi.org/10.1016/j.jngsc.2021.103946>
- Flotté, N., Martínez, J., Rangin, C., Husson, L., Tardy, M. & Le Pichon, X. (2008): The Río Bravo fault, a major late Eocene-Oligocene left-lateral shear zone. – *Bulletin de la Société Géologique de France*, **179(2)**: 147-160.
- González-García, R. & Holguín-Quiñones, N. (1992): Las rocas generadoras de México. – *Bol. Asoc. Mex. Geol. Pet.*, **42**: 16–30.
- González-Sánchez, F., Puente-Solís, R., González-Partida, E. & Camprubí, A. (2007): Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb. – *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **59**: 43-62.
- Hackley, P.C., Guevara, E.H., Hentz, T.F. Hook, R.W. (2009): Thermal maturity and organic composition of Pennsylvanian coals and carbonaceous shales, north-central Texas: Implications of coalbed gas potential. – *Int. J. Coal Geol.*, **77**: 294-309.
- Hackley, P.C., Zhang, T., Jubb, A.M., Valentine, B.J., Dulong, F.T. & Hatcherian, J.J. (2020): Organic petrography of Leonardian (Wolfcamp A) mudrocks and carbonates, Midland Basin, Texas: The fate of oil-prone sedimentary organic matter in the oil window. – *Mar. Pet. Geol.*, **112(104086)**.

- Hernández-Sánchez A. (2022): Caracterización de los fluidos mineralizantes de los yacimientos estratoligados de plomo-zinc en el Noreste de México (Cuenca de Sabinas y Fosa de Chihuahua). – Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría: 123 p.; Juriquilla, Querétaro.
- Humphrey, W.E. (1949): Geology of the Sierra de los Muertos area, Mexico (with Descriptions of Aptian Cephalopods from the La Peña Formation) . – Bull. Geol. Soc. Am., **60**: 89-176. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1949\)60\[89:GOTSDL\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1949)60[89:GOTSDL]2.0.CO;2).
- Imlay, R. (1936): Geology of the western part of the Sierra de Parras. – Geol. Soc. Am. Bull., **47**: 1091-1152. <https://doi.org/10.1130/GSAB-47-1091>
- Jarvie D.M. (2018): Petroleum systems in the Permian Basin: Targeting optimum oil production. – TCU Energy Institute Presentation: www.Hgs.org/sites/default/files/Jarvie%20Permian%20basin%20HGS%202024%20January%202018%20wo%20background.pdf
- Katz, B.J. (1983): Limitations of ‘Rock-Eval’ pyrolysis for typing organic matter.” Organic Geochemistry, **4**, 195-199, [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(83\)90041-4](https://doi.org/10.1016/0146-6380(83)90041-4).
- Ortiz-Treviño J., Camacho-Ortegón, L.F., Enciso-Cárdenas J.J., De La Rosa-Rodríguez G., Núñez-Useche F., Martínez-Carrillo D. & Bueno-Tokunaga A. (s.f.): Organic richness and source rock potential of the La Peña Formation in the Sabinas and Piedras Negras Basins, NE of Mexico. – Revista Mexicana de Ciencias Geológicas.
- Petróleos Mexicanos [PEMEX]. (2010): Provincias Geológicas de México. Pemex Exploración y Producción.
- Petróleos Mexicanos [PEMEX]. (2012): Situación Actual y Perspectivas de PEMEX. – Expo foro 2013, México, D.F.: 1-8.
- Piedad-Sanchez, N. (2004): Prospection des hydrocarbures par une approche intégrée de pétrographie, géochimie et modélisation de la transformation de la matière organique: analyse et reconstitution de l’histoire thermique des Bassins Carbonifère Central des Asturies (Espagne) et Sabinas-Piedras Negras (Coahuila, Mexique) . – Doctoral thesis. UHP Nancy I, France: 356 p.
- Román-Ramos, J.R., Holguín-Quiñones, N. (2001): Subsistemas generadores de la región norte de México. – Bol. Asoc. Mex. Geol. Pet., **49**: 68-84.
- Santamaría-Orozco, D., Ortuño, F., Adatte, T., Ortiz, A., Riba, A. & Franco, S. (1991): Evolución geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras. Estado de Coahuila. – Reporte interno, Instituto Mexicano del Petróleo, **I (CAO-3508)**: 209 p.
- Sweeney, J.J. & Burnham, A.K. (1990): Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. – Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., **74**: 1559-1570. <https://doi.org/10.1306/0C9B251F-1710-11D7-8645000102C1865D>.
- Taylor, G.H., Teichmüller, M., Davis, A., Diessel, C.F.K., Littke, R. & Robert, P. (1998): Organic Petrology: 704 p.; Stuttgart, Germany (Schweizerbart Science Publishers).
- Tissot, B.P. & Welte, D.H. (1984): Petroleum Formation and Occurrence, 2 edn. – 669 p.; New York (Springer). <https://doi.org/10.1007/978-3-642-87813-8>.
- Valdez-Moreno, G. (2001): Geoquímica y petrología de las rocas ígneas de los Campos Volcánicos de Las Esperanzas y Ocampo, Coahuila, México. – Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Tesis de Maestría, 128 p.

GEOLOGÍA DE LA SIERRA DE SAN CARLOS – CRUILLAS: UNA HISTORIA DIGNA DE CONTARSE

Juan Alonso Ramírez-Fernández^{1,2,*}, Víctor Alejandro Leal-Cuellar^{2,3},
Luis Alejandro Elizondo-Pacheco⁴, Fernando Velasco-Tapia¹ & Pedro Rodríguez-Saavedra¹

¹ Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, N.L. 67700, México

² Clúster Académico de la Región Mezcalera Sierra de San Carlos, Tamaulipas

³ Universidad Autónoma de Nuevo León, Posgrado de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, N.L. 67700, México

⁴ Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Juriquilla, Querétaro, 76230, México

* juan.ramirezfn@uanl.edu.mx

Resumen

La Sierra de San Carlos-Cruillas ubicada en el estado de Tamaulipas es un complejo geológico compuesto por unidades sedimentarias del Mesozoico que fueron primeramente plegadas y posteriormente emplazadas por rocas magmáticas alcalinas plutónicas, subvolcánicas y volcánicas del Cenozoico. Las rocas sedimentarias son calizas, margas, y lutitas, y de manera subordinada areniscas y cenizas volcánicas. Entre las rocas magmáticas destacan monzodioritas, gabros, sienitas, sienitas nefelínicas, basanitas, fonotefritas, basaltos alcalinos y lamprófidos alcalinos. Las unidades magmáticas son: (a) Sierra de San Carlos o Sierra Chiquita, (b) Sierras Bajas, (c) Complejo Hipabisal San Lázaro (d) Bufa del Diente, (e) Campo Subvolcánico de Burgos y (f) San Miguel. La Sierra de San Carlos-Cruillas es muy importante por su riqueza geológica, económica, histórica, biológica y turística que la hace una joya natural no solo de Tamaulipas, sino de México.

Palabras clave

Provincia Alcalina Oriental de México, Magmatismo Cenozoico, Manto Terrestre, Fusión Parcial, Geoturismo

Abstract

The Sierra de San Carlos-Cruillas, located in the state of Tamaulipas, is a geological complex composed of slightly folded Mesozoic sedimentary units that were subsequently emplaced by alkaline plutonic, subvolcanic, and volcanic rocks of the Cenozoic. The sedimentary rocks are limestone, marl, shale, and subordinately sandstone and volcanic ash. Among the magmatic rocks, monzodiorites, gabbros, syenites, nepheline syenites, basanites, phonotephrites, alkaline basalts, and alkaline lamprophytes stand out. The magmatic units are: (a) Sierra de San Carlos or Sierra Chiquita, (b) Sierras Bajas, (c) San Lázaro Hypabyssal Complex, (d) Bufa del Diente, (e) Burgos Subvolcanic Field and (f) San Miguel. The Sierra de San Carlos-Cruillas is very important for its geological, economic, historical, biological, and tourist interest, making it a natural treasure of Tamaulipas and Mexico.

Ramírez-Fernández, J.A., Leal-Cuellar, V.A., Elizondo-Pacheco, L.A., Velasco-Tapia, F. & Rodríguez-Saavedra, P. (2023): Geología de la Sierra de San Carlos – Cruillas: Una Historia digna de contarse. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 121-133.

Keywords

Eastern Mexican Alkaline Province, Cenozoic Magmatism, Earth's Mantle, Partial Melting, Geotourism

Introducción

El estado de Tamaulipas presenta una importante riqueza geomorfológica, que va de la mano del desarrollo de sus provincias geológicas. Destaca por supuesto la impresionante cadena montañosa plegada y cabalgada de la Sierra Madre Oriental, con sus imponentes cimas y sus profundos cañones que permiten el acceso a vestigios de ancestrales tiempos geológicos. Adicionalmente cuenta con amplias llanuras, que bajo ellas se albergan potentes secuencias sedimentarias que ostentan una gran riqueza energética en la denominada Cuenca de Burgos. Por otra parte, en su región central se localiza el Anticlinorio de Tamaulipas, que representa un gran pliegue regional, orientado norte a sur y en cuyas culminaciones norte y sur se ubican la Sierra de San Carlos-Cruillas y la Sierra de Tamaulipas respectivamente. En ambos casos se trata de anticlinales suaves, conformados por rocas calcáreo-arcillosas del Cretácico Inferior al Superior, que fueron intrusionados en el Cenozoico por cuerpos plutónicos y bordeados por campos subvolcánicos y volcánicos. Esta contribución se dirige en particular a la historia geológica de la Sierra de San Carlos-Cruillas (SSCC).

La SSCC es un complejo geológico localizado en la parte centro occidental del estado de Tamaulipas, a 90 km al NE de Ciudad Victoria y a 60 km al SE de Linares, Nuevo León. Abarca parte de los municipios de San Carlos, San Nicolás, Burgos, Cruillas y Villagrán. Este complejo es muy importante desde el punto de vista geológico, económico, histórico y cultural.

El desarrollo de la SSCC abarca un prolongado lapso geológico, que dio inicio en el Pérmico-Triásico (250 – 200 Ma), con el emplazamiento de cuerpos plutónicos granítico-granodioríticos, los cuales formarían el basamento cristalino sepultado de la SSCC (Coombs et al., 2021). Estos cuerpos no afloran y solamente se conocen por profundas perforaciones. Durante gran parte de la era Mesozoica esta región estuvo sumergida bajo las aguas de las etapas incipientes del Golfo de México, que llevaron a la depositación de rocas sedimentarias carbonatadas y arcillosas que formarían la secuencia sedimentaria de la SSCC (Márquez-Domínguez, 1970). Durante el Cretácico Superior y principios del Paleógeno ocurrió el evento de deformación laramídica que levantó y plegó las secuencias sedimentarias que conforman el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano incluyendo la Sierra Madre Oriental (Fitz-Díaz et al., 2018). A la par las rocas sedimentarias de la región de la Sierra de San Carlos-Cruillas fueron levantadas y plegadas dando lugar a la parte norte del Anticlinorio de Tamaulipas.

Más tarde, a partir del Eoceno (~40 Ma) ocurrió el emplazamiento de diversos cuerpos magmáticos alcalinos que conformaron el complejo magmático de la Sierra de San Carlos-Cruillas. Esta actividad culminó en el Pleistoceno (~0.5 Ma). Asociados a estos cuerpos magmáticos se generaron yacimientos de minerales metálicos en las regiones de San José y de San Nicolás, que motivaron el desarrollo histórico y económico de la región. A continuación, se dará una explicación más amplia de los principales rasgos geológicos de la SSCC y su desarrollo y evolución en el tiempo.

Marco Geológico Regional

El noreste de México, en particular el estado de Tamaulipas, tiene una historia geológica muy larga y diversa, aquí se pueden atestiguar eventos geológicos que se desarrollaron desde el Precámbrico hasta el Cenozoico. Entre estos sucesos destacan eventos metamórficos en el Precámbrico (p. ej. Alemán-Gallardo et al., 2019a) y Carbonífero (p. ej. Barboza-Gudiño et al., 2011); eventos magmáticos durante el Ordovícico (p. ej. Alemán-Gallardo et al., 2019b), Carbonífero (p. ej. Ramírez-Fernández et al., 2021), Pérmico-Triásico (p. ej. Coombs et al., 2021), Jurásico (p. ej. Fastovsky et al., 2005), Cretácico (p. ej. Fitz-Díaz et al., 2018) y Cenozoico (p. ej. Nick, 1988; Ramírez-Fernández, 1996; Treviño-Cázares et al., 2005; Viera-Décida et al., 2009; Elizondo-Pacheco et al., 2022); desarrollo de cuencas sedimentarias en el Paleozoico (p. ej. Casas-Peña et al., 2021), Cretácico (p. ej. Murray et al., 2019; Eguiluz de Antuñano, 2001) y Cenozoico (p. ej. Pérez-Cruz, 1992; Eguiluz de Antuñano, 2011a); así como eventos de deformación que plegaron y/o levantaron la cobertura sedimentaria, el basamento y algunos cuerpos magmáticos (p. ej. Fitz-Díaz et al., 2018).

Sin embargo, en la región que comprende a la Sierra de San Carlos-Cruillas la historia geológica inicia con el emplazamiento de plutones graníticos durante el Pérmico-Triásico que forman el basamento cristalino de la región (López-Ramos, 1979; Coombs et al., 2021). El origen de estas rocas está relacionada a la subducción de la placa oceánica de Panthalassa bajo de Pangea (Keppie, 2004; Ortega-Obregón et al., 2014).

Posteriormente, durante el Mesozoico se depositaron grandes espesores de sedimentos marinos sobre este basamento cristalino expuesto en aquel entonces, que dio origen a las formaciones sedimentarias que actualmente componen la secuencia estratigráfica de la SSCC.

En el noroeste de México, en Nuevo León, Coahuila y en la parte occidental de Tamaulipas, esta secuencia sedimentaria fue

deformada durante el Cretácico Superior y el Paleógeno que dieron origen al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (Fitz-Díaz et al., 2018). Sin embargo, esta estructura se corta abruptamente a lo largo de la cabalgadura frontal de la Sierra

Madre Oriental (Chávez-Cabello, 2005). Más al oriente se ha reconocido una estructura regional que forma un anticlinal suave que conecta la SSCC con la Sierra de Tamaulipas, denominada Anticlinorio de Tamaulipas.

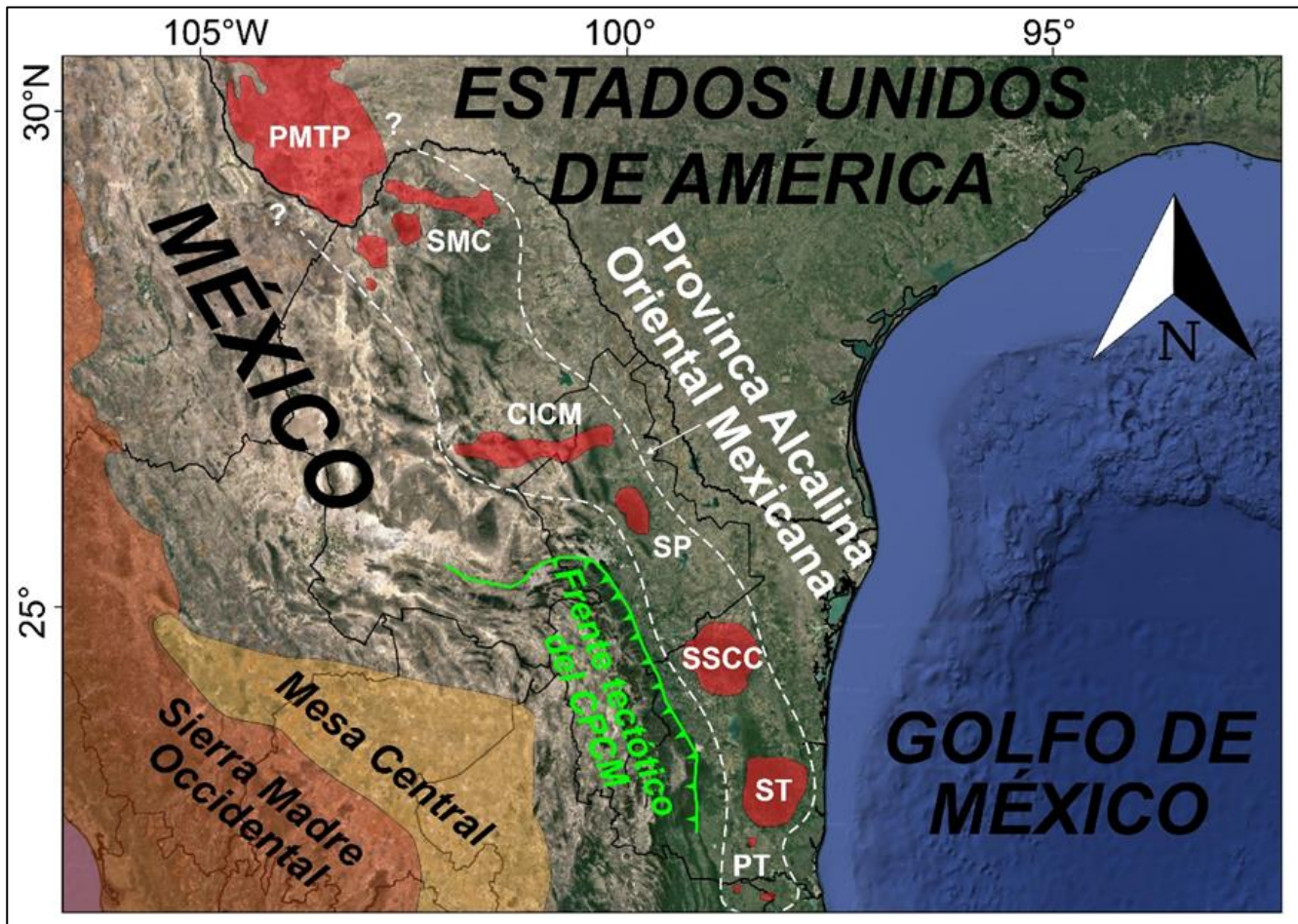


Figura 1: Sobrevista general de los elementos geológicos del NE de México, así como de la distribución de los complejos magmáticos que conforman a la Provincia Alcalina Oriental de México (campos rojos englobados dentro de las líneas punteadas blancas). Abreviaturas: CPCM: Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras, PMTTP: Provincia Magmática Trans-Pecos, PT: Planicie de Tampico, SMC: Sierras Maderas del Carmen, SP: Sierra de Picachos, SSCC: Sierra de San Carlos-Cruillas, ST: Sierra de Tamaulipas. Modificado de Leal-Cuellar et al. (2023).

Más tarde, durante el Cenozoico se emplazaron cuerpos magmáticos plutónicos, subvolcánicos que conforman el complejo magmático de la SSCC (Rodríguez-Saavedra, 2003). Cabe mencionar que la SSCC pertenece a la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM; Figura 1) descrita por primera vez por Demant & Robin (1975). Esta provincia se compone de complejos magmáticos alineados en una orientación NNW-SSE a lo largo de la Planicie Costera del Golfo de México, que se encuentran en diferentes localidades de los estados de Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas. Estos cuerpos ígneos presentan un carácter geoquímico predominantemente alcalino y edades que varían desde el Eoceno hasta el Pleistoceno (Bloomfield &

Cépeda-Dávila, 1973; Camacho-Angulo, 1993; Viera-Décida et al., 2009; Poliquin, 2009).

Geología de la Sierra de San Carlos-Cruillas

Estratigrafía

Las unidades litológicas más antiguas de la región corresponden a formaciones sedimentarias que se ubican sobre todo en los cañones de la denominada Sierra Chiquita, parte central de la SSCC. Sin embargo, el registro más antiguo que se tiene es a partir del Jurásico (de la Fuente-García, 1976) cuando las aguas marinas del proto Golfo de México cubrieron los

grandes cuerpos graníticos del Permo-Triásico que se encontraban expuestos formando lo que ahora se conoce como Isla de San Carlos del Arco de Tamaulipas, que solamente se conoce de profundas perforaciones.

De esta forma, la secuencia estratigráfica expuesta de la SSCC está conformada por una columna de más de 1 km de espesor (Ramírez-Fernández, 1989) de rocas calcáreo-arcillosas

con un rango de edad desde el Cretácico Inferior al Cretácico Superior que forma parte de la Cuenca Tampico-Misantla (SGM, 2004). Sin embargo, en la parte norte, también podemos encontrar cuerpos magmáticos emplazados en las rocas detríticas del Paleógeno de la Cuenca de Burgos (Pérez-Cruz, 1992; Eguiluz de Antuñano, 2011b). En la Figura 2 se muestra el mapa geológico de la SSCC.

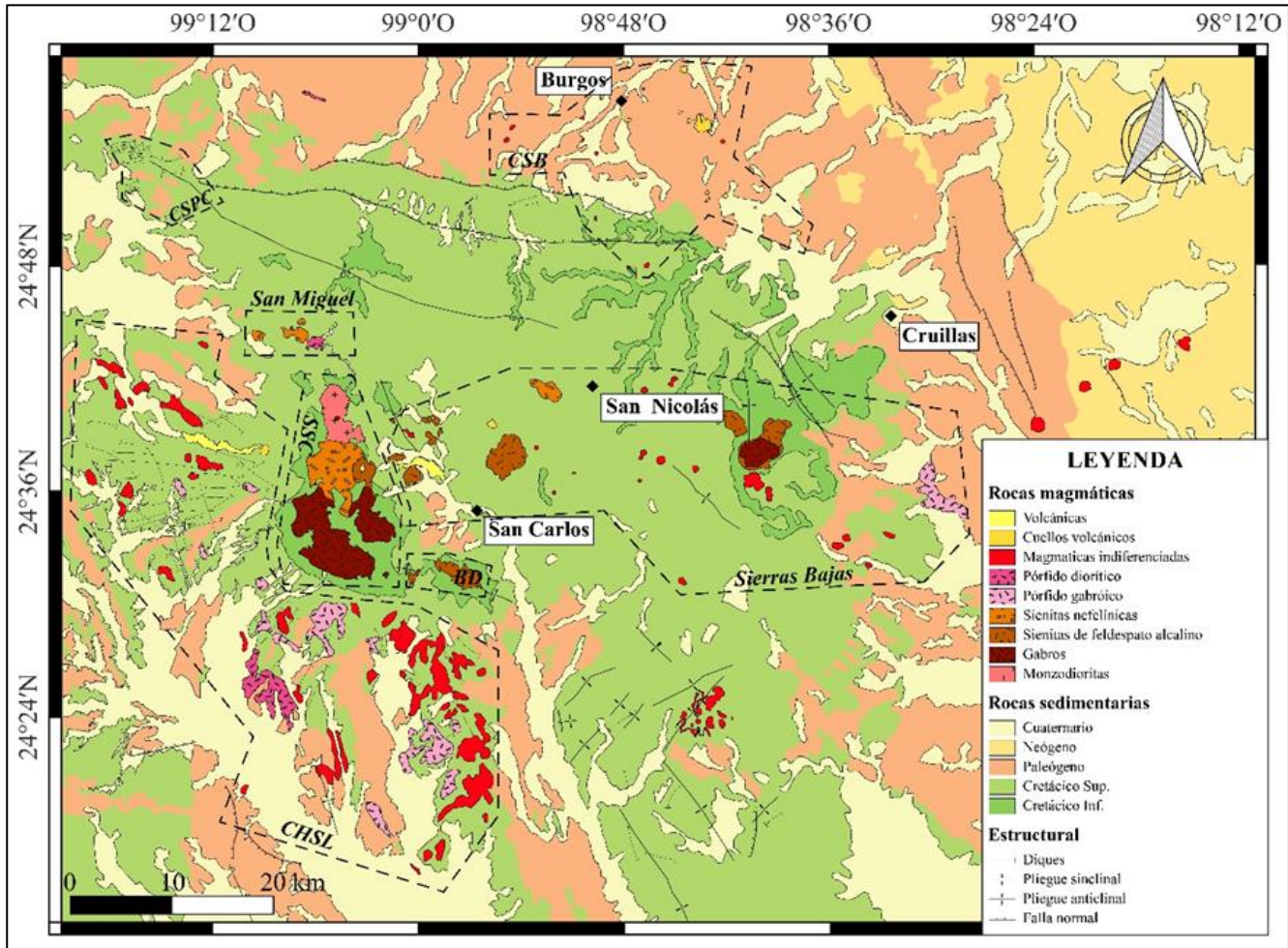


Figura 2: Mapa geológico de la SSCC (modificado de Leal-Cuellar et al., 2023). Debido a la distribución de algunas de las formaciones sedimentarias, estas se organizaron de acuerdo a la edad: Cretácico Inf. engloba a la Fm. Tamaulipas Inferior y la Fm. Otates; Cretácico Sup. abarca a la Fm. Tamaulipas Superior, Fm. Cuesta del Cura, Fm. Agua Nueva, Fm. San Felipe y Fm. Méndez; Paleógeno este engloba a la Fm. Midway, Fm. Wilcox, Fm. Carrizo, Fm. Big Ford, Fm. Pico Clay, Fm. Yegua, Fm. Jackson, Fm. Vicksburg y la Fm. Frío; Neógeno engloba a la Fm. Catahoula, Fm. Oakville, Fm. Providencia y Fm. Reynosa (SGM, 2004; Eguiluz de Antuñano, 2011).

La secuencia estratigráfica aflorante inicia con la Formación (Fm.) Tamaulipas Inferior del Hauteriviano hasta el Aptiano Superior (Figura 3). Esta unidad está compuesta por calizas micríticas de color gris en estratos muy gruesos (70-100 cm) con intercalaciones de lutitas (de la Fuente-García, 1976). Sobreyaciendo de forma concordante se depositaron calizas arcillosas de la Fm. Otates del Aptiano Superior. Esta unidad está representada por calizas arcillosas café rojizo, interestratificada

con calizas menos arcillosas grises. En la SSCC, esta formación no sobrepasa los 20 m. de espesor total (de la Fuente-García, 1976; Ramírez-Fernández, 1992). La Fm. Tamaulipas Superior (Figura 4a) del Albiano se encuentra sobreyaciendo de manera concordante a la Fm. Otates. Esta unidad está constituida por calizas micríticas con foraminíferos del género *Hedbergella sp.*, y su espesor total alcanza los 80 m (Ramírez-Fernández, 1992). La Fm. Cuesta del Cura tiene una edad de la parte superior del

Albiano hasta el Cenomaniano. Está compuesta por calizas micríticas grises con estratificación ondulosa y con un gran contenido de pedernal en bandas y lentes de hasta 15 cm de espesor, las calizas son muy heterogéneas por la presencia de laminaciones muy claras por fragmentos fósiles, principalmente crinoideos, amonites y belemnites (Ramírez-Fernández, 1992). La transición a la Fm. Agua Nueva, del Cenomaniano al Turoniano, está marcada por la aparición de calizas arcillosas laminares de estratificación mediana a gruesa de color gris, con alternancia de margas y lutitas de color café a gris (de la Fuente-

García, 1976; Ramírez-Fernández, 1992). Con una edad del Coniaciano-Santoniano Inferior, la Fm. San Felipe (Figura 4b) se compone de calizas arcillosas, en alternancia con margas y lutitas que intemperizan en color amarillento, acompañados de algunos estratos vulcano-sedimentarios (Ramírez-Fernández, 1992). El contacto con la Fm. Méndez, del Campaniano-Maastrichtiano, es concordante y transicional, esta unidad está compuesta por lutitas y margas de color café a verdoso casi sin estratificación (Ramírez-Fernández, 1992).

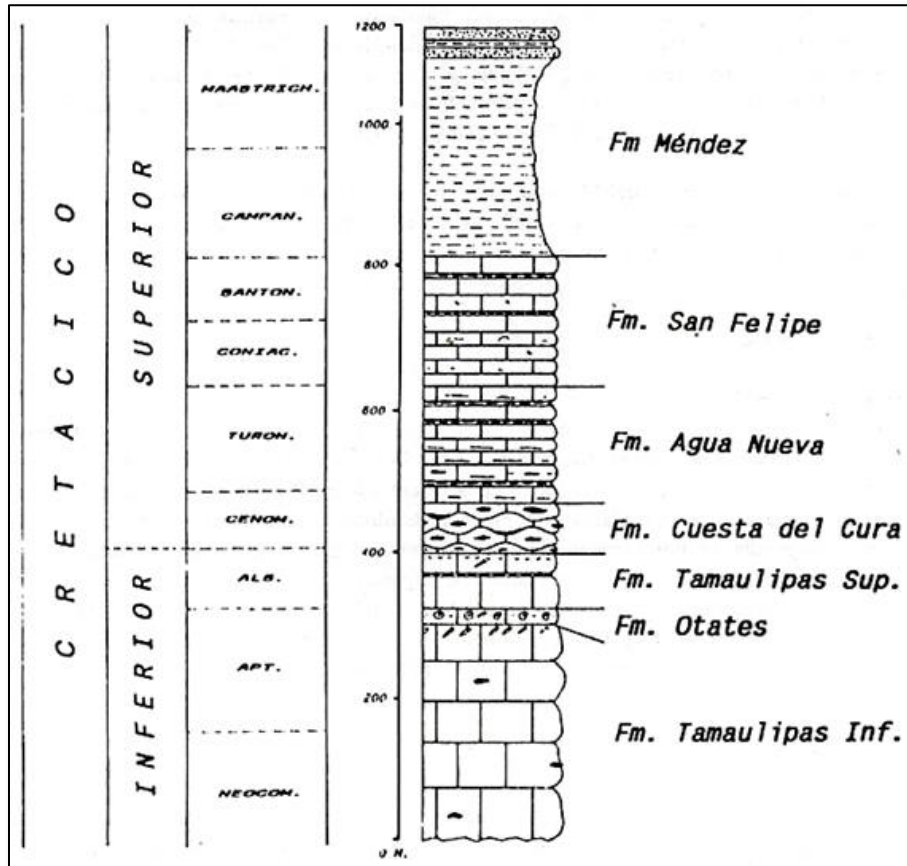


Figura 3: Columna estratigráfica simplificada del Mesozoico de la Sierra de San Carlos-Cruillas (Ramírez-Fernández, 1992).

Una particularidad importante en la columna sedimentaria es la presencia de sedimentos generados (Figura 4c) por el tsunami producido por el impacto del meteorito que formó el cráter Chicxulub en lo que ahora es la península de Yucatán. Este impacto pudo haber sido la causa fundamental de la extinción de organismos como los dinosaurios y amonites hace ~66 Ma, en el límite Cretácico-Terciario o Cretácico-Paleógeno. Estas areniscas separan a la Fm. Méndez del Cretácico Tardío de la Fm. Velasco del Paleoceno en la localidad El Mulato, al norte de la SSCC.

La Fm. Velasco (Figura 4d), está constituida por una secuencia rítmica de lutitas y areniscas calcáreas de color gris

verdoso a amarillento con coquinas contiene fósiles como gasterópodos, lamelibrancios diminutos, equinodermos y ostreas (SGM, 2004). En algunas localidades cuerpos ígneos en forma de sills intrusieron en esta formación.

Rocas Magmáticas de la SSCC

Una de las más importantes particularidades de la SSCC es su registro magmático, representado por cuerpos plutónicos, subvolcánicos y volcánicos del Cenozoico. La actividad magmática ha sido dividida en seis partes principales (Figura 2): (a) Sierra de San Carlos o Sierra Chiquita, (b) Sierras Bajas, (c) Complejo Hipabisal San Lázaro (d) Bufa del Diente, (e) Campo

Subvolcánico de Burgos y (f) San Miguel (Leal-Cuellar, 2020; Elizondo-Pacheco et al., 2022). Esta actividad inició con plutonismo durante el Eoceno (~ 40 Ma) con el emplazamiento de monzodioritas en el área de San José con supuesta firma de arco continental, posteriormente durante el Oligoceno por gabros

y sienitas de feldespato alcalino/nefelínicas en un ambiente geotectónico de intraplaca, y se extendió hasta el Mioceno con pequeños derrames basálticos (Bloomfield & Cepeda-Dávila, 1975; Iriondo et al., 2003; Viera-Decida et al., 2009; Poliquin, 2009; Leal-Cuellar et al., 2023).

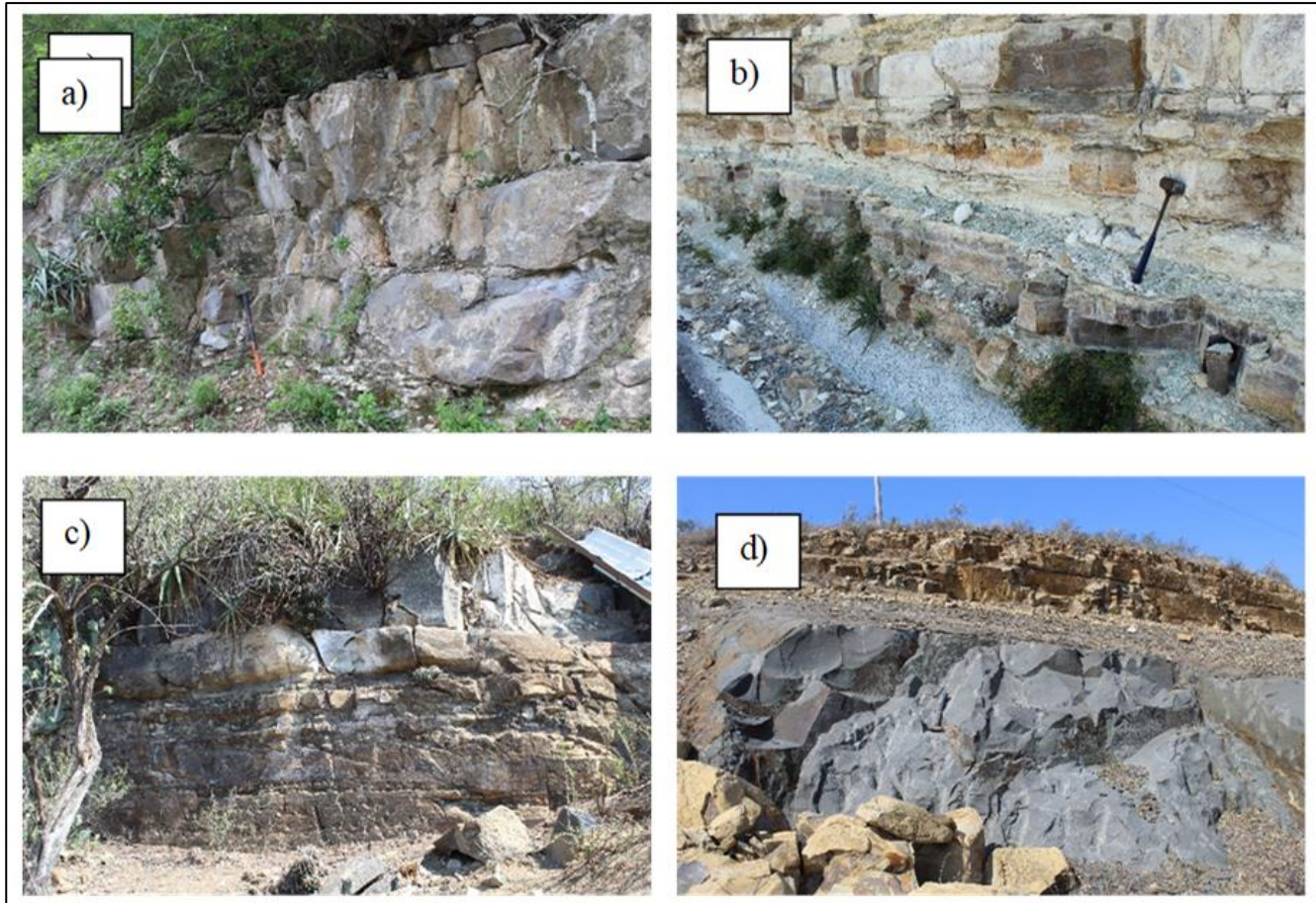


Figura 4: Ejemplos de rocas sedimentarias de la SSCC, (a) Calizas de la Fm. Tamaulipas Superior, San José. (b) Intercalaciones de calizas/lutitas/margas con horizontes verdes de cenizas alteradas de la Fm. San Felipe, Carretera Mulato al Gavilán. (c) Areniscas de impacto meteorítico del límite Cretácico-Paleógeno, El Mulato. (d) Sill de pórfido gabrítico intercalado en la Fm. Velasco del Paleógeno, El Mulato.

Las rocas monzodioríticas (Figura 5a) presentan variaciones composicionales entre monzodiorita, monzonita, cuarzomonzodiorita, con texturas de equigranular a porfírica y se componen de plagioclasa, feldespato alcalino, cuarzo, clinopiroxeno, hornblenda y fases accesorias, como titanita, apatito y el zircón (Nick, 1988; Rodríguez-Saavedra, 2003; Mendoza-Vargas, 2010). En la parte norte de la SSCC, en San José, fechamientos U-Pb en circones proporcionan edades de 38 a 37 Ma (Poliquin, 2009).

Las rocas gabríticas (Figura 5b) aparecen como cumulos gabríticos, gabros de hornblenda y monzogabros, además, es posible apreciar gabros bandeados (Leal-Cuellar, 2018, 2020). Los gabros *sensu stricto* contienen plagioclasa, clinopiroxeno,

olivino y minerales accesorios como el apatito y zircón (Nick, 1988; Rodríguez-Saavedra, 2003). Otra característica particular es que diques de composiciones félsicas y máficas cortan a los intrusivos gabríticos. La edad de estas rocas varía entre los 31 y 33 Ma (Viera-Décida et al., 2009; Leal-Cuellar et al., 2023). Estas se ubican en los alrededores de Rincón Murillo, al sur de la Sierra Chiquita.

Las rocas sieníticas varían entre sienitas de feldespato alcalino (Figura 5c) y sienitas nefelínicas (Figura 5d). Las sienitas nefelínicas tienen composición y textura bastante homogénea, con ortoclasa, nefelina, analcima, clinopiroxeno, titanita, cancrinita y sodalita. En cambio, las sienitas de feldespato alcalino están constituidas por ortoclasas con

desmezclaciones peritíticas, augita egirínica, biotita, hornblenda y minerales accesorios (Nick, 1988; Rodríguez-Saavedra, 2003).

Estas se ubican p. ej. en el arroyo el Bagre, al oeste de la localidad de Marmolejo.



Figura 5: Rocas plutónicas de la SSCC. (a) Rocas monzodioríticas (color rosa) cortadas por un dique máfico en el área de San José. (b) Rocas gabróicas de La Gloria. (c) Sienitas de feldespato alcalino de la localidad de El Rosario. (d) Antigua cantera de sienita nefelínica al fondo del cañón de la localidad el Rosario.

Diferentes tipos de diques y sills se emplazaron entre las rocas plutónicas y las rocas sedimentarias encajonantes, formando cuerpos con texturas porfíricas con matrices feldespáticas y con fenocristales de clinopiroxeno, anfíbol, plagioclasa, sanidino y flogopita y han sido clasificados como pórfidos gabróicos, pórfidos dioríticos, pórfidos sieníticos, pórfidos de sienita nefelínica y lamprófidios alcalinos. Estos últimos son portadores de xenolitos corticales (Figura 6a; Elizondo-Pacheco & Ramírez-Fernández, 2017; Elizondo-Pacheco, 2017, 2019; Elizondo-Pacheco et al., 2022).

En la parte septentrional de la SSCC, alrededor de Burgos, se localizan diversos cuerpos subvolcánicos en forma de cuellos volcánicos caracterizados por formas cónicas que sobresalen del terreno (Figura 6b). Típicamente tienen una textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (Rodríguez-Saavedra, 2003; Treviño-Cázares et al., 2005;

Elizondo-Pacheco et al., 2022). El Cerro San Isidro presenta dos tipos de texturas, en los bordes una textura porfírica fina con fragmentos vítreos de hasta 4 cm de diámetro, por otra parte, el centro presenta una textura de grano medio. La mayoría de estos cuellos volcánicos son portadores de xenolitos peridotíticos del manto los cuales pueden llegar a alcanzar hasta 2 cm de diámetro (Treviño-Cázares et al., 2005).

La etapa final del magmatismo de la SSCC está representada por cuerpos de lava basáltica y fonotefrítica con texturas porfíricas, en las localidades de Marmolejo y Mesa Morteríos, respectivamente (Figura 6c; Nick, 1988; Rodríguez-Saavedra, 2003; Treviño-Cázares et al., 2005). Los componentes principales de la matriz son plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita, mientras los fenocristales son de plagioclasa y clinopiroxenos subordinados. Algunos basaltos contienen

xenolitos peridotíticos provenientes del manto (Figura 6d; Rodríguez-Saavedra, 2003; Treviño-Cázares et al., 2005).



Figura 6: (a) Dique lamprofídico alcalino con xenolitos corticales, en San Lázaro. (b) Bloques de basanita del cuello volcánico Cerro el Sarnoso, ubicado al sur de Burgos. (c) Derrame fonotefrítico de la localidad Morteríos. (d) Xenolito del manto (color verde) portados dentro del derrame fonotefrítico de la localidad Morteríos.

Rocas Encajonantes y Metamorfismo de Contacto

Las rocas sedimentarias al ser intrusionadas por pulsos magmáticos a altas temperaturas, reaccionaron formando rocas metamórficas y en ocasiones, cuerpos mineralizados de interés económico.

En la parte sur y la parte central las formaciones sedimentarias calcáreas y arcillosas experimentaron

metamorfismo de contacto dando lugar a mármoles y corneanas. Es posible reconocer la meta-estratificación en estas rocas y en el caso de las corneanas presentan una alta dureza por silicificación. Por otra parte, en el sector norte, la Monzodiorita San José está en contacto con rocas carbonatadas de la Formación Tamaulipas Superior e Inferior, generando skarn de Fe y Cu, con bajas concentraciones de Au, Ag, Zn y Mo (Poliquin, 2009; Mendoza-Vargas, 2010). En algunas zonas se generó mármol con skarn de granate (Figura 7a y 7b).



Figura 7: (a) Mármol con skarn de granate. (b) Bloque de mármol deformado embebido en las rocas gabrómicas de la SSCC.

Modelo Genético de la Provincia Alcalina Oriental Mexicana (PAOM)

Existe poca claridad sobre la generación del magmatismo de la PAOM. Diferentes modelos se han propuesto con el fin de esclarecer y proporcionar una panorámica más precisa acerca de su formación. La PAOM está compuesta por los siguientes complejos: (a) Cinturón Candela Monclova, (b) Sierra de Picachos, (c) Sierra de San Carlos-Cruillas, (d) Sierra de Tamaulipas, (e) Planicie de Tampico y (f) la Sierra de Otontepec. Además, diversos autores (p. ej. Robin, 1982; Ramírez-Fernández et al., 2000; Viera-Décida et al., 2009) han incluido en la PAOM a los complejos Sierra Blanca en Nuevo México, Trans-Pecos en Texas, Intrusivo La Cueva, Macizo de Palma Sola y San Andrés de los Tuxtlas. En primera instancia, Robin & Tournon (1978) propusieron que la PAOM se extiende hasta la región de Trans-Pecos, Texas. Esto debido a la similitud en litologías, rango de edades y ambientes tectónicos inferidos con el resto de las localidades. Sin embargo, no existen trabajos petrológicos posteriores que sustenten dicha prolongación. Por el contrario, la generación de este complejo extensional se ha asociado a la provincia de Cuencas y Sierras (Barker, 1987; James & Henry, 1991). Además, no existe un trabajo petrológico concreto sustentado en datos geoquímicos y geocronológicos que relacionen el magmatismo del Intrusivo La Cueva a la PAOM (Daugherty, 1963). Por otra parte, algunos autores como Robin (1976), Robin & Tournon (1978), postularon que Los Tuxtlas pertenecen a la PAOM ya que los cuerpos se podrían haber emplazado a través de fallas extensionales regionales. Además, Thorpe (1977), Nelson & González-Caver (1992), Gómez-Tuena et al. (2003), Ferrari et al. (2005) y Verma (2006),

relacionan el magmatismo de estos complejos con la subducción de la Placa de Cocos y los consideran como parte del Cinturón Volcánico Transmexicano.

Otro modelo petrogenético propuesto para la formación de la PAOM relaciona el magmatismo a lo largo de la Planicie Costera del Golfo con el nacimiento de una cuenca marginal de la Placa Norteamericana, la cual es equivalente a la cuenca del Colorado y del río Columbia en los Estados Unidos (Demant & Robin, 1975). De esta manera, Robin (1982) propuso el rift del Río Grande en Texas como el mecanismo generador de los procesos de extensión continental los cuales fueron progresando de norte a sur desde el Oligoceno hasta el Holoceno. Sin embargo, en la actualidad se cuentan con estudios geocronológicos que indican que la actividad magmática de la PAOM fue simultánea y no progresiva como este autor señaló.

En contraste con este modelo inicial sobre la génesis de la provincia, otros autores sugirieron que el magmatismo de la PAOM ocurrió en respuesta a la migración del arco magmático situado en la margen pacífico hacia el oriente durante el Eoceno (~50 Ma; Clark et al., 1982; Urrutia-Fucugauchi, 1986; Poliquin, 2009; Viera-Décida et al., 2009). De acuerdo con esta propuesta, el arco llegó a situarse a una distancia de 1,000-1,100 km de la paleotrinchera del Pacífico en el Eoceno (~40 Ma) generando magmatismo tipo subalcalino (calcoalcalino) y alcalino de alto K en el NE de México y un vulcanismo ignimbrítico que dio origen a la Sierra Madre Occidental (SMOc).

A pesar de que este modelo prevaleció por más de cuatro décadas, es importante señalar que este modelo está sustentado en la presencia de rocas con firma tectónica de arco continental en algunos sectores de los diferentes complejos de la PAOM. Sin embargo, Elizondo-Pacheco (2019) señaló que esta firma

presente en las rocas intermedias y ácidas ha sido inferida a partir de los diagramas de clasificación que no son adecuados para las rocas estudiadas (p. ej. Viera-Décida et al., 2009; Poliquin, 2009; Mendoza-Vargas, 2010). Además, Elizondo-Pacheco et al. (2022) postularon que la firma geoquímica tipo arco en estas

rocas podría estar relacionada a la fusión parcial de un manto previamente metasomatizado por eventos antiguos de subducción.

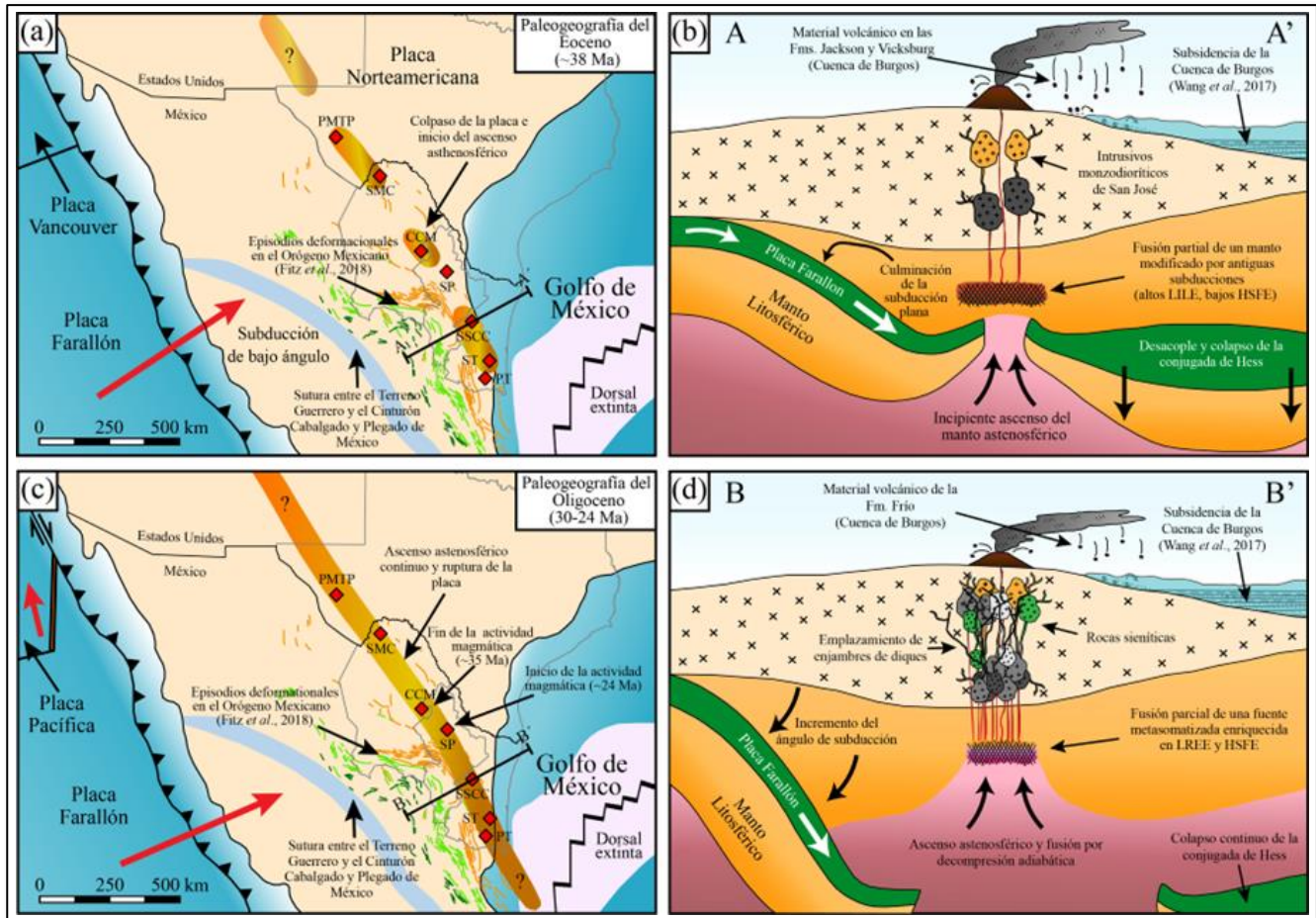


Figura 8: Modelo esquemático para la generación del magmatismo con diferentes firmas geoquímicas, por Elizondo-Pacheco et al. (2022)
 (a) Procesos del Eoceno, con la ruptura y desencople de la conjugada de Hess, y la fusión parcial de un sector del manto modificado previamente por antiguas subducciones. (b) Procesos en el Oligoceno, con el ascenso astenosféricos y fusión de una fuente metasomatizada. PMTP: Provincia Magmática de Trans-Pecos, SMC: Sierra Maderas del Carmen, CCM: Cinturón Candela-Monclova, SP: Sierra de Picachos, SSCC: Sierra de San Carlos-Cruillas, ST: Sierra de Tamaulipas, PT: Planicie de Tampico.

Recientemente, Elizondo-Pacheco et al. (2022) y Leal-Cuellar et al. (2023) (Figura 8) conjugaron un modelo geotectónico que permite explicar la coexistencia de rocas alcalinas tipo arco y tipo intraplaca continental (OIB: *ocean island basalt*) en la Sierra de San Carlos-Cruillas. Este modelo parte de la hipótesis de que el pasaje y el hundimiento progresivo de una meseta oceánica, denominada de Hess, por debajo del noreste de México durante el Cenozoico (p. ej. Liu et al., 2010; Wang et al., 2017) derivó en la completa eclogitización (es decir, tras un proceso metamórfico de alta presión) de este segmento engrosado de la placa oceánica subducida aumentando así su densidad, desencadenando una fragmentación inicial y su

subsecuente desprendimiento del resto de la Placa Farallón subducida bajo Norteamérica. Durante esta etapa inicial, se tuvo un ascenso astenosférico a lo largo de la zona de rompimiento perturbando así el estado termal de esta región del manto. El proceso de fusión parcial del manto involucró dos fuentes metasomatizadas, primero a una fuente litosférica previamente modificada por procesos de subducción antiguos que dio origen a los magmas con características tipo arco de la SSCC, seguido por una fuente astenosférica enriquecida en LREE y HFSE ligeramente afectada por un metasomatismo carbonatítico que dio origen al resto de las rocas con características geoquímicas intraplaca (tipo OIB).

Conclusiones

La Sierra de San Carlos-Cruillas representa una de las localidades más importantes de nuestro país, ya que expone de manera impresionante interesantes cuerpos magmáticos de composiciones alcalinas con diferentes firmas geoquímicas, además de las rocas sedimentarias encajonantes e importantes eventos de mineralización. A pesar de que existe una importante cantidad de publicaciones científicas, aún quedan temas por resolver.

Bibliografía

- Alemán-Gallardo, E., Ramírez Fernández, J.A., Rodríguez Díaz, A., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Cruz-Gámez, E., Navarro-de León, I. & de Leon-Barragán, L. (2019a): Evidence for an Ordovician continental arc in the pre-Mesozoic basement of the Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Sierra Madre Oriental, Mexico: the Peregrina Tonalite. – *Mineralogy and Petrology*, **113**(4): 433-562. <https://doi.org/10.1007/s00710-019-00660-4>
- Alemán-Gallardo, E.A., Ramírez-Fernández, J.A., Weber, B., Velasco-Tapia, F. & Juan Moisés Casas-Peña, J.M. (2019b): Novillo Metamorphic Complex, Huizachal-Peregrina Anticlinorium, Tamaulipas, Mexico: Characterization and development based on whole-rock geochemistry and Nd-isotopic ratios. – *Journal of South American Earth Sciences*, **96**(102382): 1-17. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102382>
- Barboza-Gudiño, J.R., Ramírez-Fernández, J.A., Torres-Sánchez, S.A. & Valencia, V.A. (2011): Geocronología de circones detríticos de diferentes localidades del Esquisto Granjeno en el noreste de México. – *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **63**(2): 201-216.
- Barker, D.S. (1987): Tertiary alkaline magmatism in Trans-Pecos Texas. – *Geological Society of London, Special Publication*, **30**: 415-431.
- Bloomfield, K. & Cepeda-Davila, L. (1973): Oligocene alkaline igneous activity in NE Mexico. – *Geological Magazine*, **110**: 551-555.
- Camacho-Angulo, F. (1993): Compilación geológica de la vertiente del Golfo de México. Área I. – Comisión Federal de Electricidad, Superintendencia de estudios Zona Golfo, **G**, **43**:123-130.
- Casas-Peña, J.M., Ramírez-Fernández, J.A., Velasco-Tapia, F., Alemán-Gallardo, E.A., Augustsson, C., Weber, B., Frei, D. & Jenchen, U. (2021): Provenance and tectonic setting of the Paleozoic Tamatán Group, NE Mexico: Implications for the closure of the Rheic Ocean. – *Gondwana Research*, **91**(3): 205-230. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2020.12.012>
- Chávez-Cabello, G. (2005): Deformación y magmatismo Cenozoico en el sur de la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. – Tesis de Doctorado, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México: 313 p.; Juriquilla, Querétaro.
- Clark, K.F., Foster, C.T. & Damon, P.E. (1982): Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico. – *GSA Bulletin*, **93**: 533-544.
- Coombs, H.E., Kerr, A.C., Pindell, J., Buchs, D., Weber, B. & Solari, L. (2020): Petrogenesis of the crystalline basement along the western Gulf of Mexico: Postcollisional magmatism during the formation of Pangea. – in: Martens, U. & Molina-Garza, R.S. (eds.): *Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins*. – *GSA Special Paper*, **546**:1-24. [https://doi.org/10.1130/2020.2546\(02\)](https://doi.org/10.1130/2020.2546(02))
- Daugherty, F.W. (1963): La Cueva intrusive complex and dome, northern Coahuila, Mexico. – *GSA Bulletin*, **74**, 1429-1438.
- de la Fuente-García, J. (1976): Exploración geológica-geoquímica de la Sierra de San Carlos-Cruillas, Estado de Tamaulipas. – IPN, Tesis Profesional: 64 p.
- Demant, A. & Robin, C. (1975): Las fases del vulcanismo en México: una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico. – *Revista del Instituto de Geología UNAM*, **1**: 70-83.
- Eguiluz de Antuñano, S. (2001): Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in northeastern Mexico. – in: Bartolini, C., Buffler, R.T. & Cantú-Chapa, A. (eds.): *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*. – *AAPG Memoir*, **75**: 241-270. <https://doi.org/10.1306/M75768C10>
- Eguiluz de Antuñano, S. (2011a): Estratigrafía, análisis de secuencias y control estructural en la Formación Yegua, Cuenca de Burgos, noreste de México. – *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **63**(2): 171-181.
- Elizondo-Pacheco, L.A. (2017): Magmatismo hipabisal periférico de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. – Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL: 79 p.; Linares, N.L.
- Elizondo-Pacheco, L.A. & Ramírez-Fernández, J.A. (2017): Petrología del magmatismo hipabisal periférico de la Sierra de San Carlos. – *Ciencia UANL*, **20**: 27-36.
- Elizondo-Pacheco, L.A. (2019): Análisis petrológico de las rocas subvolcánicas de la sierra de San Carlos, Tamaulipas. – Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL: 183 p.; Linares, N.L.
- Elizondo-Pacheco, L.A., Ramírez-Fernández, J.A., De Ignacio, C., González-Guzmán, R., Rodríguez-Saavedra, P., Leal-Cuellar, V.A., Velasco-Tapia, F. & Montalvo-Arrieta, J.C.

- (2022): Generation of Arc-Like and OIB-Like Magmas Triggered by Slab Detachment in the Eastern Mexican Alkaline Province: Petrological Evidence from the Cenozoic Sierra de San Carlos-Cruillas Complex, Tamaulipas. – *Journal of Petrology*, **63(egac027)**: 1–24. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac027>
- Fastovsky, D.E., Hermes, O.D., Strater, N.H., Bowring, S.A., Clark, J.M., Montellano, M. & Hernandez R., R. (2005): Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico. – in: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W. & Steiner, M.B. (eds.): *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*. – GSA Special Paper, **393**: 401-426. [https://doi.org/10.1130/2005.2393\(15\)](https://doi.org/10.1130/2005.2393(15))
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M.T., Petrone, C.M., Jacobo-Albarrán, J. & López-Martínez, M. (2005): Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the Southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province Revised. – *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **146**: 284-306.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E. & Chávez-Cabello, G. (2018): The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. – *Earth-Science Reviews* **183**: 56-84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Gómez-Tuena, A., Lagatta, A.B., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Ortega-Gutiérrez, F. & Carrasco-Núñez, G. (2003): Temporal Control of Subduction Magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle Sources, Slab Contributions and Crustal Contamination. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4(8)**: 8912 (1-33). <https://doi.org/10.1029/2003GC000524>
- Iriondo, E., Kunk, M.J., Winick, J.A. & Consejo De Recursos Mienrales (2003): 40Ar/39Ar dating Studies of Minerals and Rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part I). – United States Geological Survey, Open-File Report, **03-020**.
- James, E. & Henry, C. (1991): Compositional changes in Trans-Pecos Texas magmatism coincident with Cenozoic stress realignment. – *Journal of Geophysical Research*, **96**: 561-575.
- Keppie, J.D. (2004): Terranes of Mexico revisited; a 1.3 billion year odyssey. – *International Geology Review*, **46(9)**: 765-794. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.46.9.765>
- Leal-Cuellar, V.A. (2018): *Petrografía y Estructuras Sinmagmáticas de las Rocas Gabróicas en la Sierra de San Carlos, Tamaulipas*. - Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra: 90 p.; Linares, N.L.
- Leal-Cuellar, V.A. (2020): *Caracterización Petroológica del Complejo Gabróico Rincón Murillo de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas*. – Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra: 156 p.; Linares, N.L.
- Leal-Cuellar V.A., Ramírez-Fernández, J.A., González-Guzmán, R., Velasco-Tapia, F., Solari, L., Elizondo-Pacheco, L.A., Montalvo-Arrieta, J.C., Rivera-García, J.J., Weber, B. (2023): Metasomatized mantle under the Eastern Mexican Alkaline Province: evidence from the Oligocene Rincón Murillo Gabbro, Sierra de San Carlos-Cruillas, NE México. – *International Geology Review*: 1-28. <https://doi.org/10.1080/00206814.2023.2209895>
- López-Ramos E. (1979): *Geología de México, Tomo II*. – Instituto de Geología de la UNAM: 454 p.
- Liu, L., Gurnis, M., Seton, M., Saleeby, J., Müller, R.D. & Jackson, J.M. (2010): The role of oceanic plateau subduction in the Laramide orogeny. – *Nature Geoscience*, **3(5)**: 353-357.
- Márquez-Domínguez, B.B. (1970): *Geología de la Sierra de San Carlos-Cruillas*. Tesis Profesional, UNAM, 83 p.
- Mendoza Vargas, A. (2010): *Relaciones entre el magmatismo terciario y la mineralización en el área de San José, sierra de San Carlos - Cruillas, Tamaulipas, México*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, 126 p.; Linares, N.L.
- Murray, K. D., Murray, M. H. & Sheehan, A. F. (2019): Active deformation near the Rio Grande Rift and Colorado Plateau as inferred from continuous Global Positioning System measurements. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **124(2)**: 2166-2183.
- Nelson, S.A. & González-Caver, E. (1992): Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. – *Bulletin of Volcanology*, **55**: 85-96.
- Nick, K. (1988): *Mineralogische, geochemische und petrographische Untersuchungen in der Sierra de San Carlos (Mexiko)*. – Tesis Doctoral, Universidad de Karlsruhe: 167 p.
- Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F. & Macías-Romo, C. (2014): Permian–Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U–Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana. – *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **103(5)**: 1287-1300. <https://doi.org/10.1007/s00531-013-0933-1>
- Pérez-Cruz, G.A. (1992): *Geologic evolution of the Burgos Basin, Northeastern Mexico*. – PhD Thesis, Rice University: 209 p.; Houston, TX.

- Poliquin, M.J. (2009): Geology, Geochemistry and age of intrusion-related mineralisation in eastern Mexico. – Tesis Doctoral, Universidad de Exter: 408 p.
- Ramírez-Fernández, J.A. (1989): Geologische Neukartierung und petrographische Untersuchung der Kontaktmetamorphose des Bufa del Diente-Instrusivos, Sierra de San Carlos (Tamaulipas, NORdest Mexiko). – Diplomarbeit, Universität Hamburg: 132 p.; Hamburg.
- Ramírez-Fernández, J.A. (1992): Sobre la Geología de la Sierra de San Carlos, Tamaulipas. Encuentro Hispano Mexicano sobre Geología y Minería. – MEMORIAS, **4**: 201-206.
- Ramírez-Fernández, J.A. (1996): Zur Petrogenese des Alkalikomplex der Sierra de Tamaulipas, NE-Mexiko. Tesis Doctoral, Facultad de Geociencias, Universidad de Freiburg: 317 p.; Freiburg.
- Ramírez-Fernández, J.A., Keller, J. & Hubberten, H.W. (2000): Relaciones genéticas entre las carbonatitas y las rocas nefelínicas del complejo El Picacho, Sierra de Tamaulipas, NE de México. – Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, **17**: 45-65.
- Ramírez-Fernández, J.A., Alemán-Gallardo, E.A., Cruz-Castillo, D., Velasco-Tapia, F., Jenchen, U., Becchio, R.B., De León-Barragán, L. & Casas-Peña, J.M. (2021): Early Mississippian precollisional, peri-Gondwanan volcanic arc in NE-Mexico: Aserradero Rhyolite from Ciudad Victoria, Tamaulipas. – International Journal of Earth Sciences, **10.1007/s00531-021-01992-3**: 1-29. <https://doi.org/10.1007/s00531-021-01992-3>
- Robin, C. (1976): El vulcanismo de las planicies de la Huasteca (Este de México). Datos geoquímicos y petrográficos. – Boletín del Instituto de Geología UNAM, **96**: 55-92.
- Robin, C. (1982): Relations volcanologie-magmatologie-geodynamique: application au passage entre volcanismes alcalin et andésitique dans le sud Mexicain (Axe Transmexicain et Province Alcaline Oriental). – Tesis doctoral, Annales Scientifiques de l'Université de Clermont-Ferrand II.
- Robin, C. & Tournon, J. (1978): Spatial relations of andesitic and alkaline provinces in Mexico and Central America. – Canadian Journal of Earth Sciences, **15**: 1633-1641.
- Rodríguez-Saavedra, P. (2003): Petrografía y Geoquímica de las Rocas Magmáticas de la Sierra de San Carlos. – Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL: 134 p.; Linares, N.L.
- SGM (Servicio Geológico Mexicano) (2004): Carta Geológico-Minera Linares G14-11, escala 1:250,000. – Hoja y reporte: 102 p.
- Thorpe, R.S. (1977): Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico. – Tectonophysics, **40**: 19-26.
- Treviño-Cázares, A., Ramírez-Fernández, J.A., Velasco-Tapia, F. & Rodríguez-Saavedra, P. (2005): Mantle Xenoliths and Their Host Magmas in the Eastern Alkaline Province, Northeast Mexico. – International Geology Review. **47**: 1260-1286.
- Urrutia-Fucugauchi, J. (1986): Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico-preliminary report. – Geofísica internacional, **25(4)**: 559-573.
- Verma, S.P. (2006): Extension-related origin of magmas from a garnet-bearing source in the Los Tuxtlas volcanic field, Mexico. – International Journal of Earth Sciences, **95**: 871.
- Viera-Décida, F., Ramírez-Fernández, J.A., Velasco-Tapia, F. & Orozco-Esquivel, M.T. (2009): Relaciones Petrogenéticas del Magmatismo en la Provincia Alcalina Oriental Mexicana. – Ciencia UANL, **XII**: 42-49.
- Wang, H., Gurnis, M. & Skogseid, J. (2017): Rapid Cenozoic subsidence in the Gulf of Mexico resulting from Hess rise conjugate subduction. – Geophysical Research Letters, **44**: 10930-10938.

OTIS, OCTUBRE 2023: CRÓNICA DE UN HURACÁN NO ANUNCIADO

Juan Alonso Ramírez-Fernández^{1,*}, Jorge Alán Salinas-Jasso¹ & Efraín Alva-Niño¹

¹ *Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Hacienda de Guadalupe, 67700 Linares, N.L., México*

* juan.ramirezfn@uanl.edu.mx

Resumen

El huracán Otis azotó la costa de Guerrero la noche del 24 al 25 de octubre de 2023. Este evento hidrometeorológico se caracteriza por haber alcanzado la categoría 5 en la escala Saffir-Simpson en menos de 12 horas, todo un tiempo récord. Este alcanzó vientos sostenidos de 270 km/h, con rachas de hasta 330 km/h. A pesar de que el Servicio Meteorológico Nacional emitió alertas acerca de la evolución de este fenómeno, no hubo claras y contundentes señales de alarma a la población por partes de las autoridades de todos los órdenes de gobierno, municipal, estatal y federal.

Un grupo de estudiantes y profesores de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, vivieron todo el proceso del arribo de Otis y la devastación al puerto de Acapulco, ya que estuvieron presentes por su participación en la XXXV Convención Internacional de Minería de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C. que tradicionalmente se lleva a cabo en ese destino turístico.

Esta contribución consta de dos partes. La primera versa sobre la descripción de la evolución del huracán Otis. La segunda contiene la narración de la experiencia vivida por los integrantes del grupo de trabajo de la Universidad Autónoma de Nuevo León. Al final se expresan nuestras impresiones acerca del fallo general en el sistema de alerta ciudadana.

Palabras clave

Otis, categoría 5, riesgo hidrometeorológico, fallo en la alerta ciudadana, cambio climático

Abstract

Hurricane Otis hit the coast of Guerrero on the night of October 24-25, 2023. This hydrometeorological event is characterized by having reached category 5 on the Saffir-Simpson scale in record time. This reached sustained winds of 270 km/h, with gusts of up to 330 km/h. Although the National Meteorological Service issued alerts about the evolution of this phenomenon, there were no clear and forceful alarm signals to the population from authorities at all levels of government, municipal, state, and federal.

A group of students and professors from the Earth Sciences School of the Autonomous University of Nuevo León, lived through the entire process of the arrival of Otis and the devastation to the port of Acapulco, as they were present for their participation in the XXXV International Convention of Mining of the Association of Mining Engineers, Metallurgists and Geologists of Mexico, A.C. that traditionally takes place in that tourist destination.

This contribution consists of two parts. The first deals with the description of the evolution of Hurricane Otis. The second contains the narration of the experience lived by the members of the work group of the Autonomous University of Nuevo León. At the end our impressions are expressed about the general failure in the citizen alert system.

Ramírez-Fernández, J.A., Salinas-Jasso, J.A. & Alva-Niño, E. (2023): Otis, octubre 2023: Crónica de un huracán no anunciado. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 135-141.

Keywords

Otis, category 5, hydrometeorological risk, failure in citizen alert, climate change

Introducción

Los ciclones tropicales son fenómenos hidrometeorológicos de gran alcance geográfico, constituyendo considerables amenazas para la sociedad en su conjunto a nivel global. Según su lugar de origen, los ciclones tropicales reciben diferentes nombres: huracanes (Atlántico norte, NE del Pacífico), tifones (NW del Pacífico) o propiamente ciclones (océano Índico). Los principales daños generados por estos eventos se asocian con turbulencias marejadas ciclónicas, inesperadas inundaciones, vientos extremos y precipitaciones torrenciales.

Desde su formación en los océanos como depresiones tropicales (velocidad del viento <63 km/h) y pasando por

tormentas tropicales (vientos de 63-118 km/h), el desarrollo de huracanes implica la interacción de procesos oceánicos y atmosféricos que generan lluvias intensas y tormentas eléctricas a medida que se presenta rotación de humedad por el abastecimiento de aguas cálidas (>26 °C). Una característica importante de estos fenómenos es su desplazamiento en espiral en sentido antihorario. El punto de referencia es el ojo del huracán, definido por una zona de baja presión en el centro del ciclón donde se presentan las condiciones más tranquilas de la tormenta. Es en las paredes del fenómeno donde se generan las condiciones más caóticas con torrenciales lluvias y violentos vientos.

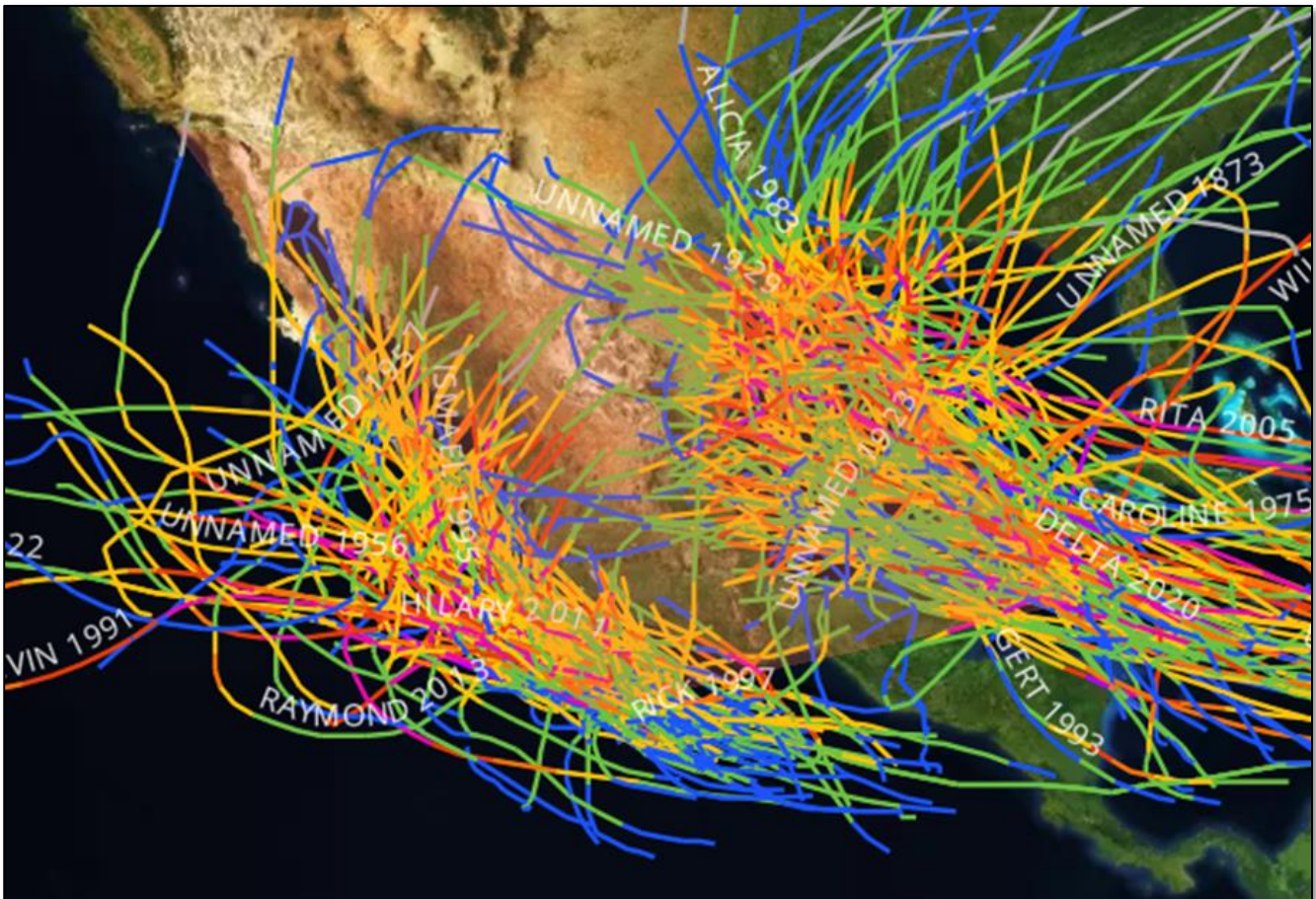


Figura 1: Huracanes (Categoría 1 a Categoría 5) que han impactado México en el periodo 1851-2022. Fuente: NOAA (2023).

De acuerdo con la escala Saffir-Simpson, los huracanes se clasifican en 5 categorías en términos de la máxima velocidad sostenida del viento: Categoría 1 (119-153 km/h), Categoría 2

(154-177 km/h), Categoría 3 (178-208 km/h), Categoría 4 (209-251 km/h) y Categoría 5 (>252 km/h).

Por su posición geográfica, México es un país con alta susceptibilidad al impacto de huracanes (Figura 1). La Península de Yucatán, el litoral del Golfo de México y la porción sur del país en la margen con el océano Pacífico son las regiones con mayor afectación por estos eventos hidrometeorológicos.

Desarrollo del Huracán Otis

En la mañana del domingo 22 de octubre del 2023, el Servicio Meteorológico Nacional de México (SMN) reportaba la formación de la Depresión Tropical Dieciocho-E al sur de las costas de Oaxaca y a 850 km del puerto de Acapulco, Guerrero (Aviso No. 1 – SMN, 2023). Por la tarde, la misma dependencia

informaba de la evolución del fenómeno a tormenta tropical, asignándole el nombre de Otis. Durante su desarrollo, Otis mantuvo un desplazamiento sostenido hacia el noroeste. Esta situación prevaleció hasta el mediodía del martes 24 de octubre, cuando se emitía un boletín informativo (Aviso No. 15 – SMN, 2023) confirmando su intensificación hacia huracán Categoría 1 con vientos sostenidos de 130 km/h y rachas de 155 km/h. El ojo del huracán se encontraba a una distancia de aproximadamente 235 km al sur – sureste de Acapulco. Desde entonces, SMN recomendaba extremar precauciones por lluvias torrenciales, vientos y oleajes, principalmente para la población localizada al sur de los estados de Guerrero y Oaxaca. El resto es historia.

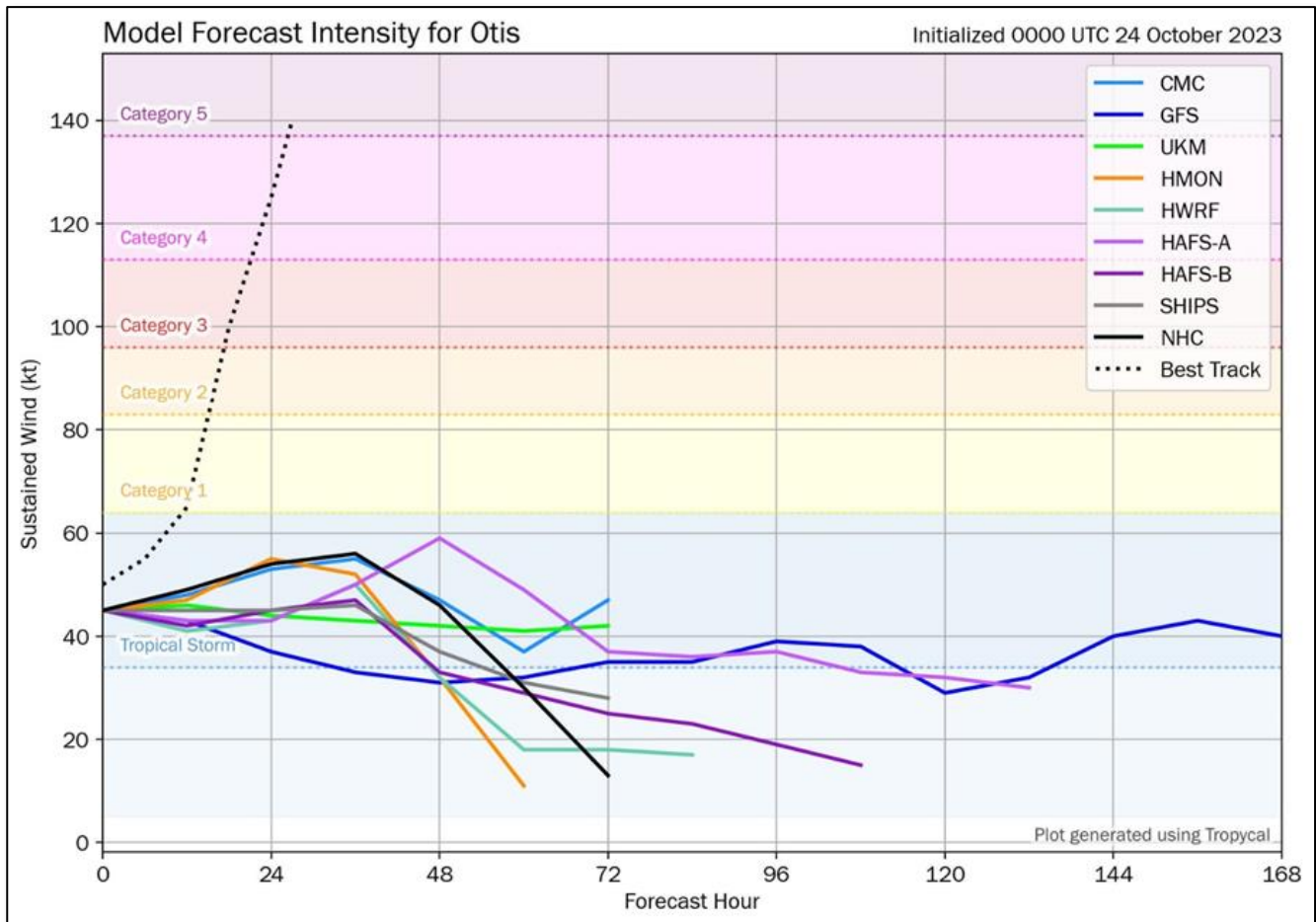


Figura 2: Modelos meteorológicos para Otis (líneas sólidas de colores). La evolución del huracán se identifica por la línea punteada. Fuente: Tomer Burg (burgwx en la red social X).

El huracán evolucionó drásticamente, de una manera inesperada (Figura 2). Los modelos de seguimiento meteorológicos pronosticaban que el ciclón se mantendría como tormenta tropical, quizás huracán Categoría 1, hasta su disipación en la porción continental del país. No sería el caso.

A las 13:15 horas, SMN notificaba un incremento a Categoría 2 (Aviso No. 16 - SMN, 2013), y a las 15:15 a

Categoría 3 (Aviso No. 17 – SMN, 2013). Por la tarde del martes (18:15 horas), se emitía el Aviso No. 18 reportando que Otis ya era un peligroso huracán Categoría 4 con vientos de 230 km/h y rachas de 280 km/h. Para entonces, el ojo se localizaba a solo 135 km de Acapulco generando repercusiones ya evidentes en las costas de Guerrero, así como lluvias puntuales en estados del centro del país. Finalmente, a las 21:15 horas del mismo día se

reportaba que el huracán alcanzaba la máxima Categoría 5 (Aviso No. 19 – SMN, 2023). En un periodo de 9 horas, Otis pasó de Categoría 1 a Categoría 5, algo impresionante e intrigante para la comunidad científica.

El ojo del huracán de 28 km de diámetro tocó tierra en Acapulco a las 00:25 horas del miércoles 25 de octubre (Figura 3). Los vientos máximos sostenidos fueron de 270 km/h, con rachas de hasta 330 km/h. Otis generó lluvias torrenciales en

Guerrero y Oaxaca, así como lluvias fuertes en estados del centro del país (Aviso No. 23 – SMN, 2023). A partir de entonces el fenómeno empezó su debilitamiento a medida que entraba en tierra, hasta la emisión del último boletín informativo (Aviso No. 28) donde se reportaba que se había degradado a una baja presión remanente. De acuerdo con datos de CONAGUA, la mayor acumulación de precipitación derivada por el huracán Otis (24 al 25 de octubre) se registró en las estaciones de Acapulco (266 mm), El Veladero (249.4 mm) y Tierra Colorada (220 mm).

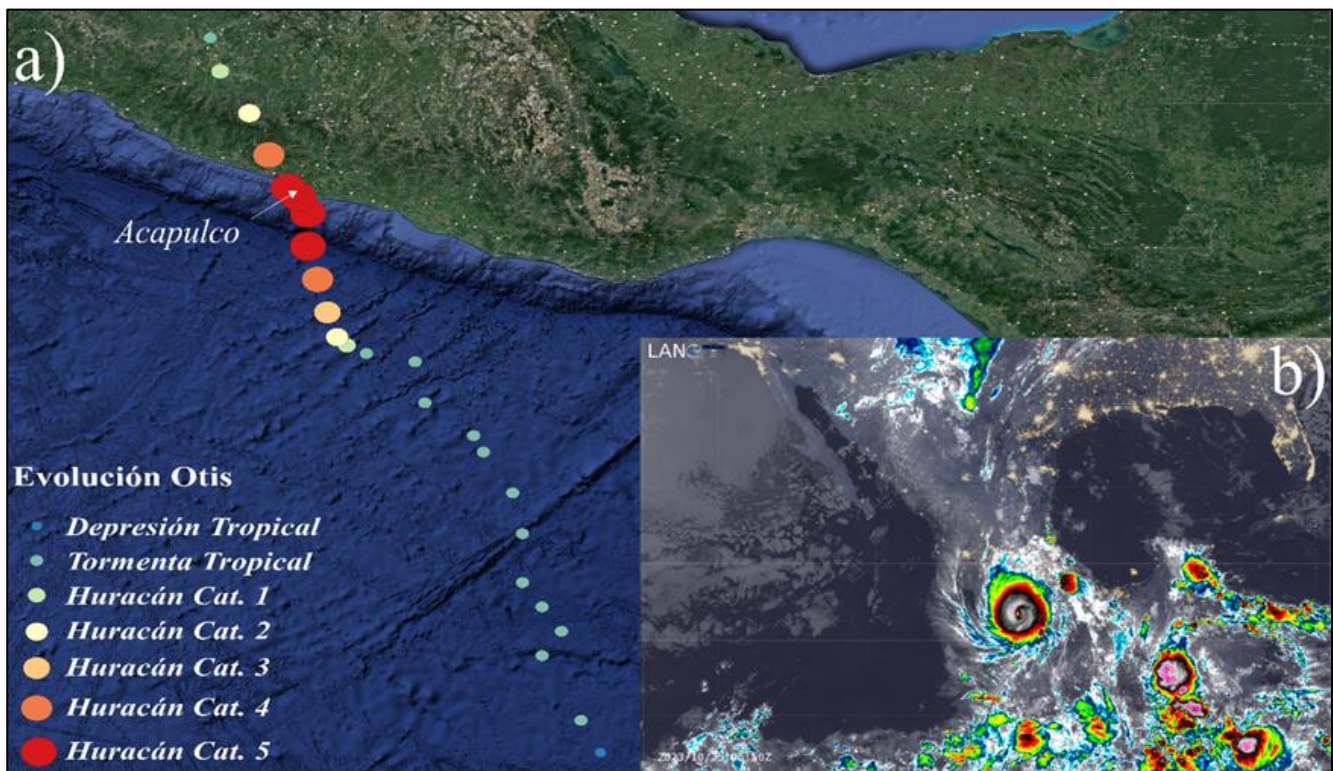


Figura 3: Evolución del ciclón tropical Otis. a) Trayectoria del fenómeno desde su formación en el Pacífico hasta su disipación (datos de SMN,2023). b) Imagen satelital GOES (25 octubre 2023) del Huracán Otis (categoría 5) obtenida por el Laboratorio Nacional de Observación de la Tierra de la UNAM.

Otis generó severos daños a la infraestructura local y turística del puerto de Acapulco. Fuertes vientos e inundaciones dan constancia del poder del ciclón (Figura 4). Además, los problemas se incrementaron por afectaciones en las redes de servicios primarios (electricidad y agua) y la interrupción de vías de comunicación y transporte para atender las emergencias generadas. Aunque no hay un reporte oficial hasta el momento de redacción del presente documento, se estima que la afectación por este evento tendrá repercusiones a largo plazo. La cantidad de lesionados y fallecidos sigue siendo una incertidumbre.

Nuestra experiencia durante el arribo del huracán Otis a Acapulco

Como cada dos años, este 2023 se organizó la XXXV Convención Internacional de Minería por la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C. (AIMMG) en el puerto de Acapulco. El objetivo de este evento, considerado uno de los más importantes de su tipo en toda Latinoamérica, es la vinculación entre profesionales, académicos, empresas y dependencias relacionadas con la minería. Esta vez se esperaba un aforo de aproximadamente 10,000 personas. Su programa incluía conferencias, cursillos, concursos estudiantiles y una gran exposición, todo en el centro de convenciones Mundo Imperial.

Por parte de la Facultad de Ciencias de la Tierra (FCT) de la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL) participamos un total de 20 personas, de las cuales 17 son estudiantes, un chofer y dos profesores (E. Alva-Niño, J.A. Ramírez-Fernández). Un primer grupo viajó por tierra a Acapulco para competir en el Tazón Estudiantil, en la categoría de Geología.

Esto se llevó a cabo normalmente los días 23 y 24 de octubre. La participación en esta justa fue destacada, en la cual compitieron estudiantes de diversas universidades del país, como la Universidad Nacional Autónoma de México, Universidad Autónoma de Coahuila, Instituto Politécnico Nacional, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, entre otras.

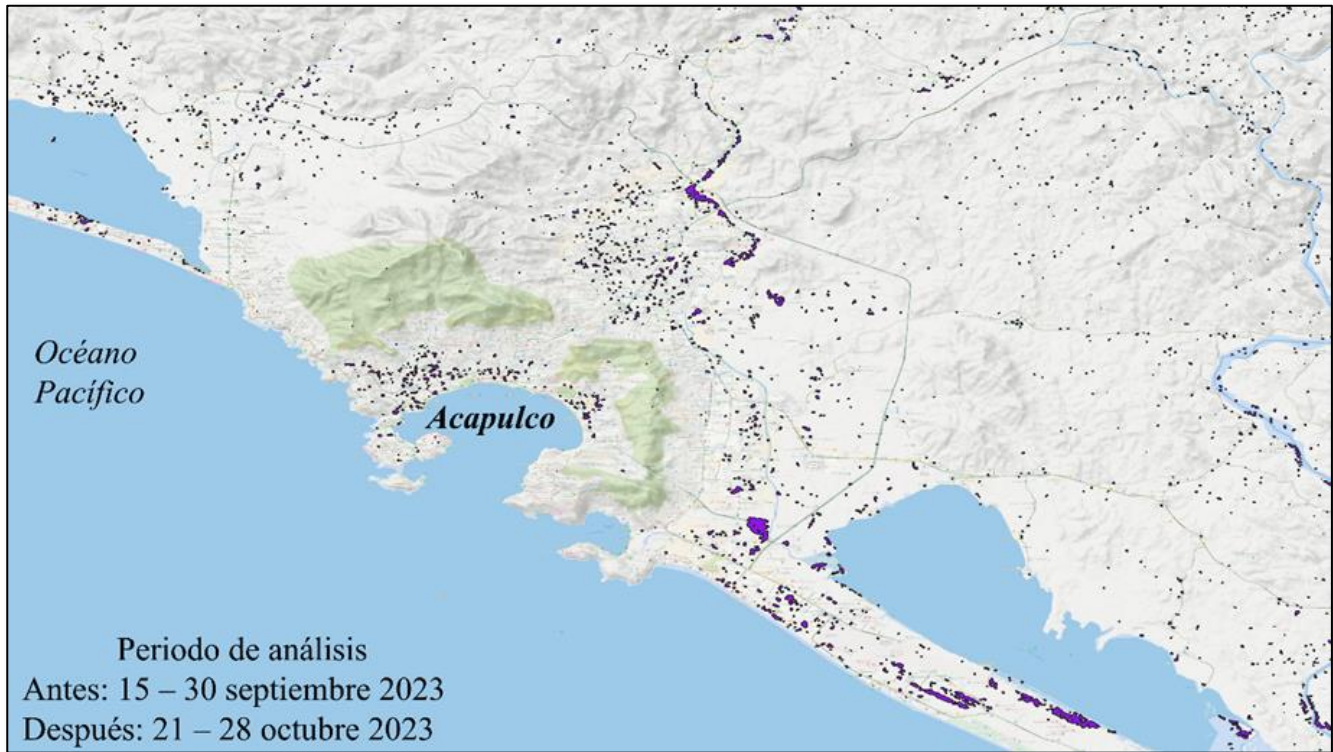


Figura 4: Áreas inundadas tras el paso del Huracán Otis (polígonos azules). Análisis realizado con Google Earth Engine usando datos del satélite Sentinel 1.

La inauguración general del evento se llevó a cabo en el auditorio del Mundo Imperial el martes 24 de octubre, ya con el grupo de la FCT completo. El evento dio inicio, no a las 18:30 hrs. como estaba previsto, sino que se retrasó cerca de 45 minutos. El presidium del evento estaba conformado por representantes de autoridades municipales, estatales y nacionales. Entre ellos destacan el Secretario de Gobierno de Guerrero, Mtro. Ludwig Marcial Reynoso Núñez, el Gobernador del Estado de Zacatecas, Lic. David Monreal Ávila, y el Presidente de la AIMMG, Ing. Luis Humberto Vázquez San Miguel, entre otros. Los asistentes notamos la ausencia de la Gobernadora del Estado de Guerrero, Lic. Evelyn Salgado Pineda, de quien más tarde se mencionó que no podía estar presente ya que estaba atendiendo asuntos relacionados con la llegada de una tormenta tropical. Una vez que se presentaron los honores a nuestra bandera por miembros de las fuerzas armadas de nuestro país, se procedió a iniciar la inauguración, que culminó pasadas las 20:00 hrs. Salimos del auditorio para

dirigirnos a la exposición, que igualmente fue inaugurada. El corto trayecto ya lo hicimos bajo una potente lluvia, a lo largo de andadores techados. Todo parecía indicar que esa noche estaría solamente marcada por intensas lluvias, ya que ninguna de las autoridades presentes hizo la mínima mención acerca de la posible llegada de un huracán. Hasta esa hora, ninguno de los asistentes teníamos la menor noción de lo que nos esperaba 5 horas después. Tal y como se describió en las redes sociales y la prensa, “El sentir general de la gente originaria del puerto era de tranquilidad, una lluvia típica de la región, y la tranquilidad de que “nunca llegan los huracanes... pasará de largo, como siempre...”

La exposición se llevó a cabo de manera tradicional, en sana convivencia entre todos los participantes. Durante esta convivencia, se incorporó a nuestra delegación un joven ingeniero recién egresado de la FCT, que había acudido por su cuenta buscando oportunidades laborales. Una vez que salimos de esta, cerca de las 23:00 hrs., fue cuando nos percatamos de la

catástrofe que se cernía, no solo sobre nosotros, sino sobre todo Acapulco y sus poblaciones vecinas. El trayecto al hotel Copacabana lo hicimos con los vehículos de pasajeros oficiales de la FCT UANL. Esos poco más de 20 km fueron eternos, circulando entre fortísimos vientos, árboles caídos, objetos volando y ya profundos encharcamientos. Uno de esos objetos golpeó la parte trasera de uno de los vehículos, rompiendo solamente la mica protectora de la luz del freno. Afortunadamente nada impactó a las ventanas panorámicas laterales. Llegamos al hotel y en la medida de lo posible, estacionamos los vehículos donde pensamos que sería el lugar más seguro, en la rampa de ingreso al hotel. Corriendo a través de un lobby abierto cada quien nos dirigimos a nuestras habitaciones, pensando que era el lugar más seguro. En ese momento, cerca de la media noche, fue cuando inició el clímax del huracán. En ese momento se cortaron las comunicaciones, la energía eléctrica y se activó una alarma del hotel cuando se empezaron a romper los ventanales de las habitaciones. Las personas que estábamos hospedadas en los primeros pisos bajamos al lobby. El resto de los huéspedes se vieron obligados de permanecer en el baño de sus habitaciones, como el caso de uno de los profesores de la FCT que junto a colegas del Servicio Geológico Mexicano estaban hospedados en el piso 12. Quienes bajamos, tal vez unas 100 personas, entre los que destacaba un gran número de estudiantes, pero también turistas nacionales y extranjeros, nos dirigimos al sótano ya que la planta baja es abierta y con un restaurant con grandes ventanales hacia la playa.

Los pocos trabajadores que estaban en el hotel se abocaron a encender la planta de emergencia de energía eléctrica y las bombas para achicar el agua que estaba entrando al sótano. Por no tener ningún tipo de indicaciones del personal, movimos el grupo a diferentes áreas de servicio del hotel, desprovistas de ventanas. Algunas personas resultaron con heridas menores por cortes de vidrios y objetos diversos. Ellas fueron atendidas en el lugar gracias a que de manera providencial un joven contaba con un botiquín de primeros auxilios. A pesar del riesgo, salimos a revisar en qué condiciones estaba la calle y los vehículos. Algunos de estos simplemente ya no estaban, y los nuestros, aunque no inundados sufrieron la rotura de casi todos sus cristales por los proyectiles (vidrios, esquirlas de metal, ramas, basura, etc.) Notamos que el nivel del agua llegaba a cerca de 1 m, pero gracias a portones metálicos y sacos de arena, se pudo contener su ingreso hacia donde estábamos refugiados.

Aproximadamente a las 4:00 hrs. ya del miércoles 25, el viento y la lluvia cesaron y como pudimos cada quién se acomodó en diferentes rincones para descansar un poco. Todo el lugar estaba lleno de fragmentos y de agua.

Cuando amaneció salimos a observar los alrededores y fue cuando empezamos a entender la magnitud del evento. Autos volcados, con objetos incrustados, árboles caídos, ventanales

rotos, chozas para el turismo demolidas, fachadas demolidas y sobre todo personas caminando de aquí para allá, sin saber que estaba pasando. Las primeras preocupaciones eran que no teníamos manera de comunicarnos con el exterior y de hacernos de alimentos. En los alrededores estaban estacionadas patrullas de la policía estatal, cuyos integrantes estaban en shock, al igual que nosotros. Poco a poco todos los huéspedes se fueron haciendo de alimentos, de tiendas de conveniencia y departamentales. Ante la gran oleada de personas, las escasas autoridades presentes, simplemente se hicieron a un lado, para que la gente se autoabasteciera de lo necesario. Desgraciadamente, esto derivó más tarde en una rapiña masiva por parte principalmente de los pobladores locales, que se hicieron de artículos similares a los que perdieron durante el huracán.

El miércoles salió el brillante sol, como un premio de consolación por la noche anterior. El hotel siempre tuvo servicio de electricidad en los pasillos, no así el agua corriente e internet. La conectividad se restableció el jueves cerca de las 3:00 hrs., es decir, nuestra absoluta incomunicación duró cerca de 28 hrs.

El jueves 26 de octubre por la mañana finalmente pudimos contactar a las autoridades universitarias, tanto de la FCT como las centrales de Rectoría. Cabe destacar que el hotel Copacabana era el único que tenía señal de internet en las cercanías, lo que permitió el rápido proceder en esos críticos momentos. Ese largo período de incomunicación fue muy dramático, ya que nuestras familias solo estaban expuestas a las noticias generales, que retrataban el grado de la catástrofe. Poco a poco se fue organizando nuestro traslado de regreso a casa, a la par de las crecientes tensiones sociales de los desesperados acapulqueños que clamaban por apoyo. Esto derivó en cierre de carreteras, bloqueos locales, asaltos en los hoteles, intentos de secuestro, tiroteos, que en su conjunto agravaban la ya delicada situación. Por los daños a nuestros vehículos no fue posible regresar en ellos. De hecho, al momento de escribir esta reseña, aún se encuentran el Acapulco, esperando la resolución de la compañía aseguradora.

El mismo jueves por la tarde se nos informó que la UANL a través del decidido apoyo de su Rector el Dr. med. Santos Guzmán López y el M.C. Ángel García Peña, Director de la FCT, había decidido contratar los servicios de transporte para llevarnos sanos y salvos a la Cd. de México, como un primer paso. El viernes 27 de octubre llegó un convoy especial para trasladarnos a todo el grupo, estudiantes, chofer y profesores. En el trayecto de salida del hotel, fuimos observando la magnitud de la devastación y saqueo, incluyendo el rescate de cuerpos humanos sepultados entre escombros. Cabe mencionar que los daños se fueron minimizando en la medida que avanzábamos por la llamada Autopista del Sol. Tal vez unos 20 km tierra adentro no se observaban grandes daños en la vegetación.

Una vez que llegamos a la Cd. de México recibimos los pases de abordar para regresar por vía aérea a casa. Aprovechamos la espera de medio día en el aeropuerto, para finalmente tomar alimentos calientes y bien preparados. Nuestra llegada al aeropuerto de Monterrey fue el sábado 28 de octubre pasada la medianoche. Ahí ya nos esperaba un autobús de la FCT que nos llevaría a casa en Linares, con el acompañamiento de un vehículo de seguridad. Nuestro arribo a Linares fue cerca de las 3:00 hrs, cuando fuimos recibidos por nuestras preocupadas familias.

La experiencia para quienes estuvimos en Acapulco inmersos en el huracán Otis fue devastadora.

Algunas preguntas siguen esperando explicaciones

¿Qué pasó con la predicción? ¿Fallaron los modelos? ¿Y las medidas de prevención? Es una respuesta compleja. Aunque se reconoce los grandes avances que ha tenido el estudio del clima y procesos relacionados, sigue habiendo límites (Bauer et al., 2015). Esto es de esperarse en la ciencia. Los modelos pronosticaron correctamente la evolución del fenómeno con la información que se disponía. Se ha sugerido que el efecto por el cambio climático (temperaturas superficiales del mar más calientes que el promedio), el impacto por el fenómeno El Niño Oscilación Sur o bien contrastes en el comportamiento de los vientos que alimentaron a la tormenta como posibles causas de la rápida intensificación de Otis. Sin embargo, no hay un consenso general.

Lo que es un hecho es que la recopilación de datos tiene que ser en tiempo real y con la instrumentación adecuada para caracterizar adecuadamente estos – y otros - fenómenos naturales, así como emitir alertas y respuestas inmediatas frente a la contingencia. Dichas áreas de oportunidad permitirán impulsar mejores estrategias en el estudio de peligros geológicos, buscando prevenir – o en su caso – mitigar el impacto generado por los mismos. Las respuestas deben de ser transmitidas de manera rápida y eficientemente a la población para tomar las medidas adecuadas.

La historia nos recordará que en el caso de Otis todos los factores se conjugaron para el desarrollo de un evento catastrófico.

Nuestra experiencia nos permite destacar algunos puntos importantes: (a) a pesar de que durante la convención minera estuvieron presentes representantes de todos los órdenes de gobierno, no se nos alertó de ninguna manera. Las autoridades hicieron uso del micrófono dirigiéndose al público, pero en ningún momento se emitió cualquier tipo de recomendación. Si hubiese sido así el caso hubiésemos tenido el tiempo suficiente para pasar por nuestras pertenencias al hotel y partir por tierra rumbo a Chilpancingo; (b) el grupo de la FCT todo el tiempo estuvo unido, gracias a las indicaciones de los profesores responsables y la respuesta positiva de los estudiantes. Algunos estudiantes de otras universidades no pudieron regresar al hotel antes del huracán, por el colapso del servicio de traslado de la convención. Algunos de ellos regresaron caminando al hotel al día siguiente, en una travesía de 18 hrs. (c) el hotel Copacabana fue el refugio idóneo para este tipo de eventos catastróficos. Otros hoteles de categorías más altas fueron devastados por su construcción por medio de losas y muros falsos. Nuestro reconocimiento a los empleados del hotel; (d) la experiencia de nuestras actividades de campo y todo lo que esto implica, en investigaciones, excursiones y cartografías, sentó la base para nuestra respuesta adecuada ante el evento. Podemos decir que este puso a prueba nuestra resiliencia ante una adversidad natural; (e) el apoyo de la UANL para nosotros fue incondicional y muy humano. Podemos decir con profundo orgullo y agradecimiento que fuimos sujetos de apoyo de “*Tigres al Rescate*”.

Referencias

- Bauer, P., Thorpe, A. & Brunet, G. (2015): The quiet revolution of numerical weather prediction. – *Nature*, **525**: 47-55.
- NOAA (2023): Historical Hurricane Tracks. – Página web (Consulta: 15 de noviembre de 2023): <https://coast.noaa.gov/hurricanes/>
- SMN (2023): Información histórica de ciclones tropicales: Otis. – Página web (Consulta: 15 de noviembre de 2023): <https://smn.conagua.gob.mx/es/ciclones-tropicales/informacion-historica>

IMPACTO DE LA URBANIZACIÓN EN LA FORMACIÓN DE ISLAS DE CALOR EN NUEVO LEÓN: UN ENFOQUE UTILIZANDO IMÁGENES SATELITALES

Luis Gerardo Ramos-Zuñiga^{1,*}

¹ *Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, N.L. 67700, México*

* luis.ramoszg@uanl.edu.mx

Resumen

Hemos creado la aplicación ICSU 2.0, con el propósito de analizar la distribución de los efectos de la isla de calor superficial urbana en las localidades de Linares y Monterrey, situadas al NE de México. Empleando imágenes de satélite, podemos evaluar el estado térmico de los entornos urbanos en cada una de las respectivas ciudades y determinar las regiones que experimentan las temperaturas más elevadas y bajas durante la estación estival. Empleamos el procesamiento de computación en la nube para eludir los problemas de hardware asociados al volumen de datos almacenados en una imagen de satélite y a la cantidad de información generada durante cada uno de los procesos. Esto, a su vez, facilitó el desarrollo de la aplicación y permitió analizar la información relativa a las zonas seleccionadas. Los datos corroboran la idea de que las regiones con actividad industrial contribuyen al aumento de la temperatura superficial, mientras que las zonas con vegetación o cuerpos de agua ayudan a mitigar los efectos de las islas de calor. Aunque, por otro lado, en el caso de la región de Linares, determinadas zonas donde se realizan actividades deportivas presentan un incremento de temperatura que oscila entre los 3°C y los 6°C.

Palabras clave

Islas de calor, MODIS, Landsat 8, temperatura, NDVI

Abstract

We have created the application ICSU 2.0, with the purpose of scrutinizing the dispersion of surface urban heat island phenomena in the localities of Linares and Monterrey, situated on the NE of Mexico. Employing satellite imagery, we can gauge the thermal condition of the urban landscapes in each respective city and discern the regions experiencing the most elevated and diminished temperatures during the summer season. We employed cloud computing processing to circumvent hardware issues associated with the volume of data stored in a satellite image and the amount of information generated during each of the processes. This, in turn, facilitated the development of the application and enabled the analysis of information pertaining to the selected areas. The data corroborates the notion that regions with industrial activity contribute to a rise in surface temperature, whereas areas with vegetation or bodies of water aid in mitigating the effects of heat islands. Nevertheless, on the other hand, in the case of the Linares region, certain areas where sporting activities are conducted exhibit a temperature increase ranging from 3°C to 6°C.

Ramos-Zuñiga, L.G. (2023): Impacto de la urbanización en la formación de islas de calor en Nuevo León: un enfoque utilizando imágenes satelitales. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 143-150.

Keywords

Heat islands, MODIS, Landsat 8, temperature, NDVI, MODIS, NDVI

Introducción

Las islas de calor superficial urbanas (ICSU), conocidas como islas de calor, son áreas urbanas que experimentan temperaturas más altas que las áreas rurales circundantes debido a las actividades humanas (EPA, 2023). La discrepancia de temperatura es más pronunciada durante las horas nocturnas que durante el día, y se hace más evidente cuando la velocidad del viento es baja. Las islas de calor pueden surgir en diversas circunstancias, incluso durante el día o la noche, en ciudades pequeñas o grandes, en áreas suburbanas, en climas

septentrionales o meridionales y en cualquier estación del año (EPA, 2023). Las islas de calor pueden suponer importantes riesgos para la salud y provocar insolaciones, agotamiento por calor y otras afecciones, como los ataques cardíacos. Estos impactos en la salud suelen experimentarse de manera desproporcionada, ya que las comunidades minoritarias y de bajos ingresos residen en áreas que son más susceptibles a las islas de calor (MIT, 2023). Las islas de calor representan un desafío sustancial que puede tener numerosas consecuencias adversas para nuestra salud, el medio ambiente y la economía.

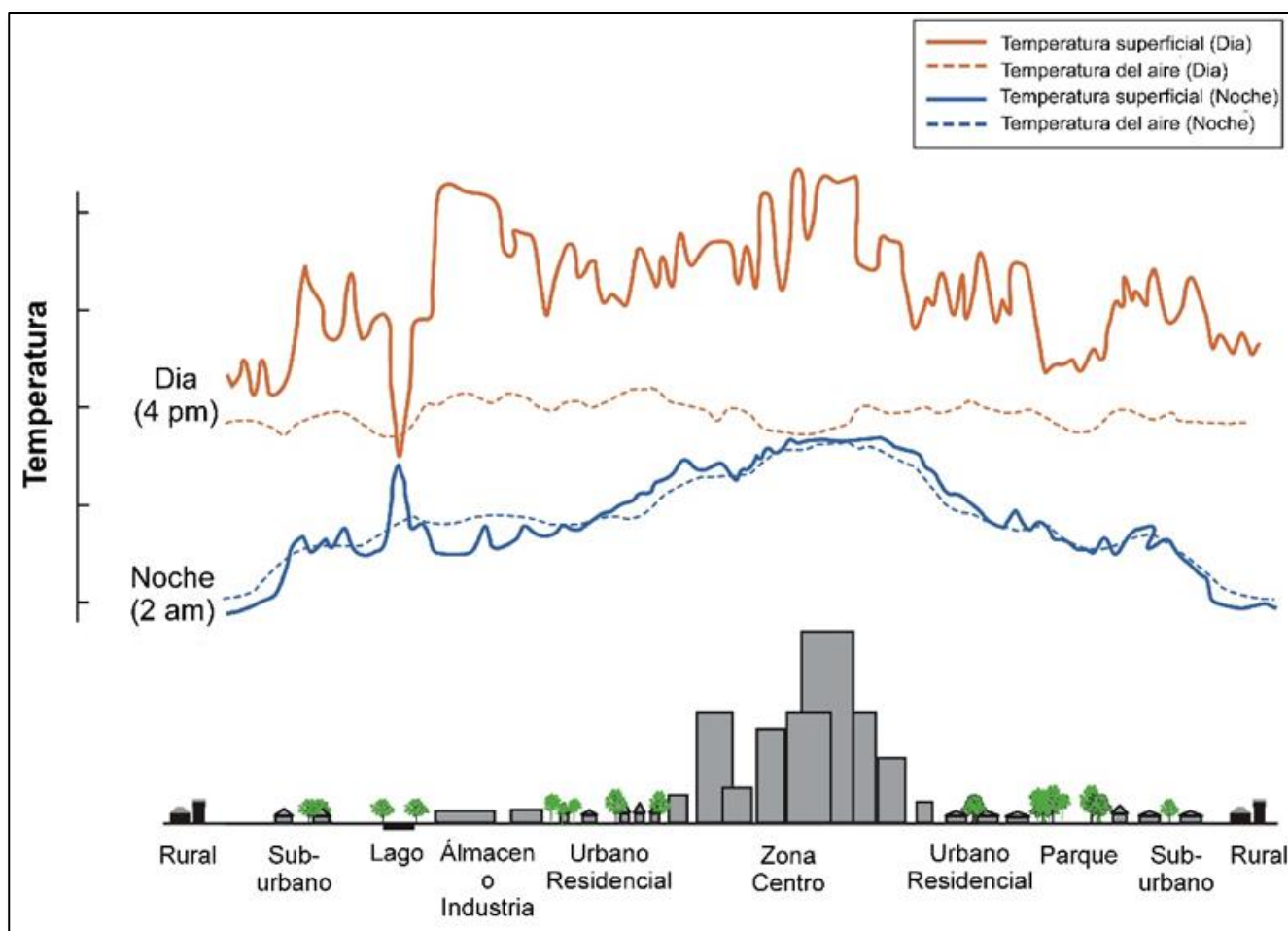


Figura 1: Diagrama adaptado del efecto de las Islas de Calor Superficial Urbanas (EPA, 2023).

La naturaleza multifacética de la formación de islas de calor se puede atribuir a varios factores principales. Uno de ellos, es la disminución de los paisajes naturales en las áreas urbanas, lo que se traduce en la pérdida de árboles, vegetación y cuerpos de agua. Las investigaciones han demostrado que esta disminución tiene

un impacto notable en el aumento de las temperaturas. Esto se debe a los efectos refrescantes que proporcionan estos elementos naturales, como la sombra, la transpiración del agua de las hojas de las plantas y la evaporación del agua superficial, al reducir el efecto del calor, contribuyen a mantener temperaturas más bajas.

Además, las características de los materiales urbanos, incluidas las carreteras y los tejados, también influyen en la formación de islas de calor. En comparación con las superficies naturales, estas superficies urbanas tienen una mayor capacidad de absorber y emitir calor, lo que provoca temperaturas elevadas. Por ejemplo, los materiales para techos convencionales pueden alcanzar temperaturas hasta 15 °C más altas que la temperatura del aire, circundante, de 32 °C, en un día cálido.

La morfología urbana es un elemento crucial adicional que no se puede ignorar (Simmons et al., 2008). Se sabe que la elevada concentración de estructuras y calles estrechas en las regiones urbanas limita el calor e impide su disipación. Además, las actividades humanas, incluida la movilización en automóviles, las instalaciones industriales y otras fuentes, producen calor que contribuye al fenómeno de la ICSU. En última instancia, el clima y la geografía desempeñan un papel fundamental en el desarrollo de estas islas de calor. Las ciudades situadas en climas cálidos y áridos son más susceptibles a este fenómeno que aquellas que se encuentran en climas fríos y húmedos. Durante las horas diurnas, las temperaturas de la superficie presentan un mayor grado de fluctuación en comparación con las temperaturas del aire atmosférico, aunque suelen ser comparables durante los períodos nocturnos (EPA, 2023).

En la Figura 1 se puede observar que las ondulaciones y fluctuaciones en las temperaturas de la superficie sobre el área del lago atestiguan cómo el agua mantiene una temperatura casi constante durante todo el día y la noche, debido a su absorción diferencial de energía solar en comparación con los edificios y las superficies pavimentadas. Un entorno urbano que cuenta con parques, áreas abiertas y cuerpos de agua pueden generar áreas de intensidad térmica reducida. En general, las temperaturas son más bajas en la periferia suburbana-rural que en los centros urbanos. Este artículo presenta el desarrollo de ICSU 2.0, una aplicación que permite mostrar y analizar un mapa de islas de calor para las ciudades de Linares y Monterrey, situadas en la región noreste de México. Ambas áreas urbanas tienen un clima cálido y árido. La utilización de imágenes de satélite facilita la evaluación de las temperaturas de la superficie en cada ciudad, identificando así las regiones que experimentan las temperaturas más altas y bajas durante la temporada de verano. Esta valiosa información contribuye a nuestra comprensión de los factores y las consecuencias asociados a las islas de calor en estas ciudades y ayuda a formular estrategias para mitigar sus impactos.

Antecedentes

Las ICSU tienen un impacto sustancial tanto en el bienestar humano como en el entorno natural, por lo que es crucial examinar las conexiones entre las islas de calor, la salud y los problemas ambientales. En términos de salud, las islas de calor

contribuyen al aumento de las temperaturas diurnas, a la disminución del enfriamiento nocturno y al aumento de los niveles de contaminación del aire, lo que puede provocar diversas muertes y dolencias relacionadas con el calor, como molestias generales, dificultades respiratorias, calambres por calor, agotamiento por calor e insolación no mortal. Además, los habitantes de las ICSU son más vulnerables a las enfermedades relacionadas con el calor e incluso a la mortalidad, además de experimentar una peor calidad del aire y soportar una mayor carga financiera de gastos por uso de aire acondicionado (EPA, 2023). Además, la exposición al calor excesivo está relacionada con varias consecuencias no mortales para la salud, como el golpe de calor, la deshidratación, la reducción de la productividad laboral entre otros (NEEF, 2023).

En lo que respecta al entorno natural, las islas de calor contribuyen al aumento del consumo de electricidad en verano, lo que provoca un aumento de las emisiones de contaminantes atmosféricos y gases de efecto invernadero. Además, las ICSU agravan el cambio climático y pueden comprometer la calidad del agua (EPA, 2023; Iberdrola, 2023). La disparidad también es una preocupación importante, ya que las islas de calor afectan de manera desproporcionada a las comunidades minoritarias y de bajos ingresos, dada su tendencia a residir en áreas que son más susceptibles a la aparición de islas de calor (Hsu et al., 2021). En términos generales, las islas de calor ejercen una influencia sustancial tanto en el bienestar humano como en el medio ambiente, y las ramificaciones de esa influencia suelen percibirse de manera desigual. En consecuencia, es imprescindible adoptar medidas destinadas a mitigar las consecuencias de las islas de calor, entre las que se incluyen el aumento de los espacios verdes y la reducción de la utilización de materiales que absorben el calor en las zonas urbanas.

Cifras globales

Las tasas de urbanización están experimentando un aumento global, por lo que más de la mitad de la población mundial reside en áreas urbanas. Se prevé que estas tasas aumenten aún más hasta alcanzar el 68% en el año 2050 (UNDESA, 2023). El fenómeno de las islas de calor puede suponer importantes riesgos para la salud, como la aparición de golpes de calor, agotamiento por calor y otras enfermedades, como los infartos. Entre 1998 y 2017, se registró un número impresionante de muertes a causa de las olas de calor, que superaron las 166,000 personas. La ola de calor de 2003 en Europa causó más de 70,000 de estas muertes (Ballester et al., 2023). Las olas de calor se consideran uno de los peligros naturales más peligrosos debido a su potencial de provocar un deterioro de la calidad del agua y un aumento del consumo de electricidad durante la temporada de verano, lo que provoca un aumento en la liberación de contaminantes del aire y las emisiones de gases de efecto invernadero. Si bien es

inegable que las regiones urbanas experimentan temperaturas más altas en comparación con sus homólogas rurales adyacentes, se puede afirmar que el fenómeno del efecto isla de calor urbana no ha contribuido significativamente a las tendencias observadas del calentamiento global. Los principales factores causantes de la elevación de las temperaturas son las actividades humanas, principalmente la combustión de combustibles fósiles (NASA, 2023).

Datos y Metodología

Se ha implementado una aplicación llamada ICSU 2.0, desarrollada con datos de acceso libre, en la *API JavaScript de Google Earth Engine* (GEE). GEE es una plataforma basada en la *web* que brinda a los usuarios la capacidad de adquirir, manejar, analizar y representar datos geoespaciales. Ofrece una amplia gama de datos de observación de la Tierra de diversas fuentes, incluidas la NASA, la ESA y el USGS, junto con herramientas para el análisis y la visualización de datos. El objetivo principal de la aplicación ICSU 2.0 es facilitar el análisis geoespacial y el procesamiento de los datos de imágenes de satélite, con un énfasis específico en el análisis de la temperatura de la superficie terrestre (LST) y las ICSU. Este análisis se centra en dos ciudades de interés del territorio neoleonés. El análisis previo sólo presenta los resultados para la variación diurna de las ICSU en ambas ciudades.

Para observar la LST desde una perspectiva satelital, es imperativo cuantificar las emisiones dentro de la banda térmica y, posteriormente, convertirlas en una estimación de la LST (Li et al., 2013). El paso inicial de este proceso consiste en incorporar una serie de características que representen con precisión la región de interés. Específicamente, para las ciudades de Linares y Monterrey, ubicadas en la región noreste de México, se emplearon polígonos en formato shape (CONABIO, 2023) para delinear los límites de las ciudades antes mencionadas. Posteriormente, se utiliza una recopilación de imágenes obtenidas de las plataformas AQUA y TERRA, utilizando un sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Estas imágenes incluyen datos de temperatura obtenidos de la superficie terrestre (Wan et al., 2021). La banda «LST_Day_1km» se selecciona específicamente para el análisis diurno en esta colección de imágenes MODIS, las cuales corresponden a la LST.

El período de tiempo seleccionado para este ejercicio corresponde a los meses de verano y se emplea con el fin de filtrar los datos de la LST dentro del intervalo de fechas especificado: del 1 de septiembre de 2018 al 1 de septiembre de 2023. Posteriormente, se calcula el valor medio, medido en píxeles, de todas las imágenes de la colección filtrada y se multiplica por un factor de escala (0.02, que representa el factor de escala del sensor) para convertir la temperatura de Kelvin a

grados Celsius. Además, se utiliza una base de datos completa sobre cuerpos de agua (Pekel et al., 2016) para generar una máscara que excluye los píxeles asociados a la presencia de agua en la región de interés. Además, es necesario establecer una función que pueda ocultar eficazmente los píxeles oscuros y brumosos presentes en las imágenes del Landsat cortesía del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Este proceso implica extraer las imágenes relevantes del conjunto de datos del Landsat 8 (L8) y someterlas a un procedimiento de filtrado que se adapte a la región y al período de tiempo específicos de interés. Luego, la máscara resultante se aplica a toda la colección y, en última instancia, se crea una composición promediada de las imágenes L8 en cuestión, a la vez que se mitiga eficazmente el impacto de la capa de nubes.

Sobre la base de las mediciones de reflectancia de la superficie obtenidas a partir de las imágenes de L8, se calcula el índice diferencial normalizado de vegetación (NDVI) que implica la utilización de las bandas roja e infrarroja cercana. En consecuencia, se obtiene un índice de vegetación fraccionada como resultado de este cálculo. Ambos parámetros están estrechamente relacionados con la densidad de la vegetación en una región determinada. Los datos de vegetación fraccionada se emplean posteriormente para determinar los valores de emisividad, que indican el grado en que un material emite radiación térmica debido a su temperatura. Además, la LST también se determina mediante la utilización de datos de emisividad, temperatura y brillo extraídos de las imágenes L8. En esta etapa particular del proceso, se emplea el módulo externo descrito por Ermida et al. (2020), que facilita el procesamiento de los datos del satélite Landsat mediante la aplicación del recorte, el filtrado y la conversión de los valores de temperatura en grados Celsius.

La región de interés se manipula mediante operaciones de amortiguamiento para establecer referencias del área rural con la intención de contrastar y distinguir la región urbana. Para estas operaciones, se seleccionó una distancia de 2 km a fin de establecer las demarcaciones entre las regiones urbanas, rurales y suburbanas. Además, se empleó una base de datos de cobertura terrestre para América del Norte (Pasos, 2019), que se creó mediante un esfuerzo de colaboración entre la Organización de Recursos Naturales de Canadá, el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y tres organizaciones mexicanas: el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), la Comisión Nacional para el Conocimiento y el Uso de la Biodiversidad (CONABIO) y la Comisión Forestal Nacional de México (CONAFOR). Estos datos se utilizaron para identificar los píxeles asociados a estructuras urbanas y no urbanas en función de las bandas correspondientes de este conjunto de mapas. Posteriormente, los valores medios del LST se calculan para varios escenarios, que abarcan regiones rurales y urbanas y en diferentes condiciones, utilizando datos de MODIS y L8. Por

último, la isla de calor de la superficie urbana se determina utilizando los datos de L8 y los valores de referencia rurales obtenidos anteriormente.

Resultados y análisis

Esta sección proporciona una descripción integral de los resultados derivados del procesamiento de datos satelitales, así como el análisis posterior de las ICSU, realizado para las dos ciudades ubicadas en el estado de Nuevo León. Así mismo, en la sección de material complementario, se puede encontrar un acceso a la versión *web* de las siguientes ilustraciones, lo que brinda a los usuarios la oportunidad de navegar por representaciones cartográficas interactivas que facilitan un análisis más completo de una región en particular dentro de la ciudad, a través de la manipulación de las capas (*layers*) a las que da acceso la aplicación. Las LST, promedio, obtenidas a partir de MODIS, L8 y L8 compuesta fueron de 31°C a 48°C para la Cd de Monterrey y de 39°C a 44°C para la región de Linares.

Caso 1.- Linares

La Figura 2 muestra la fluctuación en la ICSU a lo largo del día para el centro urbano de Linares, Nuevo León. El mapa muestra la región con la variación más notable, que se encuentra al norte en el sector industrial de la ciudad. En concreto, las fábricas de Franklin Electric (a) y Vernell (b) presentan una desviación de hasta +10°C con respecto a la media durante el período analizado. Hacia la parte centro-oriental de la ciudad, las fábricas de Orval Kent (c, d) y Delphi Automotive Systems (e) oscilan entre +3°C y +6°C. En la parte oriental de la ciudad, adyacente a las instalaciones del Hospital General en la colonia Provileon, destaca un área particular con un cambio similar de entre +3°C y +6°C, que corresponde a una zona deportiva que abarca un campo de fútbol soccer de sala y un campo de césped sintético (f). Otros campos deportivos también presentan variaciones de temperatura superiores a la media: la unidad deportiva en la colonia San Antonio, específicamente la cancha de fútbol (g), no así la de béisbol, experimenta una fluctuación de +3°C a +5°C; los campos de béisbol de las colonias La Petaca (h) y Fidel Velázquez (i) tienen una variación de +3°C y +4°C respectivamente.

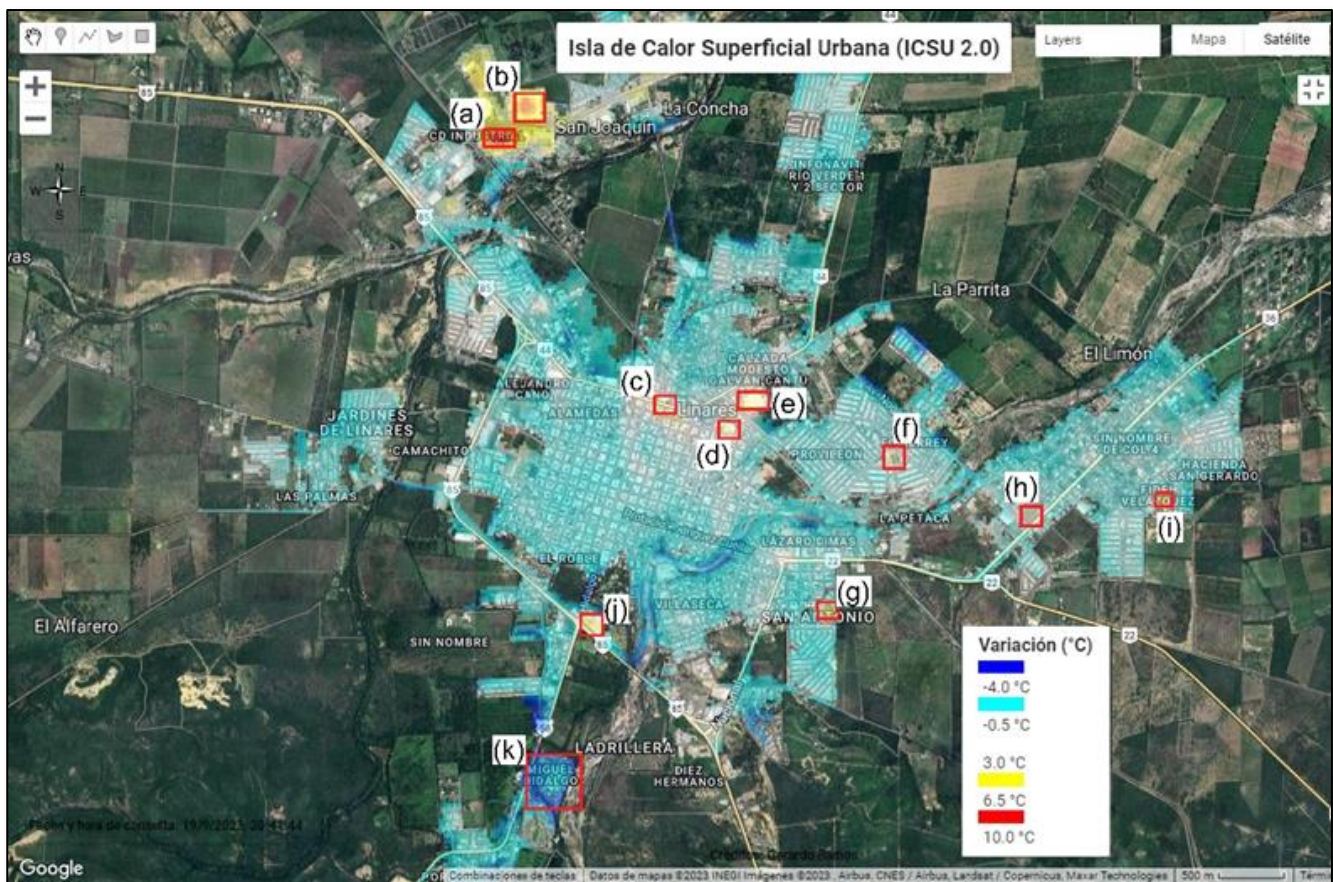


Figura 2: Isla de Calor Superficial Urbana para la región de Linares, Nuevo León.

Por último, al sur de la ciudad, la zona comercial donde se encuentran Soriana Mercado y Coppel (j) sufre una variación de $+4.8^{\circ}\text{C}$. Como observación general, las regiones que muestran un cambio de temperatura favorable (disminución) son las que se encuentran cerca o en las márgenes de ríos o poseen una mayor cantidad de áreas verdes como la colonia Miguel Hidalgo (k) al sur de la ciudad con una variación de -2.6°C con respecto del promedio.

Caso 2.- Monterrey

La Figura 3 muestra la fluctuación de la isla de calor de la superficie urbana dentro del área metropolitana de Monterrey, Nuevo León. Las mayores variaciones, que llegan hasta los 16°C , se producen predominantemente en áreas con actividad

industrial, como la fábrica Zinc Nacional, en San Nicolás de los Garza (a), que experimenta cambios de $+16^{\circ}\text{C}$, y Celestica (b), un fabricante de productos electrónicos ubicado en Apodaca, con una variación de $+15.7^{\circ}\text{C}$. Entre los datos analizados, el estadio de fútbol BBVA en Guadalupe (c) exhibe una variación favorable de -7.8°C , mientras que el Parque Fundidora y el Paseo Santa Lucía (d) en la colonia Obrera, tienen una variación de $+0.6^{\circ}\text{C}$ en comparación con la media. En general, las regiones con cambios (disminuciones) de temperatura favorables se sitúan junto a los ríos que atraviesan la ciudad o en áreas al pie de las montañas, como lo demuestran los datos del área de San Pedro Garza García (e), donde la variación oscila entre -0.5°C y -3.6°C . Del mismo modo, Cd. Satélite y La Estanzuela (f), ubicadas al sur del área metropolitana, presentan valores de -0.1°C a $+0.3^{\circ}\text{C}$.

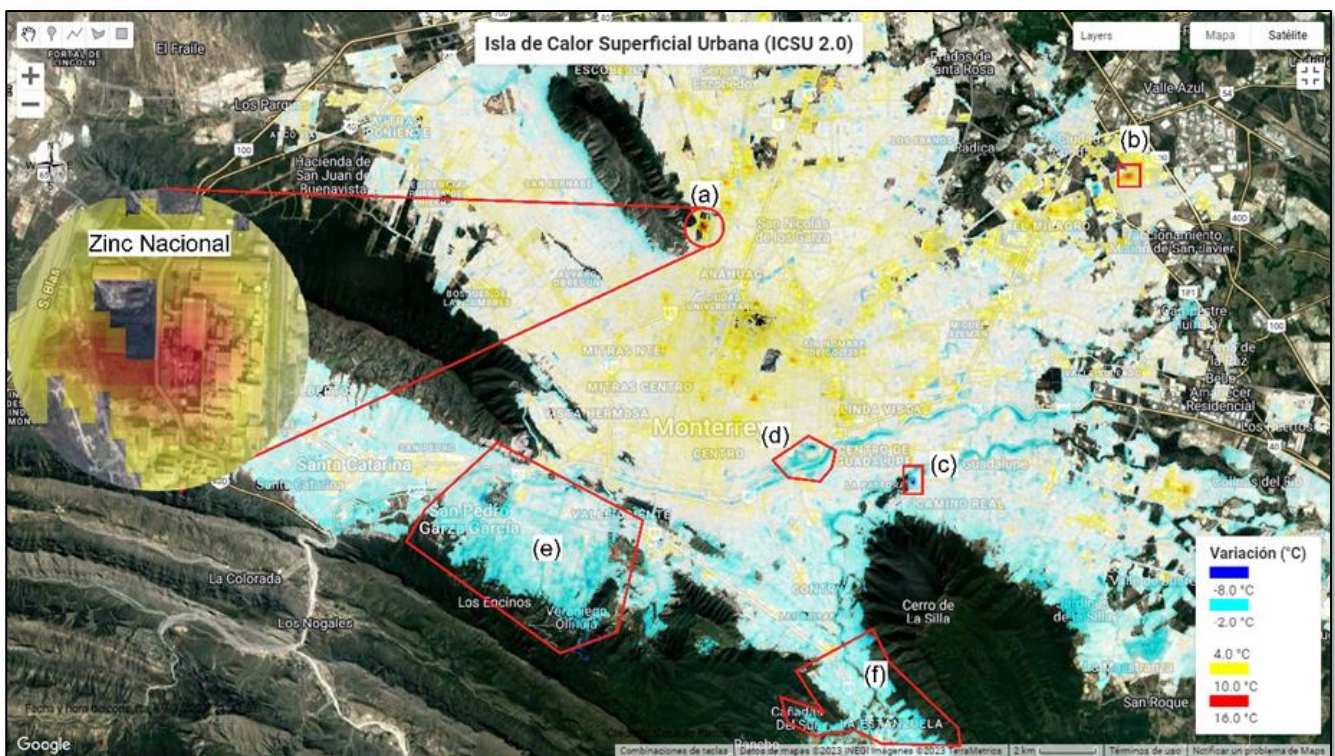


Figura 3: Variación ICSU para el área metropolitana de Monterrey, Nuevo León.

La Figura 3 muestra la fluctuación de la isla de calor de la superficie urbana dentro del área metropolitana de Monterrey, Nuevo León. Las mayores variaciones, que llegan hasta los 16°C , se producen predominantemente en áreas con actividad industrial, como la fábrica Zinc Nacional, en San Nicolás de los Garza (a), que experimenta cambios de $+16^{\circ}\text{C}$, y Celestica (b), un fabricante de productos electrónicos ubicado en Apodaca, con una variación de $+15.7^{\circ}\text{C}$. Entre los datos analizados, el estadio de fútbol BBVA en Guadalupe (c) exhibe una variación favorable de -7.8°C , mientras que el Parque Fundidora y el Paseo Santa Lucía (d) en la colonia Obrera, tienen una variación de $+0.6^{\circ}\text{C}$

en comparación con la media. En general, las regiones con cambios (disminuciones) de temperatura favorables se sitúan junto a los ríos que atraviesan la ciudad o en áreas al pie de las montañas, como lo demuestran los datos del área de San Pedro Garza García (e), donde la variación oscila entre -0.5°C y -3.6°C . Del mismo modo, Cd. Satélite y La Estanzuela (f), ubicadas al sur del área metropolitana, presentan valores de -0.1°C a $+0.3^{\circ}\text{C}$.

Conclusiones y recomendaciones

Para el desarrollo del ICSU 2.0, se emplearon metodologías que abarcaron predominantemente el procesamiento de los datos de los satélites AQUA y TERRA, junto con el Landsat 8, lo que permitió examinar la temperatura de la superficie terrestre y utilizar diversos índices para identificar, calcular y analizar las islas de calor urbanas en dos ciudades del estado de Nuevo León. Mediante el análisis de los resultados de las regiones analizadas, se puede deducir que las áreas que albergan actividades industriales presentan las fluctuaciones de temperatura más pronunciadas, lo que genera un aumento de la temperatura de la superficie terrestre, mientras que las áreas caracterizadas por un aumento de la vegetación o la presencia de cuerpos de agua dentro o en la periferia de la ciudad manifiestan una disminución de la temperatura promedio. Cabe destacar que algunas áreas deportivas muestran una elevación de la temperatura, particularmente en el caso de Linares, donde es más visible. Cabe mencionar que, en el área metropolitana de Monterrey, el escenario es contrario: el edificio que alberga el estadio de fútbol BBVA presenta una disminución de la temperatura, aunque esto parece ser un hecho aislado, ya que es la única zona, de este tipo, que experimenta tal disminución. Sin embargo, se requiere un análisis más exhaustivo de este tipo de estructuras en esta región en particular. En términos generales, las regiones con zonas industriales muestran un aumento de la temperatura, mientras que las regiones con una mayor extensión de vegetación o masas de agua tienden a aliviar los efectos de las islas de calor de la superficie urbana.

Es imprescindible implementar estrategias para mitigar los efectos de las islas de calor en las regiones urbanas, como aumentar la cantidad de espacios verdes. La inclusión de parques, espacios abiertos y cuerpos de agua tiene el potencial de generar regiones con una intensidad térmica disminuida. Se puede reducir la utilización de materiales que absorben el calor si se opta por materiales de construcción que reflejen la luz solar en lugar de absorberla. Algunos ejemplos de estos materiales son los techos y paredes verdes, o los techos blancos y los pavimentos permeables. Además, el fomento de la ventilación natural se puede lograr diseñando edificios y calles de manera que faciliten la circulación del aire. Si bien la actividad industrial es crucial para el crecimiento económico de una ciudad, se debe hacer un esfuerzo concertado para reducir dicha actividad en los entornos urbanos, a la luz de su importante contribución a la formación de islas de calor. En consecuencia, se pueden tomar medidas para reducir la actividad industrial en estas áreas. Además, la utilización de tecnologías de refrigeración urbana, como los sistemas de riego por aspersión, las fuentes y los sistemas de nebulización, también pueden contribuir a la reducción de la temperatura. En última instancia, la adopción de medidas para mitigar las islas de calor urbanas puede mejorar el

bienestar humano y promover un medio ambiente más sostenible.

Trabajos futuros

Entre las actividades pendientes por realizar se encuentra el cálculo de las ICSU durante periodos nocturnos para ver su distribución dentro de las ciudades analizadas. Mejorar la aplicación de manera que permita al usuario usar su propia área de interés a través de proporcionar un polígono y mostrar, así, la distribución de variación de temperatura provocada por la isla de calor. El investigar la relación entre las islas de calor urbanas y los factores socioeconómicos puede ayudar a identificar comunidades vulnerables y desarrollar intervenciones específicas para mitigar los impactos en la salud de las ICSU.

Material complementario

Los siguientes enlaces dan acceso a la *app ICSU 2.0* de los escenarios de las islas de calor superficial urbanas para las ciudades de [Linares](#) y área metropolitana de [Monterrey](#) en el estado de Nuevo León.

Referencias

- Ballester, J., Quijal-Zamorano, M., Méndez-Turrubiates, R.F., Pegenaute, F., Herrmann, F.R., Robine, J.M., Basagaña, X., Tonne, C., Antó, J.M. & Achebak, H. (2023): Heat-related mortality in Europe during the summer of 2022. – *Nature medicine*, **7**: 1857-1866.
- CONABIO (2023): Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. – Portal de Información Geográfica [Online]. <http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>
- EPA (2023): Environmental Protection. – Agency [Online]. <https://www.epa.gov/home>
- Ermida, S.L., Soares, P., Mantas, V., Götsche, F.M. & Trigo, I.F. (2020): Google Earth Engine open-source code for land Surface Temperature estimation from the Landsat series. – *Remote sensing*, **12(9)**: 1471.
- Hsu, A., Sheriff, G., Chakraborty, T. & Many, D. (2021): Disproportionate exposure to urban heat island intensity across major US cities. – *Nature communications*, **12(1)**.
- IBERDROLA (2023): Urban heat islands and their adverse effects on their inhabitants. – [Online]. <https://www.iberdrola.com/sustainability/urban-heat-island>
- Li, Z.L., Tang, B.H., Wu, H., Ren, H., Yan, G., Wan, Z., Trigo, I.F. & Sobrino, J.A. (2013): Satellite-derived land surface temperature: Current status and perspectives. – *Remote sensing of environment*, **131**: 14-37.

- MIT (2023): Urban heat islands. – Massachusetts Institute of Technology; MIT Climate Portal. <https://climate.mit.edu/explainers/urban-heat-islands>
- NASA (2023): National aeronautics and space administration. – [Online]. <https://www.nasa.gov/>
- Your Health. – [Online]. <https://www.neefusa.org/story/climate-change/heat-waves-heat-islands-and-your-health>
- NEEF (2023): The National Environmental Education Foundation; Heat waves, heat islands, and your health. – [Online]. <https://www.neefusa.org/story/climate-change/heat-waves-heat-islands-and-your-health>
- Pasos, M. (2019): North American land change monitoring system. – CEC, Commission for Environmental Cooperation. <http://www.cec.org/north-american-land-change-monitoring-system>
- Pekel, J.F., Cottam, A., Gorelick, N. & Belward, A.S. (2016): High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. – *Nature*, **540**: 418-422.
- UNDESA (2023): United Nations Department of Economic and Social Affairs. – [Online]. <https://www.un.org/development/desa/en/news/population/2018-revision-of-world-urbanization-prospects.html>
- Wan, Z., Hook, S. & Hulley, G. (2021): MODIS/Aqua Land Surface Temperature/Emissivity 8-Day L3 Global 1km SIN Grid V061. – NASA EOSDIS Land Processes Distributed Active Archive Center.

MONITOREO DE CAMBIOS EN LA VEGETACIÓN USANDO TELEDETECCIÓN. CASO APLICADO A INCENDIOS FORESTALES EN NUEVO LEÓN

Luis Gerardo Ramos-Zuñiga^{1,*}

¹ *Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, N.L. 67700, México*

* luis.ramoszg@uanl.edu.mx

Resumen

Los incendios forestales provocan la destrucción de la vida vegetal, lo que lleva a una reducción de la cantidad de clorofila presente. La clorofila, un pigmento responsable del color verde de las plantas, es crucial para el proceso de la fotosíntesis. El análisis actual emplea la diferencia relativa en el índice de vegetación de diferencia normalizada para demostrar la correlación entre la ubicación geográfica de los incendios forestales y la alteración del verdor de la vegetación durante los eventos del año 2021 en Nuevo León y sus fronteras con Coahuila. Si bien la magnitud del evento no está cuantificada, esta comparación nos brindó la oportunidad de observar rápidamente las modificaciones en el paisaje provocadas por la quema de la vegetación. Además, se pudieron identificar otras áreas en las que se han producido cambios como resultado de las temporadas de sequía, deforestación o actividades agrícolas.

Palabras clave

rdNDVI, NDVI, incendios, verdor, forestal

Abstract

Forest fires cause the destruction of plant life, leading to a reduction in the amount of chlorophyll present. Chlorophyll, a pigment responsible for the green colour of plants, is crucial to the process of photosynthesis. The current analysis uses the relative difference in the normalised difference vegetation index to demonstrate the correlation between the geographic location of reported forest fires and the alteration of vegetation greenness during the 2021 fires in Nuevo León and its borders with Coahuila. Although the magnitude of the event is not quantified, this comparison gave us the opportunity to quickly observe the changes in the landscape caused by the burning of vegetation. In addition, we were able to identify other areas where changes have occurred because of drought seasons, deforestation, or agricultural activities.

Keywords

rdNDVI, NDVI, fire, greenness, forestry

Ramos-Zuñiga, L.G. (2023): Monitoreo de cambios en la vegetación usando teledetección. Caso aplicado a incendios forestales en Nuevo León. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 151-159.

Introducción

Los desastres naturales, como los deslizamientos de suelo, incendios forestales y las erupciones volcánicas, se han convertido en uno de los principales mecanismos de transformación del paisaje (Korup et al., 2010; Santi et al., 2013). También son responsables de víctimas mortales que han persistido en el siglo XXI (Ashley & Ashley, 2008; Petley, 2012; Auken et al., 2013; Holzer & Savage, 2013; Froude & Petley, 2018). En consecuencia, tanto los geocientíficos como los gestores de emergencias muestran un considerable interés por comprender la incidencia de los desastres naturales y su

magnitud espacial. México posee una gran diversidad biológica y ocupa el cuarto lugar a nivel mundial por el número de especies endémicas. Sin embargo, esta diversidad está amenazada por diversas causas, como la deforestación, los incendios forestales y el aumento de la urbanización. El estado de Nuevo León se ve particularmente afectado por estos peligros. De acuerdo con el CENAPRED (2023), los incendios forestales se definen como la propagación incontrolada del fuego sobre la vegetación en bosques, selvas, así como zonas áridas y semiáridas, cuya magnitud está determinada por el combustible. Los incendios forestales pueden ocurrir en cualquier momento debido a factores climatológicos como temperatura, viento, humedad y actividades humanas que impliquen el uso del fuego.

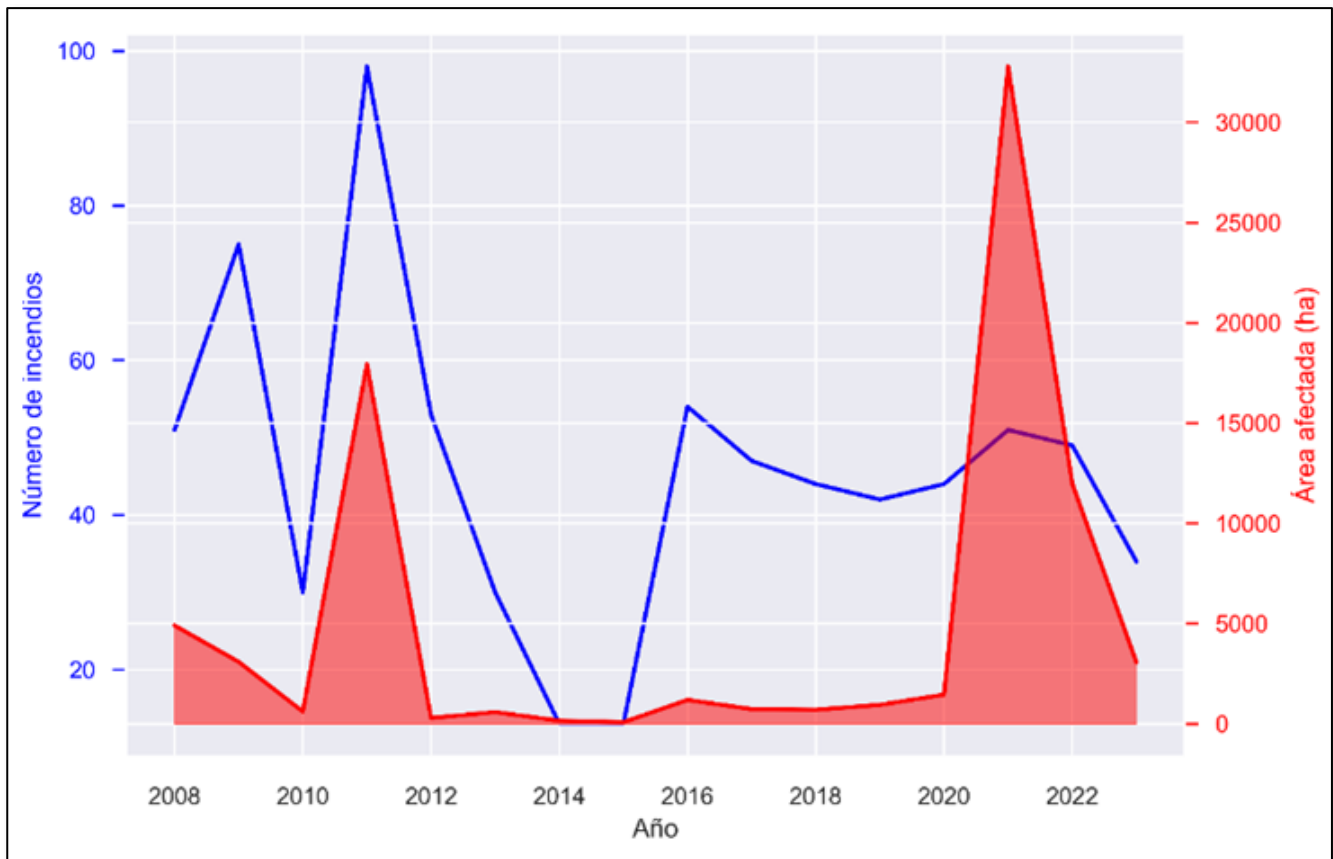


Figura 1: Estadísticas de incendios de 2008 a 2023 (CONAFOR, 2023).

La gran tríada conformada por la topografía, las condiciones climáticas y el combustible es la responsable de determinar el comportamiento de los incendios forestales. En Nuevo León, las causas naturales son el principal factor que contribuye a los incendios forestales, mientras que los accidentes, la negligencia y las acciones intencionales también juegan un papel importante. Es de suma importancia implementar medidas preventivas y de respuesta para enfrentar eficazmente estos eventos. Las consecuencias ecológicas y económicas de los incendios

forestales en México son significativas, provocando alteraciones en el uso del suelo y aumento de la aridez. Las ramificaciones ecológicas derivadas de las quemadas forestales abarcan la reducción de la porosidad del suelo, la disminución de la infiltración de agua, el aumento de la erosión y de la temperatura del suelo y de los cuerpos de agua, la aniquilación de la microfauna, el desplazamiento de la fauna, la extinción de especies y la contaminación del aire. En México, la cobertura forestal es de aproximadamente 56 millones de hectáreas y la

deforestación se está dando a tasas alarmantes, particularmente en zonas con alta densidad poblacional. Los incendios forestales pueden verse influidos por elementos atmosféricos como la temperatura, la humedad, la dirección y velocidad del viento y las precipitaciones (Macias-Delgado, 2004).

Antecedentes

El inicio de la temporada de incendios forestales en el estado de Nuevo León se observa en el mes de enero, mientras que concluye en agosto. Sin embargo, los meses de febrero a mayo se caracterizan por una mayor incidencia de este tipo de eventos. La figura 1 presenta una representación gráfica de la ocurrencia anual de incendios forestales y la correspondiente superficie de afectación.

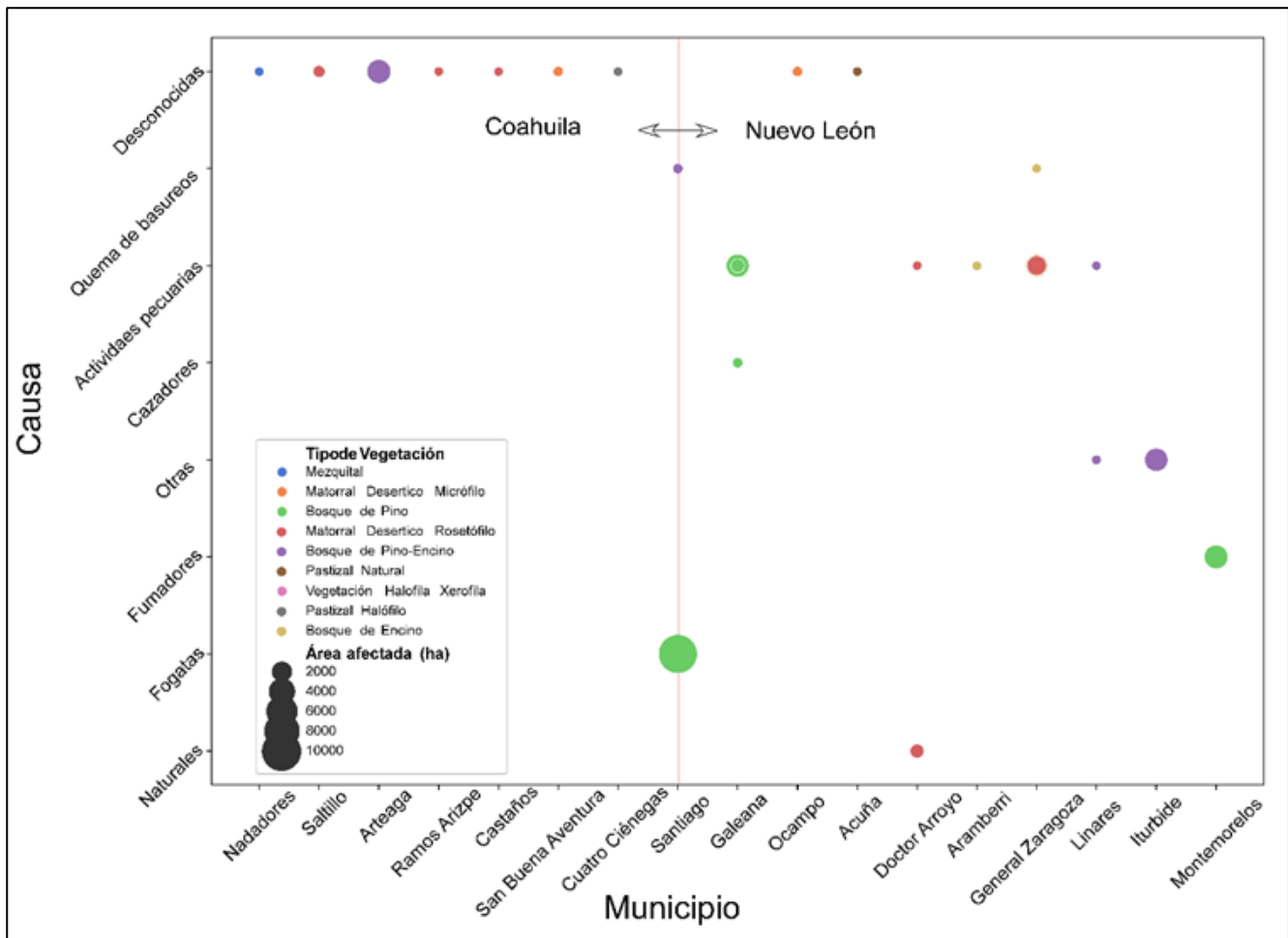


Figura 2: Causas de incendios forestales 2021. Fuente: CONAFOR (2023).

Los datos demuestran que el año 2011 fue testigo de grandes daños por incendios forestales, con una superficie de 17,935.42 hectáreas, seguido de las 4,904.643 hectáreas de 2008. Sin embargo, en el año 2021, el estado registró la mayor superficie afectada, que ascendió a 32,794 hectáreas. El año 2011 también presentó el mayor número de incendios forestales, con un total de 98, seguido de 75 en 2009. En el año 2022, Nuevo León tuvo 49 incendios forestales que devastaron 11,986 hectáreas de vegetación, compuesta por árboles adultos, arbustos, vegetación herbácea y rebrote. Al 3 de agosto de 2023, el estado de Nuevo

León ha registrado 34 incendios forestales, con un total de 3,070.55 hectáreas.

El mapa en la figura 3 muestra la disposición espacial de los eventos ocurridos en el año 2021. Los símbolos proporcionales del mapa son indicativos de la intensidad de los incendios en sus respectivas ubicaciones geográficas. El mapa indica que el incendio que ocurrió en las regiones de las Sierras de Santiago y Arteaga, específicamente en el límite entre Nuevo León y Coahuila, fue el más catastrófico en términos de la devastación causada.

La presente investigación se centra en los incendios ocurridos durante el año 2021 en los estados de Nuevo León y Coahuila, con particular énfasis en aquellos que se suscitaron entre el 16 y el 24 de marzo. En la Figura 2 se muestra el origen de los incendios de acuerdo con el municipio, estado, clasificación de la vegetación y área afectada. La gráfica ilustra que el principal factor causal de los incendios forestales en la zona es la utilización de fogatas en los bosques de pino, lo que repercute posteriormente en el tipo de vegetación afectada.

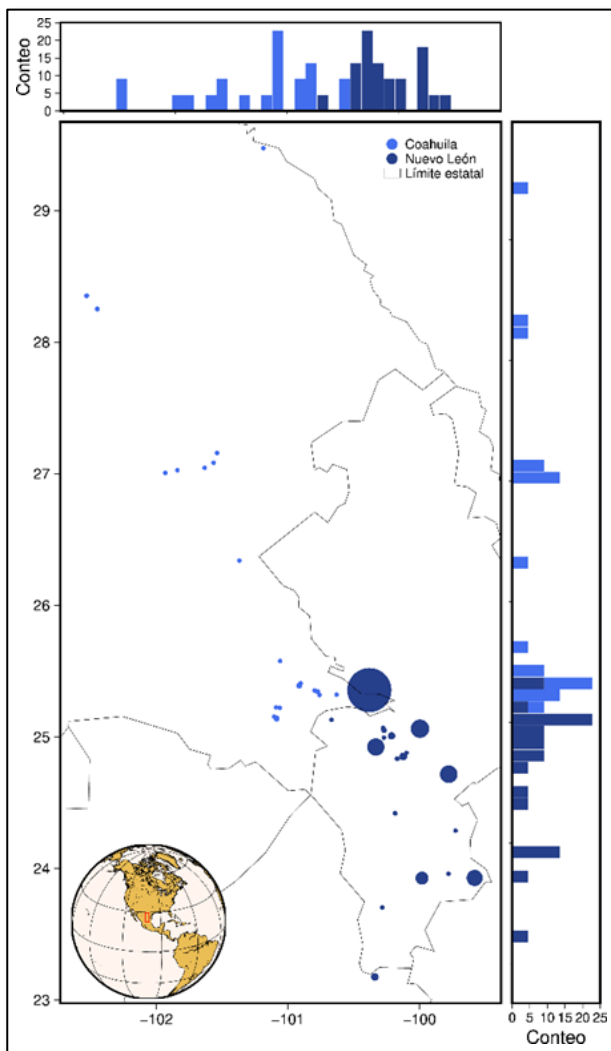


Figura 3: Mapa de la distribución geográfica de los incendios forestales que tuvieron lugar en el año 2021. El tamaño de los círculos está correlacionado con la magnitud del daño provocado por los incidentes, mientras que los histogramas muestran la dispersión numérica, longitudinal y latitudinalmente, de los eventos.

Como se indicó anteriormente, los eventos de interés ocurrieron el 16 de marzo en los límites de las Sierras de Arteaga (Coah.) y Santiago (NL), además del ocurrido en la Sierra de Santa Rosa el 24 de marzo, situada al sur de Linares (NL). Estos incidentes persistieron durante más de 7 días (figura 4) y las

repercusiones y severidad más grandes se observaron en la Sierra de Santiago (NL). Para hacer un análisis rápido de estos eventos se puede implementar el uso del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI, por sus siglas en inglés) como un indicador, de monitoreo rápido, del cambio en la vegetación provocado por este tipo de incidentes.

Como se indicó anteriormente, los eventos de interés ocurrieron el 16 de marzo en los límites de las Sierras de Arteaga (Coah.) y Santiago (NL), además del ocurrido en la Sierra de Santa Rosa el 24 de marzo, situada al sur de Linares (NL). Estos incidentes persistieron durante más de 7 días (figura 4) y las repercusiones y severidad más grandes se observaron en la Sierra de Santiago (NL). Para hacer un análisis rápido de estos eventos se puede implementar el uso del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI, por sus siglas en inglés) como un indicador, de monitoreo rápido, del cambio en la vegetación provocado por este tipo de incidentes.

Metodología

La evaluación de la extensión de las quemaduras tras los incendios forestales ha sido un tema de interés para los expertos en incendios forestales durante varias décadas. Desde la creación del programa de mapeo temático Landsat en 1984, se han utilizado imágenes multitemporales y multispectrales para este fin (Cocke et al., 2005; Keeley, 2009). El empleo de índices multispectrales, incluido el índice de quemado normalizado (NBR) y sus derivados (por ejemplo, diferencia, diferencia relativa), está muy extendido para evaluar los impactos en los ecosistemas como consecuencia de los incendios forestales (Cocke et al., 2005; Miller & Thode, 2007). Las discusiones y debates en curso dentro de la comunidad científica relacionada a incendios forestales se han centrado en la identificación del índice multispectral más apropiado para comprender los impactos de los incendios (Miller & Thode, 2007; Escuin et al., 2008; Keeley, 2009; Amos et al., 2019).

Se ha desarrollado una aplicación web de libre acceso en Google Earth Engine que permite a los usuarios obtener productos cartográficos, basados en SIG a partir de conjuntos de datos Sentinel o Landsat, sin necesidad de invertir recursos intensivos en tiempo y costos como los requeridos para el análisis tradicional. Para el desarrollo de la aplicación, utilizamos parte del procedimiento aplicado en el estudio de Scheip & Wegmann (2021). Para identificar las zonas del paisaje en las que se ha eliminado la vegetación tras un desastre natural, hemos utilizado una métrica basada en la vegetación, la diferencia relativa en el índice de vegetación de diferencia normalizada (rdNDVI, por sus siglas en inglés), esta técnica ha sido desarrollada por Norman & Christie (2020). Durante el proceso de visualización, se puede establecer un umbral de pendiente, que es un valor mínimo de pendiente para el análisis

utilizado para enmascarar las zonas de baja pendiente. Esto es útil para eliminar cuerpos de agua (por ejemplo, lagos, océanos) que a menudo son ruidosos y pueden disfrazar los objetivos

rdNDVI. También se puede utilizar para enmascarar zonas de baja pendiente, como fondos de valles amplios, mientras se procesa una zona en busca de eventos de pérdida de masa.

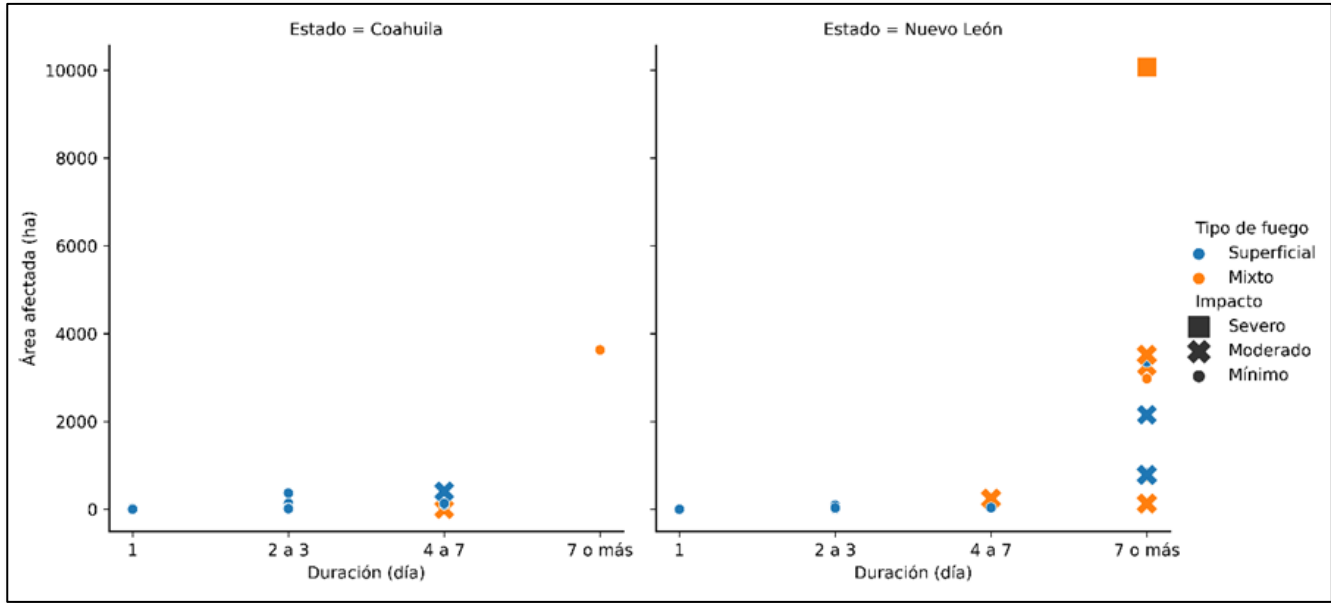


Figura 4: Duración y área afectada para los incendios ocurridos en el área de estudio en el año 2021. También se muestra el tipo de fuego según SNIF (2023), y el impacto provocado en el territorio.

La modificación de los parámetros en la aplicación permite buscar y cuantificar el rebrote después de grandes eventos de pérdida masiva o para otras aplicaciones, como la caracterización de operaciones agrícolas o madereras, el seguimiento de quemas controladas y el crecimiento de especies de sucesión temprana, o el seguimiento de plagas biológicas. Comenzamos calculando el NDVI, un índice de vegetación de uso común que mide la diferencia entre la reflectancia de la luz infrarroja cercana y la luz roja (ec. 1) para estimar la densidad y la salud de la vegetación. Las técnicas de teledetección, como el NDVI, se utilizan para la vigilancia y la detección temprana de incendios forestales (Giuseppi et al., 2021; Ding et al., 2023).

$$NDVI = \frac{NIR-Red}{NIR+Red} \quad (1)$$

En un análisis de datos de series temporales tras un incendio, se observó un marcado descenso de los valores de NDVI de 0.8 a 0.1 en todas las regiones quemadas (Yilmaz et al., 2023). Las zonas quemadas suelen delimitarse utilizando imágenes de satélite multispectrales de resolución media, y el NDVI sirve como índice fundamental para demostrar la presencia y la salud de la vegetación (Escuin et al., 2008); sin embargo, debe tenerse en cuenta que el NDVI por sí solo puede no ser suficiente para un seguimiento y predicción precisos de los incendios forestales, dada la necesidad de considerar factores adicionales como las condiciones meteorológicas, la humedad del combustible y la topografía (Ding et al., 2023). Nuestro enfoque consiste en

examinar los cambios temporales para comparar los valores de NDVI antes y después del incendio forestal, con el fin de identificar los cambios ocurridos en la densidad y la salud de la vegetación. Este método implica el cálculo del índice rdNDVI (ec. 2) que mide el cambio relativo en los valores NDVI a lo largo del tiempo y resulta útil para detectar los cambios mencionados, incluidos los causados por incendios forestales.

$$rdNDVI = \left(\frac{NDVI_{post} - NDVI_{pre}}{\sqrt{NDVI_{pre} + NDVI_{post}}} \right) * 100 \quad (2)$$

Resultados y conclusiones

Las imágenes siguientes muestran el resultado del procesamiento de imágenes satelitales realizado en el área de estudio, junto con los mapas rdNDVI que muestran una correlación con los incendios forestales que han sido documentados por varias instituciones (CONAFOR, 2023; CENAPRED, 2023; PCNL, 2023).

La fecha de referencia elegida corresponde con el inicio del incendio en la Sierra de Arteaga-Santiago que fue el 16 de marzo de 2021. Para procesar las imágenes de satélite, se eligió un período previo al evento de 6 meses, lo que también facilitó la creación de una máscara de nubosidad (con un umbral máximo del 30%) necesaria para el análisis. Para evitar cualquier cambio relacionado con la recuperación de la vegetación una vez cesado el incendio, se seleccionó un período de 3 meses después del

evento. La figura 5 ilustra la ventana principal de la aplicación junto con los parámetros designados y el área de interés. Se

utilizaron imágenes satelitales Sentinel 2 con resolución espacial de 10 m.

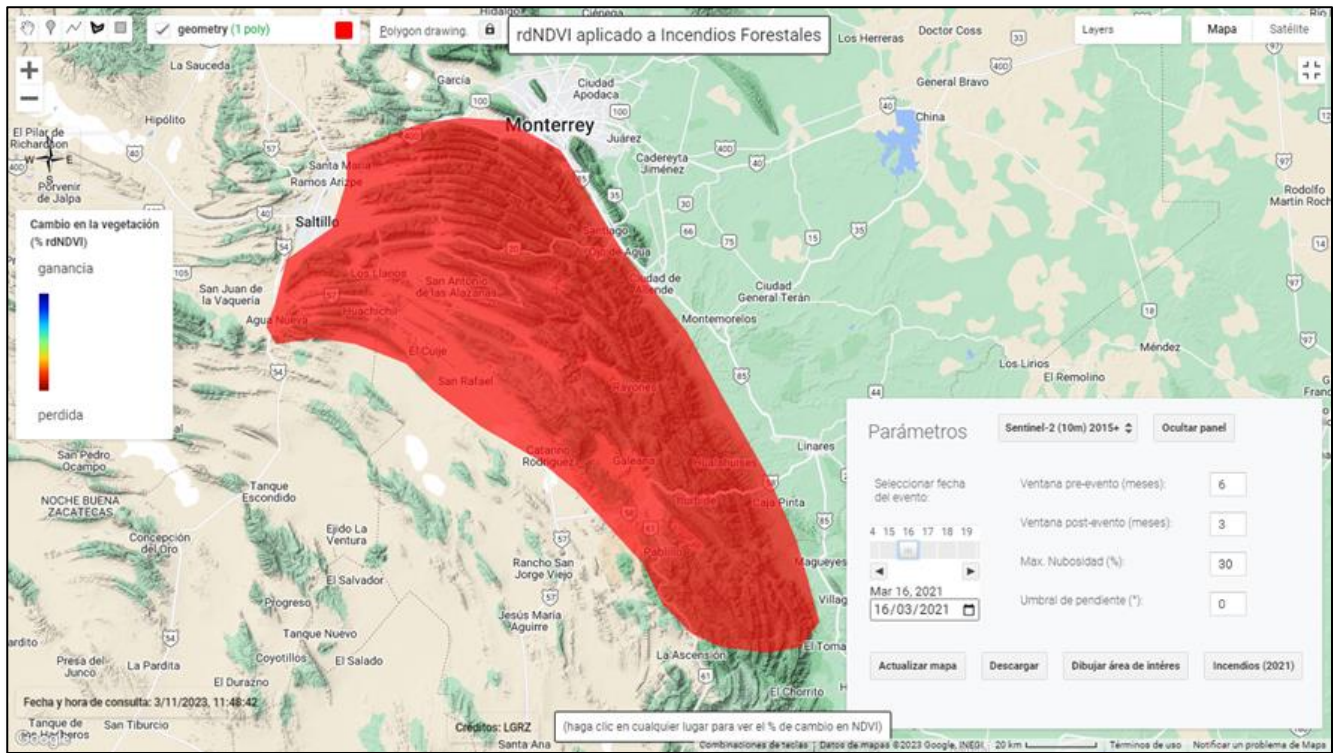


Figura 5: Ventana principal de la app web que muestra la selección de parámetros de búsqueda incluida la colección de imágenes satelitales a utilizar. El área de interés (polígono rojo) es trazada por el usuario activando el botón correspondiente después de escoger los parámetros.

La figura 6 muestra imágenes pre-evento (a), post-evento (b) y la variación del rdNDVI (c) para un área dentro de la zona de interés. La imagen (c) muestra falsos positivos que están relacionados a los cambios en la vegetación provocados por las sequías en esta región (líneas azules) y en otras áreas debido a actividades agrícolas (líneas rojas) para la zona de Galeana, NL y no se atribuyen a los incendios forestales.

En la Figura (7) se muestran los incendios (puntos morados) reportados en el año 2021 sobre el mapa de cambio en la vegetación (% rdNDVI). Se observa una correlación entre el incendio del 16 de marzo reportado (1) para La Pinalosa en Arteaga, Coahuila y el del ejido (2) San José de Boquillas en Santiago, NL, con el cambio en la vegetación en la región a); las pérdidas en el verdor alcanzan el -64% en algunas regiones de esta zona. El área b) corresponde al incendio en el Cañón de Santa Rosa que dio inicio el 24 de marzo (3) donde las pérdidas del verdor alcanzan hasta el -60%.

Una comparación entre los casos de incendios documentados y las alteraciones en el verdor de la vegetación demuestra que existe una relación inversa entre el sitio preciso

de un incendio y la extensión del cambio de la vegetación en ese mismo lugar. Esto implica que, en general, cuanto más cerca esté un incendio de una zona con vegetación, menor será el verdor de la vegetación en el futuro. Esta correlación se debe al hecho de que los incendios forestales dañan la vegetación, disminuyendo su capacidad de absorber la luz solar y realizar la fotosíntesis. En consecuencia, esto puede provocar una modificación en la tonalidad de la vegetación, volviéndola de un tono más marrón o gris. La asociación entre el lugar de un incendio y la alteración de la vegetación tiene importantes consecuencias para la gestión de los incendios forestales. Los esfuerzos para reducir la frecuencia y la gravedad de los incendios forestales pueden ayudar a preservar la vegetación y mantener la salud de los ecosistemas forestales.

La utilización de indicadores como el índice de vegetación de diferencia normalizada de diferencia relativa se puede emplear para realizar un análisis más completo de la región designada, lo que nos permite calcular la magnitud y extensión de los incendios. Sin embargo, es de suma importancia eliminar los posibles falsos positivos para lograr los resultados óptimos.

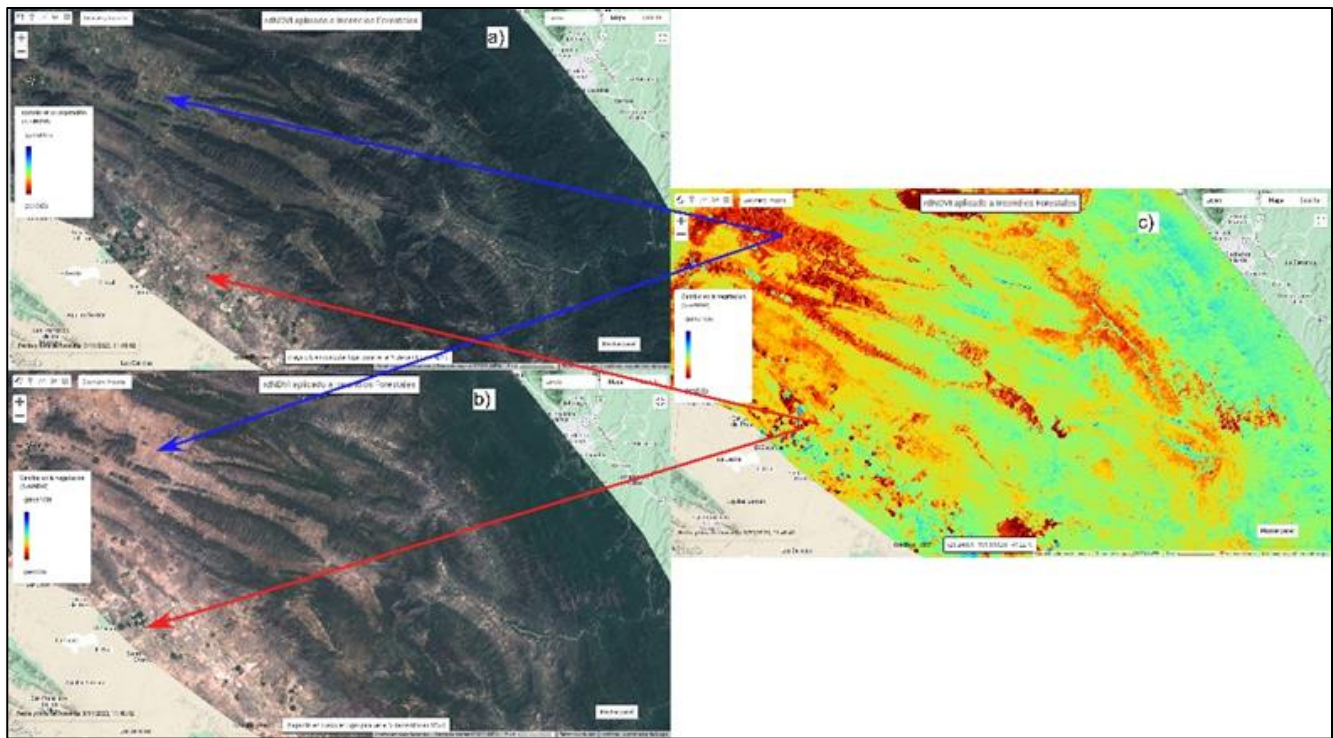


Figura 6: Cambios en el verdor de la vegetación atribuidos a actividades agrícolas o sequías. a) imagen satelital pre-evento, b) imagen post-evento y c) cambio rdNDVI.

Material complementario

Para una visualización a detalle de la zona de interés o de cualquier otra ingresada por el usuario referirse al siguiente enlace: [cambios rdNDVI](#).

Trabajos futuros

Para complementar el presente análisis, se evaluará la región afectada mediante la utilización del Índice Normalizado de Área Quemada (NBR) para estimar la extensión del incendio forestal. Además, se calcularán los valores del Índice de Esfuerzo Hídrico de la Hoja (LSWI), que pueden utilizarse para evaluar el nivel de hidratación de las plantas. Por último, se empleará el índice de Productividad Primaria Bruta (GPP) para determinar la productividad de biomasa de la vegetación y cuyos valores pueden resultar valiosos para la gestión y recuperación de los pastizales tras un incendio.

Referencias

- Amos, C., Petropoulos, G.P. & Ferentinos, K.P. (2019): Determining the use of Sentinel-2A MSI for wildfire burning & severity detection. – *International Journal of Remote Sensing*, **40**: 905-930.
- Ashley, S.T. & Ashley, W.S. (2008): Flood fatalities in the United States. – *Journal of Applied Meteorology Climatology*, **47**: 805-818.
- Auker, M.R., Sparks, R.S.J., Siebert, L., Crossweller, H.S. & Ewert, J. (2013): A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record. – *Journal of Applied Volcanology*, **2**: 1-24.
- CENAPRED (2023). Centro Nacional de Prevención de Desastres [Online], [Accessed 09/10/2023]. – Available: <https://www.gob.mx/cenapred>
- Cocke, A.E., Fulé, P.Z. & Crouse, J.E. (2005): Comparison of burn severity assessments using Differenced Normalized Burn Ratio and ground data. – *International Journal of Wildland Fire*, **14**: 189-198.
- CONAFOR (2023): Comisión Nacional Forestal [Online], [Accessed 08/10/2023]. – Available: <https://www.cnf.gob.mx>
- Ding, Y., Wang, M., Fu, Y., Zhang, L. & Wang, X. (2023): A Wildfire Detection Algorithm Based on the Dynamic Brightness Temperature Threshold. – *Forests*, **14**: 477.
- Escuin, S., Navarro, R.M. & Fernández, P. (2008): Evaluación de la severidad del fuego mediante el uso de NBR (Normalized Burn Ratio) y NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) derivados de imágenes LANDSAT

TM/ETM. – *International Journal of Remote Sensing*, **29**: 1053-1073.

Froude, M.J. & Petley, D.N. (2018): Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016. – *Natural Hazards Earth System Sciences*, **18**: 2161-2181.

Giuseppi, A., Germana, R., Fiorini, F., Delli-Priscoli, F. & Pietrabissa, A. (2021): UAV patrolling for wildfire monitoring by a dynamic voronoi tessellation on satellite data. – *Drones*, **5**: 130.

Holzer, T.L. & Savage, J. C. (2013): Global earthquake fatalities and population. – *Earthquake Spectra*, **29**: 155-175.

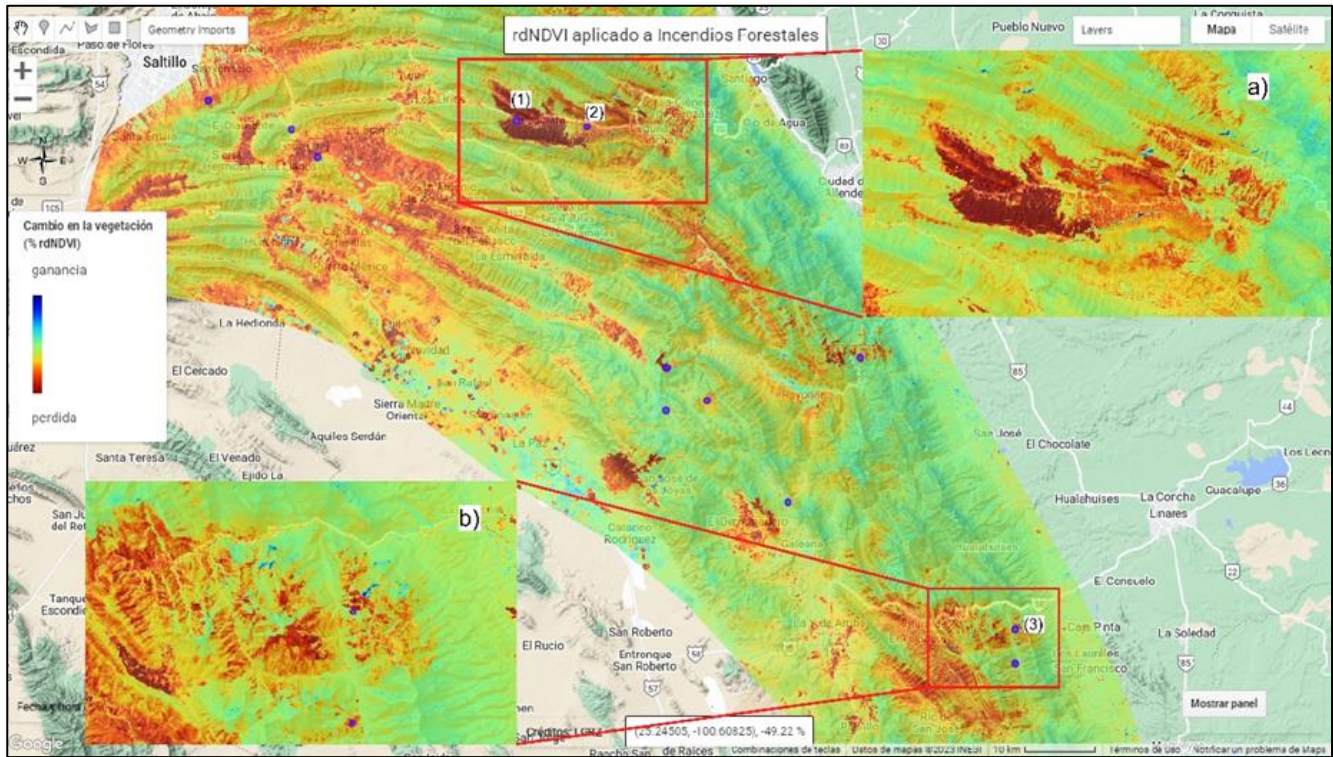


Figura 7: Comparación de incendios reportados en el 2021 con el cambio en el verdor de la vegetación para las áreas de a) Arteaga/Santiago y b) Caño de Santa Rosa.

Keeley, J.E. (2009): Fire intensity, fire severity and burn severity: a brief review and suggested usage. – *International Journal of Wildland Fire*, **18**: 116-126.

Korup, O., Densmore, A.L. & Schlunegger, F. (2010): The role of landslides in mountain range evolution. – *Geomorphology*, **120**: 77-90.

Macias-Delgadillo, J. (2004): Los aspectos Económicos y sociales del Niño en México. – en: Macias-Delgadillo, J. (Ed.): *Impactos Económicos del Niño en México* Ciudad de México. – Secretaría de Gobernación.

Miller, J.D. & Thode, A.E. (2007): Quantifying burn severity in a heterogeneous landscape with a relative version of the delta Normalized Burn Ratio (dNBR). – *Remote sensing of Environment*, **109**: 66-80.

Norman, S. & Christie, W. (2020): Satellite-based evidence of forest stress and decline across the conterminous United States for 2016, 2017, and 2018. – Gen. Tech. Rep. SRS-

250. Asheville, NC: US Department of Agriculture, Forest Service, Southern Research Station: 151-166.

PCNL. (2023). Protección Civil del estado de Nuevo León; Programa especial incendios forestales 2023 [Online], [Accessed 08/10/2023]. – Available: <https://www.nl.gob.mx/proteccioncivil>

Petley, D. (2012): Global patterns of loss of life from landslides. – *Geology*, **40**: 927-930.

Santi, P. M., Cannon, S., Degraff, J. & Shroder, J. (2013): Wildfire and landscape change. – *Treatise on Geomorphology*, **13**: 262-287.

Scheip, C.M. & Wegmann, K.W. (2021): HazMapper: a global open-source natural hazard mapping application in Google Earth Engine. – *Natural Hazards Earth System Sciences*, **21**: 1495-1511.

- SNIF (2023): Sistema Nacional de Información Forestal [Online]. – Comisión Nacional Forestal, [Accessed 10/10/2023]. <https://snif.cnf.gob.mx/incendios/>
- Yilmaz, O.S., Acar, U., Sanli, F.B., Gulgen, F. & Ates, A.M. (2023): Mapping burn severity and monitoring CO content in Türkiye's 2021 wildfires, using Sentinel-2 and Sentinel-5P satellite data on the GEE platform. – Earth Science Informatics, **16**: 221-240.

MINERALES METÁLICOS DE LA CONDrita ORDINARIA DUNAS DE LA SOLEDAD, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO

Augusto Antonio Rodríguez-Díaz^{1,*}, Ernesto Treviño-Marfil² & María Guadalupe Dávalos-Elizondo³

¹ *Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 Ciudad de México, México*

² *Mineralhunters_mx, collectible minerals, Santa Gertrudis 1238, La Purisima, Guadalupe, Nuevo León*

³ *Escuela Nacional de Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 Ciudad de México, México*

augusto@geofisica.unam.mx

Resumen

Los meteoritos son una ventana al pasado para investigar los procesos de formación del Sistema Solar y nuestro propio planeta. En el 2022 el meteorito Dunas de la Soledad, con recolección en Baja California, México, fue registrado y caracterizado como una condrita LL5 con una intensa oxidación. La condrita se compone principalmente de piroxeno, olivino y cantidades menores de feldespato recristalizado y troilita, y cantidades accesorias de kamacita, taenita cromita y merrillita. El meteorito exhibe cóndrulos <4800 µm y texturas en los silicatos y fases minerales metálicas que manifiestan los procesos primarios y secundarios de su formación.

Palabras clave

Meteorito, condrita, troilita, kamacita, taenita

Abstract

Meteorites are a window to the past to investigate the formation processes of the Solar System and our own planet. In 2022, the Dunas de la Soledad meteorite, collected in Baja California, Mexico, was recorded and characterized as an LL5 chondrite with intense oxidation. Chondrite is mainly composed by pyroxene, olivine and minor amounts of recrystallized feldspar and troilite, and accessory amounts of kamacite, taenite chromite and merrillite. The meteorite exhibits chondrules <4800 µm and textures in the silicates and metallic mineral phases that show the primary and secondary processes of its formation.

Keywords

Meteorite, chondrite, troilite, kamacite, taenite

Rodríguez-Díaz, A.A., Treviño-Marfil, E. & Dávalos-Elizondo, M.G. (2023): Minerales metálicos de la condrita ordinaria Dunas de la Soledad, Baja California, México. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 161-169.

Introducción

Los meteoritos son objetos naturales sólidos, que se pueden clasificar en pétreos, metálicos o mixtos. Pesan desde algunos gramos hasta varias toneladas y proceden del espacio alcanzando la superficie de la Tierra (Norton, 2002) Los meteoritos son rocas espaciales que nos dan datos acerca de la formación de la Tierra y el origen de la vida (e.g., Taylor, 2001; Pizzarello & Shock, 2010).

Los meteoritos proceden en su mayoría del cinturón de asteroides del Sistema Solar, algunos otros de la Luna o Marte. Todos ellos son muy antiguos y en su mayoría aquellos que se originan en asteroides se formaron hace unos 4,500 millones de años, al igual que la Tierra, otros >2 900 millones de años y >200 millones de años son procedentes de la Luna y Marte, respectivamente (Taylor, 2001). Así los meteoritos pueden darnos información de nuestro mundo y de la evolución del Sistema Solar.

Algunos de los componentes de las condritas (meteoritos pétreos) conservan un recuerdo de las condiciones presolares (Taylor, 2001). Las inclusiones refractarias en las condritas nos hablan de los primeros eventos registrados en el Sistema Solar (Bernatowicz et al., 2006). A pesar de que los meteoritos más comunes encontrados son condritas, la mayoría de las investigaciones sobre sus componentes se centra en sus cóndrulos (Bernatowicz et al., 2006; Huang et al., 2012) y en menor medida sus otros componentes (matriz, inclusiones y fases minerales metálicas). El estudio de fases minerales metálicas en meteoritos es reducido y más en especies mexicanas (Sánchez-Rubio et al., 2001; Dávalos-Elizondo, 2006; Reyes-Salas et al., 2010) a pesar que brindan información sobre la historia de las condiciones termales de formación, eventos de metamorfismo, procesos de inmiscibilidad de fluidos, condiciones redox e identificación del grupo químico de la condrita huésped (e.g., Wood 1967; Rubin, 1990; Hopfe & Goldstein, 2001; Kimura et al., 2008; Wasson & Rubin, 2010).

Uno de los meteoritos recién descubiertos y documentados en México es la condrita ordinaria (LL5) de Dunas de la Soledad, cuya caída ocurrió durante 2015 en Baja California, al norte del poblado de Guerrero Negro y del límite estatal con Baja California Sur (Figura 1). El meteorito fue recolectado por el Sr. Manuel Melesio Macklish, ejidatario local, y consiste de fragmento pétreo único (10 x 9 x 8 cm), intensamente oxidado, con peso de 2.52 kg y clasificado en 2022 (Silva et al., 2022).

El meteorito consta de olivino, piroxeno (pobre en Ca), feldespato recristalizado, kamacita, taenita, cromita, óxidos de hierro, merrillita y troilita. Se caracteriza por contar con cóndrulos y una fuerte oxidación en la matriz y en las fases minerales metálicas. El objetivo del presente estudio es proporcionar las generalidades de las fases metálicas, su

caracterización y la obtención de la química mineral, a fin de inferir el proceso de formación del meteorito Dunas de la Soledad.

Metodología

Se utilizó un microscopio petrográfico de luz transmitida y reflejada Motic, modelo Panthera Tec, del Laboratorio de Petrografía y Microtermometría de Inclusiones Fluidas, Instituto de Geofísica, UNAM, con el objeto de estudiar las asociaciones minerales, especialmente las metálicas y sus características texturales en secciones pulidas.

La descripción petrográfica fue complementada con análisis con Microscopio Electrónico de Barrido (SEM) en el Laboratorio Universitario de Petrología, Instituto de Geofísica, UNAM, utilizando un equipo marca JEOL, con un detector de análisis EDAX. La química mineral en fases minerales metálicas se realizó con una microsonda electrónica JEOL JXA-8900R en el mismo laboratorio. Las condiciones analíticas fueron las siguientes: aceleración de corriente 20 Kv, intensidad de corriente 20 nÁ y el diámetro del láser fue de 1 µm. El tiempo de análisis fue de 20 segundos en el pico y de 10 segundos en el “background”. Los estándares utilizados fueron minerales.

Adicionalmente se reconocieron hidróxidos minerales producto de la oxidación de fases metálicas mediante espectroscopía de visible a infrarrojo cercano a infrarrojo de onda corta (VisNIR-SWIR: *visible to near infrared to short-wave infrared*). El equipo utilizado fue un espectroradiómetro ASD LabSpec® con medición puntual en fases de interés y registradas en una longitud de onda entre los 400 y 2500 nm.

Generalidades sobre clasificación de meteoritos y fases minerales presentes

No todos los meteoritos son iguales, con base en el conocimiento que se tiene sobre sus procesos de formación, se pueden clasificar como (Figura 2; Taylor, 2001; Trigo-Rodríguez, 2012): (a) no diferenciados a todos aquellos que proceden de cuerpos de pocos cientos de kilómetros de dimensiones y que no han experimentado diferenciación química. En general, tales meteoritos se denominan condritas, debido a que en su estructura encontramos mayoritariamente una amalgama de esferulitas (e.g., vítreas) de naturaleza ígnea que se denominan cóndrulos, junto a otras inclusiones minerales, embebidos en una matriz fina de micropartículas minerales, fragmentos de cóndrulos y, en ocasiones, materia orgánica. Todos estos componentes agregados en las condritas formaron parte del disco protoplanetario mucho antes de que se formasen los planetas. Por lo tanto, los asteroides de composición condritica son aquellos que, dado su pequeño diámetro, no experimentaron diferenciación y constituyen auténticos

“bloques fósiles” de la historia temprana del Sistema Solar (Taylor, 2001) y (b) son los meteoritos que proceden de cuerpos planetarios diferenciados y se pueden distinguir en tres tipos principales: rocosos (acondritas), metalorocosos (mixtos) y metálicos. Los componentes de este grupo son minerales secundarios, resultado de procesos metamórficos ocurridos en cuerpos de miles de kilómetros de dimensiones. Las acondritas son rocas formadas en la superficie de sus respectivos cuerpos

planetarios, mientras que los otros meteoritos proceden de regiones del manto interno de cuerpos diferenciados. Este es el caso de los meteoritos metalorocosos y metálicos. Los meteoritos metalorocosos más comunes son las palasitas. Los meteoritos metálicos proceden de núcleos de cuerpos planetarios que llegan a la superficie de la Tierra por resultado de su destrucción en grandes impactos.

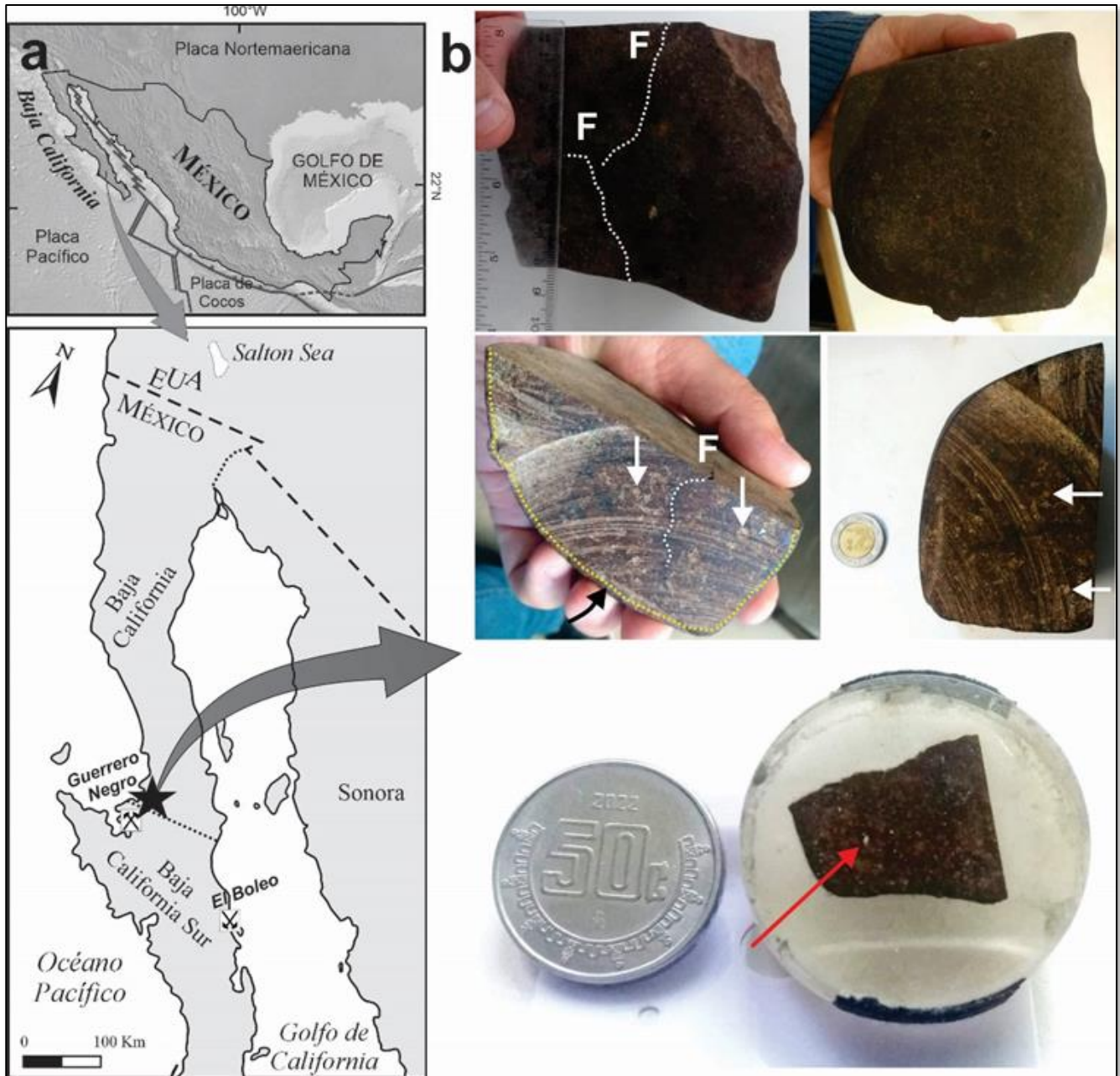


Figura 1: Ubicación del sitio de recolección de meteorito Dunas de la Soledad, Baja California, México. (b) Meteorito Dunas de la soledad, costra superficial (costra de fusión, flecha amarilla), incipientes regmaglypts e interior en sección de corte, nótese la presencia de cóndrulos (flechas blancas), fases minerales metálicas (flecha roja) y fracturas (F).

Particularmente, las condritas proceden del material constituido de pequeños asteroides y de algunos cometas (Taylor, 2001; Bernatowicz et al., 2006; Huang et al., 2012). Desde un punto de vista mineralógico, las condritas son meteoritos rocosos que, por término general, se encuentran formados por minerales similares (e.g., olivino, piroxenos y feldespatos, principalmente; aleaciones Fe-Ni, óxidos, sulfuros, fosfatos y otros silicatos).

Las principales clases y grupos de condritas (Figura 2b) fueron propuestas por Wasson (1985): (i) ordinarias, (ii) enstatita, (iii) carbonáceas y (iv) anómalas.

Las condritas ordinarias representan el tipo más común que ha llegado a la Tierra y proceden de asteroides moderadamente grandes. Ellos experimentaron metamorfismo térmico y sus materiales constituyentes fueron calentados moderadamente sin llegar a fundirse. Las condritas de enstatita están formadas

principalmente por este ortopiroxeno. Se considera que su formación procede de materiales reducidos y homogéneos hallados en la región interna de la formación de los planetas terrestres. Las condritas carbonáceas se formaron en regiones más externas, ya que constan de compuestos orgánicos, volátiles, agua y minerales hidratados. Existen condritas que exhiben una composición que no permite asignarlas a un grupo definido y son denominadas anómalas, su procedencia se relaciona a cuerpos progenitores y a diversos procesos particulares en la historia del cinturón de asteroides.

A las condritas ordinarias se las designa como H, L y LL acorde a su valor del cociente de hierro a óxido de hierro (Fe/FeO) en orden de decremento, 0.58, 0.29 y 0.11, respectivamente. El tamaño de los cóndrulos también suele incrementarse por lo general de la clase H a la LL.

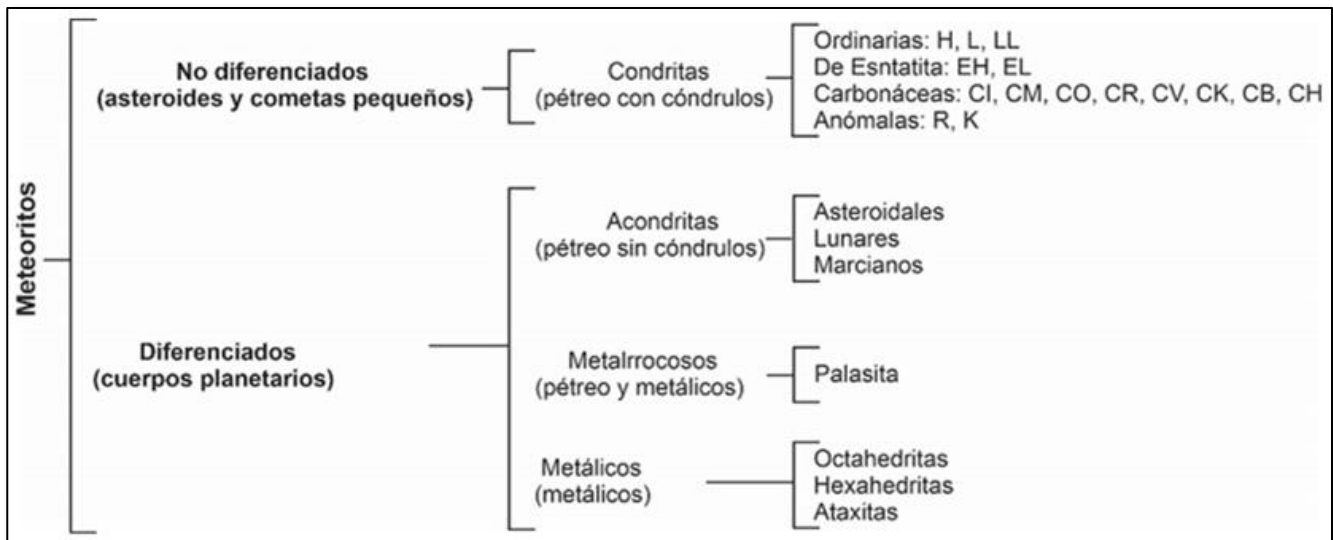


Figura 2: Esquema de los tipos de meteoritos.

Generalmente, en los meteoritos se pueden identificar dos o tres docenas de minerales con apoyo de la microscopía de luz transmitida, el resto son opacos o demasiado pequeños, y se pueden examinar con microscopía de luz reflejada o requieren la aplicación de técnicas mineralógicas determinativas y descriptivas (e.g., microscopía de luz reflejada, difracción de rayos X, microscopía electrónica y análisis con microsonda electrónica y espectroscopía de masas acoplado por inducción con ablación láser).

Los minerales más abundantes en los meteoritos incluyen al piroxeno, olivino, feldespatos, kamacita y taenita (una mezcla de hierro y níquel), y pequeñas cantidades de troilita, eschreibersita y cohenita. Los silicatos (piroxenos, olivinos y feldespatos) son las fases principales en los meteoritos pétreos, en tanto los minerales opacos (metálicos) están representados por la

kamacita y la taenita, junto con pequeñas cantidades de eschreibersita y cohenita, dominan los meteoritos metálicos (Norton, 2002; Norton & Chitwood, 2008). Dentro de las fases metálicas en los meteoritos podemos encontrar (Tabla 1):

Tabla 1: Minerales metálicos en meteoritos (Norton & Chitwood, 2008; Pracejus, 2015).

Mineral	Fórmula química	Notas
Óxidos		
Cromita	FeCr ₂ O	Mineral común en los meteoritos. Es el óxido dominante en las condritas ordinarias. A menudo se encuentra como granos euhédricos y subédricos pequeños, negros y opacos en cóndrulos.

Mineral	Fórmula química	Notas
Ilmenita	FeTiO ₃	Mineral accesorio común en rocas ígneas terrestres, acondritas, basaltos lunares y basaltos marcianos. Mineral gris fuerte y ligeramente magnético.
Magnetita	Fe ₃ O ₄	Comúnmente en matriz de condritas carbonosas y en pequeñas cantidades en condritas ordinarias y algunas acondritas. Presente en las cortezas de fusión de meteoritos pétreos y que forma una capa negra sobre los meteoritos erosionados a su entrada a la Tierra. Mineral gris fuerte, isotrópico y fuertemente magnético.
Perovskita	CaTiO ₃	Óxido mineral de alta temperatura hallado en inclusiones refractarias (CAIs) en condritas carbonosas. Mineral gris azulado y de reflexiones internas rosas a naranjas.
Perovskita	CaTiO ₃	Óxido mineral de alta temperatura hallado en inclusiones refractarias (CAIs) en condritas carbonosas. Mineral gris azulado y de reflexiones internas rosas a naranjas.
Espinela	MgAl ₂ O ₄	Presente como octaedros diminutos y opacos. Usualmente en pequeñas cantidades en cóndrulos, agregados e inclusiones refractarias en condritas CV Mineral gris oscuro a ligero tinte marrón, con ocasionales reflexiones internas en tonos verdes.
Sulfuros		
Pentlandita	(Fe,Ni) ₉ S ₈	Asociado con inclusiones de troilita. Se encuentra en cantidades accesorias en la matriz y los cóndrulos de las condritas CO, CV, CK y CR. Similar a la pirrotina en color bronce, crema claro a amarillento, no magnético hasta que se calienta.
Pirrotina	Fe _{1-x} S	Común en meteoritos deficientes en hierro con respecto al azufre. Mineral accesorio en condritas CM. Similar a la troilita. Mineral café claro con fuerte anisotropía en tonos café, azul y gris.
Troilita	FeS	Fase mineral accesorio en meteoritos. Se encuentra como nódulos en meteoritos metálicos y se asocia con inclusiones de grafito. En los meteoritos condriticos se encuentra como pequeños agregados o granos tanto en los cóndrulos como en la matriz. Mineral café claro y con fuerte anisotropía en tonos café, azul y gris. Se diferencia de la pirrotina por su contenido ligeramente mayor en hierro y no es magnética.
Elementos nativos y aleaciones		
Awaruita	Ni ₂₋₃ Fe	Mineral en cantidades menores en condritas CV y en pequeñas cantidades en condritas CK y R. Similar a la taenita.
Cobre	Cu	Se encuentra ampliamente en pequeñas cantidades en condritas ordinarias y meteoritos de hierro. También se encuentran trazas en algunas condritas CV. Generalmente se encuentra en pequeñas inclusiones en aleaciones de Fe-Ni y troilita.

Mineral	Fórmula química	Notas
Diamante	C	Un polimorfo del grafito producido por presiones de choque durante un impacto ya sea en el espacio o en la Tierra. Se encuentra en algunos meteoritos con nódulos de grafito y en la matriz carbonosa de las ureilitas. También se encuentra en condritas CM como diamantes interestelares.
Lonsdaleita	C	Un polimorfo hexagonal de diamante. Ocurre en ureilitas y metálicos IA. Producido por metamorfismo de choque del grafito en el cuerpo principal.
Kamacita	α-(Fe, Ni)	Una aleación metálica de Fe y Ni de fase alfa (baja temperatura) que contiene entre 4 y 7.5 % en peso de Ni, generalmente <10%. La kamacita es el metal principal de meteoritos metálicos, un metal accesorio en las condritas ordinarias y un metal menor en algunas acondritas. Mineral gris medio con un ligero tinte café.
Taenita	γ-(Fe, Ni)	Una aleación de Fe y Ni de fase gamma (alta temperatura) con níquel variable del 20 al 65% en peso en meteoritos metálicos. Se presenta como láminas delgadas que bordean placas de kamacita o como crecimientos intercalados con kamacita para formar plessita. Mineral de color gris oscuro a medio, con ligero tinte café, ocasionalmente con textura mirmequítica.
Plessita	FeNi	Un intercrecimiento de grano fino de kamacita y taenita comúnmente presente en meteoritos metálicos y algunas condritas.

Resultados y Discusión

Meteorito Dunas de la Soledad

El meteorito se compone principalmente de piroxeno, olivino, en cantidades menores feldespato recristalizado y troilita, y accesorias kamacita, taenita, cromita, merrillita e hidróxidos de hierro. El tamaño de cóndrulos varía entre 700 a 3500 μm, y promedio de 1700 μm (Silva et al., 2022). El olivino es de tipo fayalita Fa_{27.1±0.5} (rango Fa_{26.4-28.6}) y el piroxeno es pobre en Ca Fs_{22.8±0.5}Wo_{1.6±0.2} (rango Fs_{22.1-24.4}Wo_{0.9-2.1}; Silva et al., 2022).

El meteorito Dunas de la Soledad fue clasificado como una condrita ordinaria LL5. Además, con las clasificaciones por metamorfismo de choque S4: choque moderado, con fuerza de impacto de 30-35 GPa y por grado de intemperismo W4: fuertemente alterado (Silva et al., 2022).

Descripción Macroscópica

La muestra analizada es una sección cerrada del único fragmento recuperado, exhibe una superficie de tacto liso (<1.7 mm) de color marrón rojiza que denota los diferentes grados de oxidación en la muestra y constituye la corteza de fusión del meteorito (Figura 1). Sólo un sector exhibe un pequeño

desprendimiento de la corteza de fusión. Ocasionalmente, pueden reconocerse en su superficie pequeñas depresiones poco profundas (e.g., *regmaglypts*: estructuras que se forman en la superficie de algunos meteoritos cuando atraviesan la atmósfera terrestre). La muestra presenta evidencia escasa de fracturamiento, aunque los planos de fracturas tienen halos de oxidación.

La sección denota en su interior una textura de matriz de microcristalina de color beige a marrón, con cóndrulos <3.8 mm de color beige a amarillo claro y minerales metálicos oscuros (óxidos) y amarillo pálido (aleaciones y sulfuros) diseminados (<2 mm).

Descripción Microscópica

Texturalmente denota cóndrulos <4800 μm , los cóndrulos de piroxeno son radiales a pseudoradiales y los olivinos se caracterizan por ser porfídicos con un intenso fracturamiento, arreglo reticular de fracturas planares y mosaicismos (Figura 3). Este arreglo es consistente con la exposición del meteorito a fuertes a moderados impactos, coincidente con su clasificación S4 (Silva et al., 2022). El meteorito se distingue por una fuerte oxidación en la matriz y de moderada a fuerte en fases minerales metálicas.

Las fases metálicas en el meteorito están presentes en un 8% modal, sin considerar minerales secundarios por oxidación. La troilita es la fase predominante (~5% modal). Las aleaciones de Fe-Ni están alrededor de un 3% modal y <1% modal de cromita.

Los componentes opacos se pueden encontrar dentro de los cóndrulos, en los bordes de los cóndrulos y en la matriz (Figura 2). La troilita es generalmente policristalina en agregados subredondeados, presenta forma pseudo-hexagonal, intersticial entre silicatos, suele estar formando un anillo discontinuo alrededor de los cóndrulos y relleno de fracturas rectangulares en olivinos. Los límites curvos entre troilita y olivino y piroxeno sugieren que el sulfuro y el silicato alguna vez fueron dos líquidos coexistentes. Las relaciones texturales pueden sugerir génesis de procesos de alta temperatura que probablemente tuvieron lugar en un entorno nebuloso, en el caso de las troilitas de anillos y relleno de fracturas posiblemente se vinculan a impactos.

Las aleaciones de Fe-Ni exhiben granos anhedral. Las partículas metálicas de condrita ordinarias suelen presentar interfaces irregulares de taenita/kamacita. La komacita es la aleación predominante y asociada con taenita adyacente.

El aumento en el estado de oxidación de la masa fundida de cóndrulos favoreció la precipitación de cromita, fosfatos y silicatos, que todavía están asociados con granos metálicos en el interior de cóndrulos (Figura 4). En el meteorito ocurre cromita como pequeños cristales opacos en los cóndrulos y en la

matriz, a menudo en forma de agregados anhedral o como pequeños granos isométricos. La cromita podría producirse mediante un nivel moderado de metamorfismo térmico (Rubin, 1990) y su presencia también sugiere efectos de impacto (Kimura et al., 2008) en la historia del meteorito.

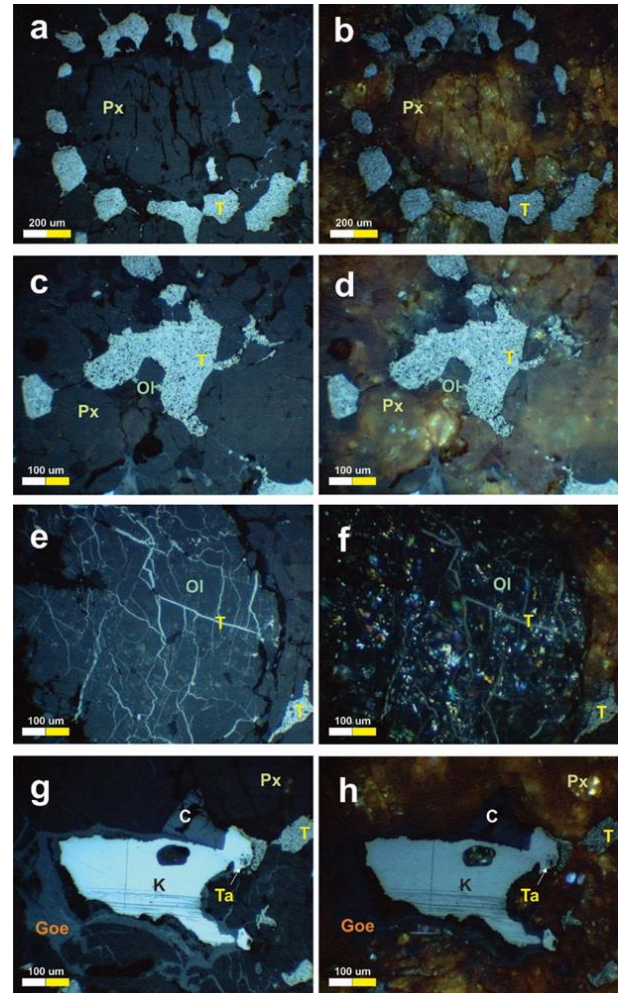


Figura 3: Asociaciones de minerales metálicos. (a) Anillo discontinuo de troilita alrededor de cóndrulo de piroxeno pseudoradial. (b) Nícoles cruzados de imagen (a). (c) Textura de aglomerados microcristalinos de bordes redondeados de troilita en matriz. (d) Nótese anisotropía marcada de la troilita. (e) arreglo reticular con fracturas planares en olivino, rellenos por troilita. (f) mismo que g con nícoles cruzados. (g) Kamacita asociada con taenita, troilita y cromita. Abreviaturas: Px, piroxeno; Ol, olivino; Tr, troilita; K, komacita; T, taenita; C, cromita; Goe, goethita.

Microscopía electrónica y química mineral

El contenido de Fe, Ni, Co y Cr de los granos metálicos fue medido cuantitativamente (Tabla 2). El metal Fe-Ni está dispuesto en un patrón relativamente no homogéneo con un contenido de Ni comparable. El contenido de Ni de la kamacita

varía entre 5.47 y 6.03% en peso y el contenido de Ni de la taenita se encuentra alrededor de los 46.0 % en peso.

La troilita en inclusión exhibe cantidades de Ni superiores a las de textura de anillo. La kamacita contiene más Co que la

taenita, la movilización del Co se presenta en un amplio rango de temperaturas.

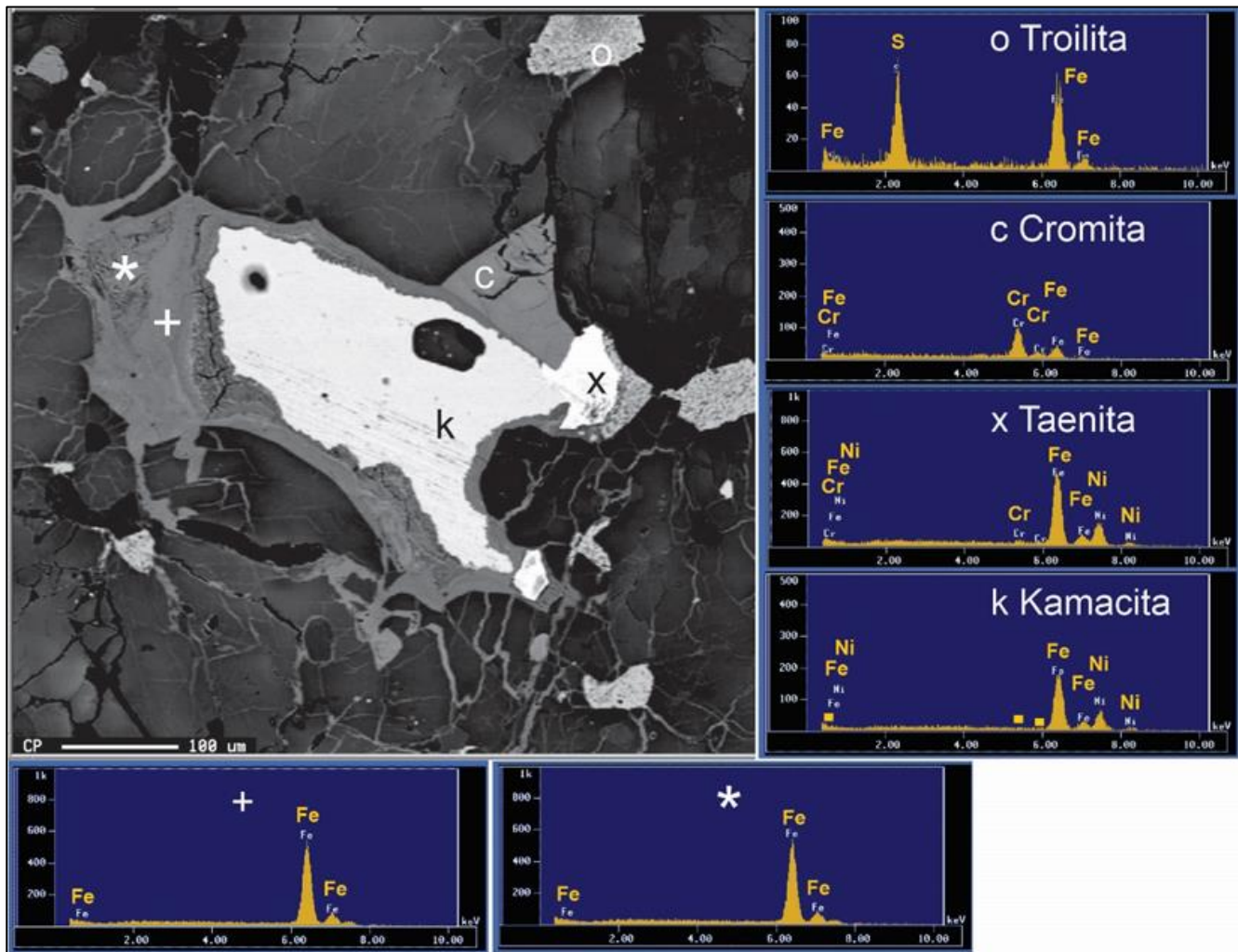


Figura 4: Imagen SEM-BSE y análisis de química mineral semicuantitativo EDS de asociación de fases metálicas características. Abreviaturas: K, komacita; T, taenita; C, cromita.

Tabla 2: Análisis de química mineral cuantitativa con microsonda electrónica de fases metálicas.

Elemento	K1	K2	K3	T1	T2	Tr1	Tr2	Tr3
Fe	92.54	92.91	92.05	52.69	53.13	64.01	63.98	63.76
Ni	5.71	5.47	6.03	45.89	45.96	-	-	0.02
Co	0.02	0.01	0.03	0.01	-	-	-	-
Cr	0.00	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.01	-
S	-	-	-	-	-	36.01	35.79	35.69

K1 y K2: komacita con taenita; K3: komacita, T1 y T2: taenita relacionada con komacita; Tr1 y Tr2: troilita de anillo; Tr3: troilita de inclusión en matriz.

Oxidación

La condrita exhibe una fuerte oxidación en su aspecto y con la presencia de hidróxidos de hierro. Casi la mitad de las aleaciones de Fe-Ni presentan tienen halos de oxidación (Silva et al., 2022), en el caso de la troilita es menos intensa la oxidación, con ataque selectivo y ocasionales halos microcristalinos con hidróxidos. La clasificación respecto al grado de intemperismo fue de W2 (Silva et al., 2022), con oxidación de los metales, sulfuros y patinas de óxidos en la matriz.

Los minerales de oxidación fueron identificados por Vis-NIR-SWIR (Figura 5), con predominancia de goethita y ocasionalmente lepidocrocita. La goethita tiene una característica de pico amplio con longitudes de onda alrededor de 920-935 nm. La lepidocrocita muestra longitudes de onda

alrededor de 920 nm (Thompson et al., 1999). Además, en los sectores más oxidados del meteorito puede presentar cantidades accesorias de esmectita (e.g., Thompson et al., 1999).

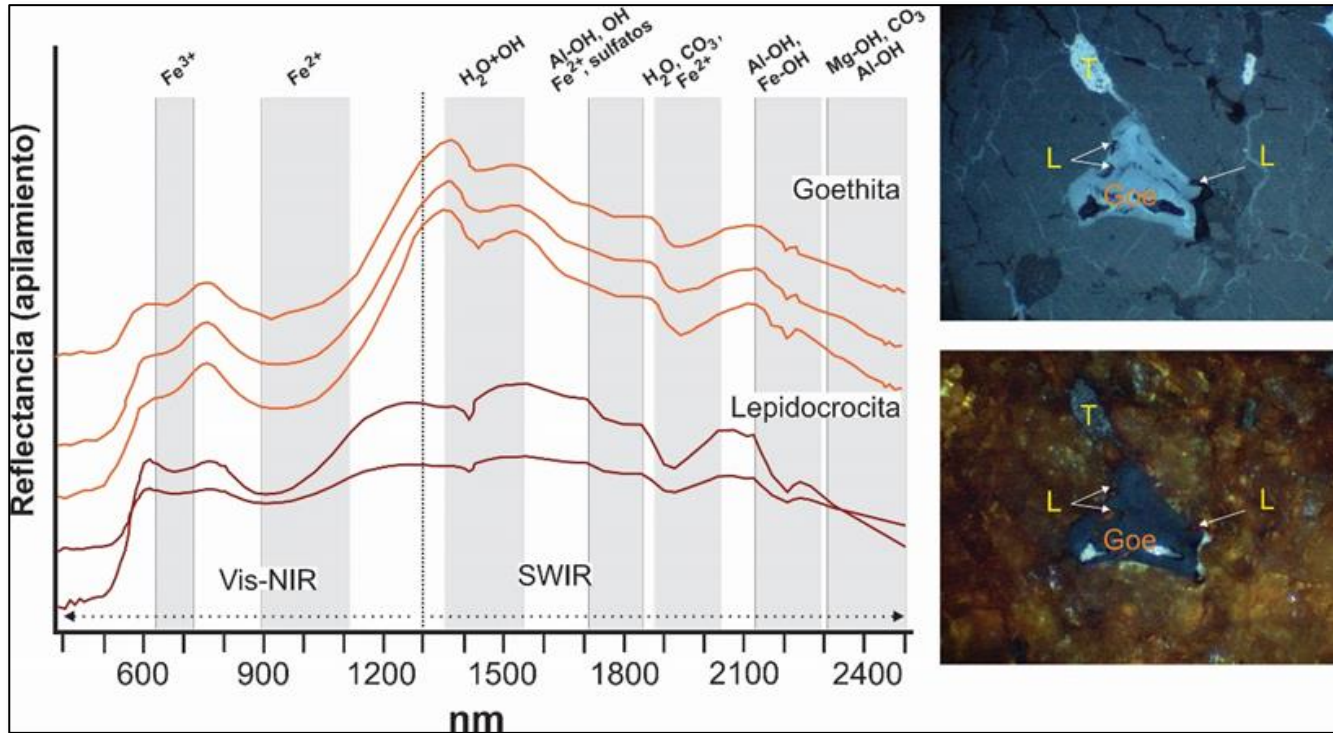


Figura 5: Gráfico de espectros Vis-NIR-SWIR de goethita y lepidocrocita de matriz y corteza oxidada de meteorito Dunas de la Soledad. Fotomicrografías de troilita oxidada. T: troilita, Goe: goethita, L: lepidocrocita.

Conclusiones

Los componentes de las condritas conservan los registros de los primeros eventos registrados en el sistema solar. El meteorito Dunas de la Soledad se compone principalmente de piroxeno, olivino, con cantidades menores de feldespato recristalizado y troilita, y accesorias que incluyen kamacita, taenita, cromita, merrillita, goethita y lepidocrocita. El meteorito tiene cóndrulos <4800 μm . El olivino exhibe una textura con arreglo reticular de fracturamiento planar y el piroxeno denota una textura radial. El meteorito se ha clasificado como una condrita ordinaria LL5. Las texturas en los silicatos son consistentes con la clasificación de grandes impactos S4 y con respecto al intemperismo es grado W2, coincidente con las fases de óxido identificadas (goethita y lepidocrocita). Las fases minerales metálicas aparecen como cristales xenomorfos o aglomerados microcristalinos de bordes redondeados y ocasionalmente como pequeños granos redondos con un diámetro de un par de decenas de micras. Las relaciones texturales sugieren una génesis de procesos de alta temperatura

que probablemente tuvieron lugar en un entorno nebular, en el caso de las troilitas de anillos y relleno de fracturas posiblemente se vinculen por impacto. Existen pequeñas variaciones en el contenido de Ni y Co entre aleaciones y sulfuros, indicando varios procesos de formación primaria y secundaria.

Referencias

- Bernatowicz, T.J., Croat, T.K. & Daulton, T.L. (2006): Origin and evolution of carbonaceous presolar grains in stellar environments. – *Meteorites and the Early Solar System, II*: 109-126.
- Dávalos Elizondo, M.G. (2006): Una revisión sobre la naturaleza y el origen de las meteoritas metálicas y estudio preliminar de una meteorita metálica mexicana. – Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, N.L.
- Hopfe, W.D. & Goldstein, J.I. (2001): The metallographic cooling rate method revised: Application to iron meteorites

- and mesosiderites. – *Meteoritics & Planetary Science*, **36**: 135-154.
- Huang, S., Farkaš, J., Yu, G., Petaev, M.I. & Jacobsen, S.B. (2012): Calcium isotopic ratios and rare earth element abundances in refractory inclusions from the Allende CV3 chondrite. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **77**: 252-265.
- Kimura, M., Grossman, J.N. & Weisberg, M.K. (2008): Fe-Ni metal in primitive chondrites: Indicators of classification and metamorphic conditions for ordinary and Co chondrites. – *Meteoritics & Planetary Science*, **43**: 1161-1177.
- Norton, O.R. (2002): *The Cambridge Encyclopedia of Meteorites*. – 374 p. (Cambridge University Press).
- Norton, O.R. & Chitwood, L.A. (2008): *Field guide to meteors and meteorites*. – 287 p.; London, UK (Springer).
- Pracejus, B. (2015): *The ore minerals under the microscope: an optical guide*. – 87 p.; Budapest, Hungary (Elsevier).
- Pizzarello, S. & Shock, E. (2010): The organic composition of carbonaceous meteorites: the evolutionary story ahead of biochemistry. – *Cold Spring Harbor Perspectives in Biology*, **2(a002105)**.
- Reyes-Salas, A.M., Sánchez-Rubio, G., Altuzar-Coello, P., Ortega-Gutiérrez, F., Flores-Gutiérrez, D., Cervantes de la Cruz, K., Reyes, E. Linares, C. (2010): Petrografía y química mineral del meteorito Escalón, una condrita H4, México”. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **27**: 148-161.
- Rubin, A.E. (1990): Kamacite and olivine in ordinary chondrites: Intergroup and intragroup relationships. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 1217-1232.
- Sánchez-Rubio, G., Rubinovich-Kogan, R., Lozano-Santa Cruz, R., Medina-Malagón, S. & Flores-Gutiérrez, D. (2001): *Las Meteoritas de México*. – Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Instituto de Geofísica e Instituto de Astronomía: 85 p.
- Silva, G.G., Sheikh, D. & Cervantes-de la Cruz, K.E. (2022): The meteorite from Dunas de la Soledad: a new find from Mexico. – *Boletim da Sociedade Astronômica Brasileira*, **33**: 83-84.
- Taylor, S.R. (2001): *Solar system evolution: A new perspective*. – 412 p.; (Cambridge University Press).
- Thompson, A.J.B., Hauff, P.L. & Robitaille, A.J. (1999): Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. – *Society of Economic Geologists Newsletter*, **39**: 16-27.
- Trigo-Rodríguez, J.M. (2012): *¿Qué sabemos de? Meteoritos*. – 117 p.; Madrid, España (CSIC).
- Wood, J.A. (1967): Chondrites: Their metallic minerals, thermal histories, and parent planets. – *Icarus*, **6**: 1-49.
- Wasson, J.T. (1985): *Meteorites: Their Record of Early Solar System History*. – 267 p.; (Freeman).
- Wasson, J.T. & Rubin, A.E. (2010): Metal in CR chondrites. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**: 2212-2230.

LAS CIENCIAS DE LA TIERRA EN EL USO DE EVIDENCIA CIENTÍFICA Y OPINIÓN EXPERTA EN LAS FUNCIONES PERICIALES

Igor Ishi Rubio-Cisneros^{1,2,3,*}

¹ Consejo de la Judicatura Federal, Insurgentes Sur 2417, San Ángel, Álvaro Obregón, C.P. 01000, Ciudad de México. Perito integrante de la lista

² Centro de Estudios Parlamentarios, Universidad Autónoma de Nuevo León, Biblioteca Universitaria Raúl Rangel Frías, Av Alfonso Reyes 400, Niños Héroes, Regina, 64290, Monterrey, Nuevo León

³ Téotl Geociencias e Ingeniería Aplicada, Prolongación Ruiz Cortines 1000, Nivel 3 Loc. 5, Reserva Cumbres, Monterrey, Nuevo León, México. Consultor

* igor_rubio@yahoo.com

Resumen

Las Ciencias de la Tierra, junto con las normas jurídicas, son fundamentales en la administración de justicia al aportar validez científica y conocimiento técnico en peritajes de geología y medio ambiente. Los graduados en las geociencias pueden ejercer sus competencias para disentir o solucionar controversias utilizando los métodos científicos. El ejercicio pericial lo desempeña un experto para la construcción empírica de evidencia científica fiable, sin insinuaciones ni presentimientos y una interpretación coherente. Esta acta de orientación vocacional está dirigida a estudiantes de educación superior, proporcionando información sobre la resolución de conflictos legales.

Palabras clave

Geociencias, disentir, prueba pericial geológica y ambiental, presentimiento, insinuación (intuición)

Abstract

Earth Sciences, along with legal norms, are essential in the administration of justice by providing scientific validity and technical knowledge in geological and environmental assessments. Graduates in geosciences can apply their skills to dissent or resolve disputes using scientific methods. Expert testimony is carried out by a specialist for the empirical construction of reliable scientific evidence, without innuendo nor hunches and for a coherent interpretation. This vocational guidance document is aimed at higher education students offering information on the resolution of legal conflicts.

Keywords

Geosciences, dissenting, environmental and geological expert evidence, hunch, innuendo (intuition)

Rubio-Cisneros, I.I. (2023): Las Ciencias de la Tierra en el uso de evidencia científica y opinión experta en las funciones periciales. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 171-177.

Introducción

En la orientación vocacional de las Ciencias de la Tierra, incluyendo las geociencias, la geología y otras disciplinas afines, existen algunos servicios profesionales poco comentados en las aulas, una de esas es la función pericial. Algunas de las causas que se han discutido en la literatura para omitir estas unidades de aprendizaje son su deficiente diseño en los planes de enseñanza y su falta de preparación a nivel procesal para afrontar casos legales. También influye la débil cultura jurídica en relación con el conocimiento experto científico y la inversión insuficiente en este ámbito. Además, la prueba pericial es costosa tanto desde el punto de vista económica para elaborar las pruebas tecnológicas como desde el aspecto cognitivo en la formación del experto (Cossío-Díaz et al., 2017; Rabasa Salinas et al., 2020).

En su cuadragésimo aniversario, la Facultad de Ciencias de la Tierra (UANL) ha formado un cuadro académico con la carga conceptual y práctica necesaria para que los egresados profesionistas puedan desempeñarse en la función pericial. En particular, el geólogo y otros profesionales afines, debido a su formación en las ciencias naturales y exactas tienen la capacidad de comprender y analizar cómo funciona el planeta con sus fenómenos naturales y cómo estos interactúan con la sociedad. Esta comprensión les permite abordar asuntos derivados de los derechos individuales, las sucesiones de la naturaleza y los aspectos colectivos con las transformaciones de los sistemas naturales. Por ejemplo, esto puede incluir cuestiones relacionadas con el derecho de la propiedad, con un impacto significativo en los derechos ambiental, climático y humanos (Tabla 1; Cafferatta, 2004; Latapie-Aldana et al., 2020; Rabasa-Salinas & de Windt, 2021). Depende del “detective del paisaje” o del geólogo intérprete capacitarse en los principios del derecho [comparado], pues no son los motivos en esta breve acta (OEA, 2018). Finalmente, se busca involucrar a los científicos e ingenieros en las políticas en las que puedan tener impacto.

Tabla 1: Asuntos del derecho vinculados al perito.

Asunto del derecho	Referencia	Apartado/Artículo
Designación de los expertos	Código Federal de Procedimientos Civiles	79,80
Diligencias probatorias para mejor proveer	Código Federal de Procedimientos Civiles	79,80
	Ley de Amparo	2
	Constitución Política	35,59,60
	Ley Reglamentaria	frac. I y II
	Ley Reglamentaria	frac. I y II
Medios de prueba	Código Federal de Procedimientos Civiles	93,143,600
Acceso a la información	Constitución Política	6
El espacio físico (sustentabilidad)	Constitución Política	4,25,27
Daño Moral (afectación la configuración y aspecto físico)	Código Civil para el Distrito Federal	1916

Asunto del derecho	Referencia	Apartado/Artículo
Personal para las instituciones de seguridad pública	Constitución Política	21
Competencias dependencias	Constitución Política	73
Desahogo de la prueba pericial	Constitución Política	105
	Ley Reglamentaria de las Fracciones I y II	35,39,40

Perfil del experto

Tanto la ciencia como el derecho se basan en la presunción de imparcialidad y objetividad, aunque ninguna de estas dos actividades es completamente objetiva. En este contexto las respuestas no son absolutas y existen diversas interpretaciones de la evidencia científica a través de análisis cualitativos y cuantitativos. El peritaje es una actividad humana de carácter procesal, que conecta la dialéctica entre las áreas del conocimiento científico y el derecho. El descubrimiento del espacio físico con su medio ambiente tiene un impacto en el ámbito del derecho. Por lo tanto, el derecho determina cómo se valida la ciencia, y esta última determina cómo se expresa el derecho.

¿Cómo abordan los ministros de la Suprema Corte casos técnicamente complejos? En México, el Consejo de la Judicatura Federal, es el órgano encargado de aprobar la función y el desempeño de los peritos que auxilian al Poder Judicial de la Federación y a los Estados. ¿Cuál es la diferencia entre las instituciones periciales y los peritos de lista? En el primer caso, la selección del perito experto se realiza por un tercero o una institución sin afinidad a las dependencias judiciales; en cambio, en el segundo esta afinidad si existe y está sujeta a la observancia de la ley. En ambos casos, se establece un “directorio de expertas y expertos” conformado por aquellos que cumplen los requisitos mínimos. Son legítimos porque un perito oficial no es y no puede ser experto en todas las materias, para fines de análisis, profundización en interpretaciones y acercarse lo más posible a la mejor interpretación de un hecho o un fenómeno, se consulta a un experto en la materia en disputa (puede ser del sector académico o del sector privado con probado prestigio y honestidad) para orientar y fortalecer el peritaje solicitado.

El experto lleva a cabo su labor por encargo judicial, actuando en nombre de terceros ajenos a las partes del proceso. Él está calificado en función de su experiencia, conocimientos técnicos y científicos, y proporciona al Juez argumentos y razones respaldados por evidencia para facilitar la toma de decisiones en casos donde existen dudas. En ocasiones, para demostrar la certeza de los hallazgos en las pruebas periciales, existen datos tan obvios que incluso la autoridad más perspicaz podría pasar por alto; en estos casos el perito tiene la oportunidad manifestar su capacidad analítica y comparativa. Por ejemplo, en casos relacionados con el medio ambiente, se requiere de una

visión sistemática, ya que los jueces pueden carecer de la formación adecuada y de la información necesaria. Esto también se aplica a situaciones de ingeniería geológica para evaluar riesgos inminentes y la vulnerabilidad. En particular, el perito es de gran ayuda cuando la percepción o la comprensión se escapan de las habilidades del común de la gente y se necesita experiencia especializada para una percepción y verificación adecuadas de las relaciones con otros hechos, causas y efectos, o simplemente para su apreciación e interpretación.

El perito actúa con discreción como fuente de legitimidad, siendo testigo ocular que suple la deficiencia de las pruebas, proporciona elementos de convicción y métodos probatorios a los jueces. También, crea un análisis de razonabilidad, evalúa la idoneidad de las evidencias individuales y colectivas de mayor peso en convicción, establece conclusiones, pronuncia los beneficios, identifica afectaciones y remedios, y determina el margen de confianza estadística o el error potencial. Además, realiza audiencias y prepara diagnósticos o experimentos demostrativo. Tiene la facultad de solicitar la inadmisibilidad de una prueba. Su trabajo está sujeto a la revisión por pares, se adhiere a los principios de precaución y prevención e intenta aplicar las medidas con prudencia para evitar empeorar las condiciones o prevenir emergencias. Además, no debe violar las normas de práctica profesional (p.ej. *lex artis ad hoc*). Un Código de Conducta para la intervención de peritos ayudaría mucho a decantar intervenciones llenas de prejuicios u orientaciones meramente ideológicas.

La prueba pericial

¿Qué procedimiento se ha aceptado para compilar información? La prueba pericial está supervisada académicamente por un experto en el tema y sirve como una herramienta que pueda guiar a quienes trabajan en la administración de justicia. Se basa en la capacidad de decretar pruebas para mejor proveer, adaptándose dinámicamente a las situaciones y entornos de los hechos. Los resultados de la prueba respaldan la noción de invalidez o cuestionan la aplicación de un artículo. El criterio para determinar cuándo y cómo utilizar la evidencia científica o la opinión de expertos tiene desarrollo limitado y no está completamente definido en México, especialmente en la práctica de la Suprema Corte de Justicia de la Nación. Además, donde persisten dudas entre los jueces.

Una clasificación tradicional de la prueba pericial distingue entre peritos oficiales y peritos de parte. Los primeros son nombrados por los jueces, mientras que los segundos son seleccionados y remunerados por las partes.

Las declaraciones y observaciones del profesional con licencia de perito no deben considerarse como tratados científicos y si deben reflejar una búsqueda equilibrada de imparcialidad. Un perito será imparcial cuando sea de

designación por el tribunal, mientras que será parcial si es nombrado por las partes.

La formalidad en la interacción del juez con el perito se refleja en la valoración judicial de la prueba pericial, que se basa en el razonamiento y valor probatorio. Esta práctica se ha desarrollado en la jurisprudencia en el derecho comparado. El contenido de la prueba destaca lo que debe enfrentarse en función del conocimiento experto. La independencia pericial se basa en la ausencia de relaciones o presiones provenientes o terceros con interés en el litigio. Dado su valor, se mantiene en secreto la información y las condiciones especiales del caso. En la prueba, se definen las causas o hallazgos y su exposición requiere representar la situación regional para tomar decisiones razonables y congruentes con la realidad local. La prontitud de las respuestas del perito a las dudas judiciales es esencial, ya que cuanto más tiempo tarde en aclararlas, más difícil puede ser remediar las causas subyacentes.

Los avances científicos se utilizan como herramientas para investigar y diagnosticar las pruebas pertinentes. Las investigaciones en los casos judiciales han avanzado considerablemente en el siglo actual, lo que permite la reconstrucción detallada de hechos y ambientes utilizando una variedad de técnicas. Sin embargo, ocasionalmente, aun nos encontramos con afirmaciones anticuadas de que “no se sabe nada”. La evolución científica ha llevado a cambios procesales para abordar la complejidad jurídica. Los casos complejos pueden estar relacionados con problemas heredados, requerir revisión continua y trascender sin resolución. Más allá de las opiniones y pruebas aportadas por las partes, más allá del peritaje del perito oficial, un juez, magistrados de un tribunal colegiado, o ministros de la corte, pudieran tomar la opinión de un comité de expertos independientes que les ofrezca una visión integral, basada en ciencia, del conflicto en disputa.

El presentimiento del experto no es una herramienta infalible, debido a su escasa certidumbre. Las pistas intangibles y las insinuaciones son otras formas imprecisas de evidencia. Los sesgos cognitivos son comunes tanto entre los peritos como entre las comunidades expertas. Las aseveraciones “gratuitas”, son argumentos que no explican el modelo o las premisas teóricas, y en lugar de ello, son simples opiniones que socavan la credibilidad del experto. Ante la presencia de dudas, el experto en la materia debe profundizar en el análisis de los datos empleando métodos analíticos precisos para aclarar lo desconocido.

El experto utiliza el lenguaje oral y escrito para demostrar la certeza de los hechos ante el juez y para ilustrarlos con el fin de que se comprendan correctamente. La sensibilidad del profesionista se refleja en su redacción, que debe ser objetiva y similar a la utilizada en la ciencia, donde se registran diligentemente las pruebas. Las referencias técnicas del perito

deben ser precisas y equilibradas, evitando la adulación y enfocándose en la fundamentación y la gravedad del asunto sin dar una exposición complaciente.

Métodos y herramientas del razonamiento probatorio

El valor probatorio de un peritaje depende de si está debidamente fundamentado (Tabla 2). Esto se logra mediante un método científico o estándares que controlen su operación y ponderación. El estándar implica evaluar la fiabilidad de la evidencia, su admisibilidad y la forma en que se presentan las pruebas. Existen diversas herramientas argumentativas, que abarcan supuestos, criterios intersubjetivamente controlables y principios abstractos que hacen referencia a elementos tanto de la colectividad como de los inanimados en la naturaleza con los que el ser humano interactúa (p.ej., Principios *indubio pro natura*, e *indubio pro agua*).

Tabla 2. Simplificación de las etapas de un procedimiento pericial.

Etapa	Procedimiento
Información	motivos y conocimiento de los factores de la encomienda a satisfacer
Investigación	visitas, entrevistas y antecedentes; debe responder las siguientes etapas

Etapa	Procedimiento
Análisis	selección de los alcances y factores a considerar para satisfacer la encomienda
Síntesis	recomendaciones para satisfacer el planteamiento de la encomienda
Cierre	a la ley y normas que determinen acciones reactivas o de alerta

La participación del perito se basa en el interés legítimo en las acciones colectivas y para un medio ambiente sano. Las funciones del experto varían en diferentes etapas, dependiendo del medio de convicción y de si es necesario compartir sus observaciones con otros profesionales durante la ejecución de proyectos (Tabla 3). Es posible que en las etapas del ejercicio pericial existan herramientas que permitan abordar cuestiones judiciales de gran complejidad como los derechos colectivos y los difusos (p.ej., la Naturaleza).

Las dificultades y desafíos en los casos que un perito puede enfrentar lo convierten en un investigador adiestrado en la academia, que fortalece su de todos los aspectos materiales, hechos, hallazgos, sucesos, razones, operaciones, o argumentos para descifrar la investigación que se le ha encomendado. En lugar de simplemente replicar modelos y tradiciones analíticas, tiene la posibilidad de crear nuevos enfoques basados en el método científico (p.ej., Rubio-Cisneros, 2022).

Tabla 3: Medios de convicción de la prueba ambiental por etapas.

#	Gradiente/ ETAPA	Acciones	Vinculados	Referencia
INICIO: Planeación de proyecto				
1	Afectación	Detección de posibles efectos (p.ej., Análisis de Viabilidad Ambiental).	Evaluado y Promovente	LEGEEPA: Art. 23: VII; Art. 36: IV.
2	Impacto	Prevención y la validación de huellas humanas [acumulativas, sin[ergicas, o integrales] en la Naturaleza, en MIA, ETJ, EIAs.		LEGEEPA: Art. 28: III.
3	Deterioro	Identificar lo negativo [a lo inerte], o, la transformación al desarrollo de lo vivo. Ordenamiento ecológico, tendencias en detrimentos y depreciaciones.		LEGEEPA: Art. 3: XII; Art. ? XXVI.
EJECUCIÓN: efectos en la selección, construcción, operación y cierre de proyecto				
4	Deterioro grave & Riesgo de daño	Reconocer el riesgo inminente a desequilibrio y daño. Comprobar las insuficientes medidas de seguridad.	Perito, Evaluador, y Ambientalista	LEGEEPA: Art. 170.
5	Degradación	Identificar el deterioro y riesgo de daño. Reunir los materiales probatorios por etapas.		
6	Desequilibrio			
7	Daño			
8	Perjuicio			
9	Omisión y Abandono			
10	Dolo			
MIA— Manifestación de Impacto Ambiental; ETJ— Estudio Técnico Justificatorio; EIA— Estudio de Impacto Ambiental LEGEEPA— Ley General del Equilibrio Ecológico y la Protección al Ambiente				

Los estándares han sido criticados por igualar “cientificidad” y “fiabilidad”, a pesar de que el término ciencia puede abarcar un conjunto muy diverso de métodos, técnicas y teorías con diferentes niveles de certeza (p. ej., estándar de prueba *Daubert*; Tabla 4). La complejidad se somete a un análisis de razonabilidad que incluye consideraciones sobre el tratamiento y su periodicidad, los efectos secundarios, y las limitaciones de desempeño.

Tabla 4: Criterios de la prueba *Daubert.**

#	Criterio
1	La evidencia científica debe ser pertinente para el caso en estudio, es decir, debe permitir conocer la verdad de los hechos bajo prueba.
2	La evidencia científica es confiable y respaldada por el método científico, lo que implica que la teoría o técnica científica pueda verificarse para su inclusión o exclusión:
a	Debe haber sido sometida a pruebas empíricas y ser refutable;
b	Si la teoría o técnica ha sido publicada, debe estar sujeta a revisión por expertos y a críticas;

#	Criterio
c	Se conoce su margen de error potencial o nivel de confiabilidad si se trata de una técnica científica;
d	Existen estándares que regulen su aplicación;
e	La teoría o técnica cuenta con la aceptación de la comunidad científica-académica.

* SCJN en tesis 154/2005-PS,4.

En la libertad de prescripción del experto implica el consentimiento informado y la consideración de cómo afectaría la situación para evitar empeorar las condiciones, prevenir riesgos y emergencias. En ocasiones, la certeza de los resultados es sólida porque es producto del sufrimiento.

Casos en el municipio de San Pedro Garza García, Nuevo León

Se presentan tres casos que ejemplifican cómo se han abordado controversias complejas que involucran omisiones de la autoridad en acciones por el interés legítimo, los derechos colectivos y a un medio ambiente sano. San Pedro Garza García (SPGG) es un municipio ubicado al suroeste de la ciudad de Monterrey, en el estado de Nuevo León (Figura 1). La orografía de SPGG al frente de la Sierra Madre Oriental y las características de su población lo hacen lugar propenso disputas en cuanto a la gestión del desarrollo urbano, la planificación territorial y el control del crecimiento urbano. Para abordar esos desafíos de gestión el municipio retomó su Atlas suspendido desde 2012 y lo actualizó en 2021 creando un nuevo Atlas de Riesgos municipal. Ese documento rector fue sometido a escrutinio de expertos y por los ciudadanos. Mientras se llevaba a cabo este proceso, el desarrollo inmobiliario y la búsqueda de fuentes de abastecimiento de agua en la entidad se combinaron durante la Pandemia del SARS-CoV-2 (COVID-19), lo que generó una situación conflictiva y desencadenó inconformidades generalizadas entre la población (Tabla 5).

El orden cronológico de los tres eventos, los riesgos inminentes relacionados con los temas, la proximidad de su ocurrencia geográfica y la complejidad de los conceptos técnicos involucrados hicieron necesario buscar una solución legal a

través de denuncias y recursos de amparo. Los expertos que participaron en estos casos tuvieron que adaptarse a la compilación de evidencia que respaldara sus argumentos relacionados con el entorno urbano, la topografía, las estructuras geológicas, los riesgos y las viabilidades en los tres proyectos. Esto implicó verificar datos cualitativos y cuantitativos como mapas, planos, datos estadísticos y realizar inspecciones *insitu*, que son actividades fundamentales para definir las recomendaciones técnicas y extrajurídicas que se presentan con respecto a las posibles soluciones.



Figura 1: Ubicación del Municipio de San Pedro Garza García y los casos de análisis.

Tabla 5. Ejemplos de casos en San Pedro Garza García, Nuevo León.

#	Elemento de análisis	Solicitud de opinión, principios de prueba y recomendaciones
I	Atlas de Riesgos	Fecha: febrero 2021
	Coordenadas municipales: 2830194.88 mN, 356935.86 mE; 2845063.27 mN, 368226.22 mE	
	El acto de la amenaza es la omisión de información, faltas acorde a normas, leyes y terminología clara.	
	Se advierten mejoras necesarias para la información de zonas en riesgo, peligros inminentes e impactos negativos por fenómenos Naturales perturbadores, u otro agente destructivo como geológico, hidrometeorológico, ambiental, climáticos y antrópicos, debido fallas u omisiones técnicas acerca del medio físico, el macizo rocoso, suelo, aire o las estructuras construidas en la superficie. Estos eventos pueden tener consecuencias metropolitanas y afectar a personas y propiedades. El Atlas revisado presenta deficiencias en cuanto a pruebas y contenido técnico, lo que genera desconfianza.	
	Se exhorta incorporar al análisis remoto, utilizado para crear el Atlas, otros hallazgos y mediciones <i>insitu</i> mediante investigaciones de campo que caractericen adecuadamente los niveles de riesgo (p.ej., estructuras geológicas y geofísicas). Se necesita una revisión comparativa de antecedentes, dictámenes, documentos oficiales, administrativos, públicos, la correcta aplicación de términos y su alineación con la ley (LGPC-NL: I; LGPC: XXIII; XLIX:: XXVII); especialmente, en lo relacionado con la geología, los riesgos y los peligros en áreas de mayor vulnerabilidad, como deslizamientos de bloques, asentamientos diferenciales y la degradación del suelo debido a la acción de flujos de rocas y agua, así como contingencias ambientales.	

#	Elemento de análisis	Solicitud de opinión, principios de prueba y recomendaciones
	Se identificaron en fuentes públicas más de cien registros y testimonios adicionales (1988-2021) que no se mencionaron en el Atlas en revisión. Estos testimonios son significativos y abordan casos administrativos, geológicos, hidrometeorológicos y ambientales en zonas de riesgo o causantes de desastres. La falta de una comparativa impide determinar con certeza si se ha reducido el riesgo o si las medidas implementadas en estas áreas han tenido éxito.	
	Dado que este Atlas integra datos previos y actualizados, es crucial someterlo a cuestionamientos y desafíos actuales para evitar que su contenido se vuelva obsoleto con el tiempo. La UNESCO y la ONU recomiendan abordar temas como Geología Médica, Crisis Climática y el SARS-COVID-19 en los Atlas.	
II	Torres Ysabella	Fecha: enero 2020
	Coordenadas: 2839614.13 mN, 363375.74 mE	
	El acto de la amenaza es [la autorización sin factibilidad] de una obra de construcción clausurada por cambio irregular en uso de suelo (2016), con demanda ambiental (2016), en suspensión por incumplimiento con reglamentos y licencias (2019), y actualmente inconclusa. Es un complejo habitacional multifamiliar de dos torres (Zárate Martínez, 2020) en una zona con riesgo alto y muy alto de desprendimientos, deslizamientos y vuelcos (Atlas SPGG, 2012).	
	La inestabilidad del macizo rocoso y de peligro inminente en las estructuras construidas, se deben a: (1) la condición geológica del terreno con pendiente mayor a 45° grados, (2) la remoción de material pétreo y la posición del corte en taludes, (3) el proceso de construcción está indefinido, inconcluso y suspendido. La zona presenta intenso fracturamiento asociadas a la zona de falla geológica de riesgo moderado, donde ocurren periódicamente deslizamientos en masa de rocas y desprendimientos de bloques. También se observa karsticidad o la disolución de calizas. La cimentación y la construcción de las torres se desplantan sobre roca inestable de la Formación Agua Nueva cortada por una falla inversa o de cabalgadura, y comparten su extensión sobre la Fm. San Felipe.	
	Se desconocen los cálculos e interpretaciones de datos para la cinemática del deslizamiento, geomecánica, estabilidad, separación entre discontinuidades, fallamiento y el volumen de los deslizamientos planares, desprendimientos por vuelco y cuñas.	
	Cuatro muros de contención están incompletos. El diseño original de la estabilidad del suelo y macizo rocoso se calculó para taludes y muros de contención terminados. La gran estructura junto con los muros no cumplen con la función prevista en el diseño, lo que requiere solucionar las condiciones inseguras en la obra y sus alrededores.	
	No se dispone de informes geofísicos que aclaren la existencia de estructuras en el subsuelo.	
	Dada su condición actual, diferente a la proyección del diseño original, es necesario remediar. La acumulación de impactos ambientales debido a una ejecución deficiente exige una remediación inmediata y la restauración del área. Las medidas de estabilización para mitigar, remediar y controlar el riesgo de deslizamientos, vuelcos y desprendimientos de cuñas son: Modificar la geometría de los cortes en el macizo rocoso a favorables; Establecer estructuras resistentes, completar los muros de contención, sin dejar áreas de riesgo sin mitigarse, y; restablecer la cubierta vegetal del suelo. Se exhorta una mejor calidad en las acciones de protección para abordar el riesgo.	
III	Pozo profundo Vía Appia, -o- Pozo PPF-6 Bomberos	Fecha: agosto 2022
	Coordenadas: 2839467.63 mN, 363081.32 mE	
	El acto de la amenaza es la autorización de la actividad exploratoria sin justificación técnica en zona urbana, residencial y de conservación. Representa, la operación de un pozo de exploración de agua subterránea en un acuífero profundo, en una zona con riesgo hidrometeorológico muy alto por inundaciones (Atlas-NL, 2012; Atlas-SPGG 2012 y 2021). La zona es vulnerable a conflictos viales por encharcamientos y nicho de especies migratorias. El objetivo hidrogeológico de la perforación fue inalcanzable en el nivel estratigráfico de la Formación geológica Cupido del Cretácico Inferior.	
	El uso del suelo del pozo es “no urbanizable”, sobre la margen izquierda aguas abajo del arroyo El Capitán y colinda con el parque El Capitán considerado Zona de Conservación ambiental para proteger el equilibrio ecológico. El entorno adyacente al pozo es una zona residencial, un área verde, una cuenca superficial y subterránea.	
	Se exhorta la precaución ante la incertidumbre de la factibilidad exploratoria, científica y legal de las actividades, así como, la prevención, el tratamiento y la contención de factores de riesgo y peligro. Se subraya la importancia del consentimiento de las partes afectadas. No se presentaron los estudios y permisos en Exploración-Explotación como el Manifiesto de Impacto Ambiental (MIA), el Estudio Técnico Justificativo (ETJ), un estudio en geociencias para la prospección del acuífero (Geológico y Geofísico), un estudio hidrológico para calcular la disponibilidad del acuífero y las Normas Mexicanas relacionadas con actividades de Ingeniería de la Construcción (cambio de uso y mecánica del suelo) y la Seguridad. No se mantiene la vigilancia en el lugar de los hechos. Las referencias oficiales no justifican el desequilibrio ecológico ni daños al ambiente según la normativa para conservar un medio ambiente sano y proteger la salud. La contaminación física-auditiva por el ruido y las vibraciones, combinada con las emisiones de gases o partículas de fuentes fijas, junto con la posible infiltración y contaminación del suelo (LGEEPA: Arts. 113 y 120), producen una afectación ambiental al suelo, la vida humana y a los medios de vida en general.	
	Se pronuncia la precaución debido a la desconfianza que rodea a las actividades y la incertidumbre del riesgo para la seguridad del ambiente, las vialidades, los hogares, la infraestructura pública y los visitantes.	
	Los residentes han registrado cambios en el entorno desde el inicio de la operación, plantean advertencias legítimas del interés colectivo para un medio ambiente sano. Los actos se vinculan a los Derechos Humanos colectivos como el Derecho a la Salud, el Derecho Humano al Agua y el Derecho a un Medio Ambiente Sano.	
	El resolución del la duda y solución del conflicto fue mediante una ponderación al caso en el que surge un conflicto entre el Derecho Humano y al Medio Ambiente Sano. Se otorgó una mayor proporcionalidad a la protección del al medio ambiente sano, ya que su condición natural está intrínsecamente ligada a la recarga del acuífero, que es vital para el suministro de agua.	
	(Const.: Arts: 4, 20, 27: III . LEFRA: Art.1: párrafo III; Art.2: III, VIII, XI, XVI; Art.6: Art.12: III; Art.14: b; Art.17Art.41: I . LGPC: Art.2: IV, XVI, XVIII, XX, XXII, XXIII, XXIV, XXXVI, XXXVII, XXXIX, XL, XLIV, XLV, XLVIII, XLIX, L, LII, LV, LX, y; Art.84 . LGPC-NL: Art.2: I, X, XII, XIII; Art.26: VIII; Art.89: I . LGAHOTDU: Art.57; Art. 59: VIII; Art.65 Art.67; Art.76; Art.93: VII; Art. 118; Trans.: XIII . CPF: Art. 421 . LGAHOTDU-NL: Art.3: III, XXXVII, LX, LXVI, LXXI, LXXIX, LXXXII, XCIV; Art 4.: VIII; Art.53.: III; Art.62: VIII; Art.86: 6-III; Art.136: III: c-d; Art.177: Sección Tercera; Art.189; Art.264: XI; Art.286: I: i; Art.296: III: k; Art.311: III: h; Art.402; Art.426: VII . LGCC: Art.3: XV, XXXVII; Art.27: III; Art.29: I, III; Art.101: III; Art. Transitorios: Art. Tercero: I: a . Protocolo de San Salvador: Art., 11 . LCC-NL: Art.3: V, XIV, XLI; Art.42: I, II, IX . NOM-081-ECOL-1994; NOM-024-STPS-200; NOM-026-STPS-2008; NOM-003-SEGOB-2011; NOM-031-STPS-2011; NOM-012-SCT-2-2017).	

#	Elemento de análisis	Solicitud de opinión, principios de prueba y recomendaciones
	Coordenadas UTM-Universal Transverse Mercator: 14 R ; EPSG: 32614 LEFRA: Ley Federal de Responsabilidad Ambiental . LGPC: Ley General de Protección Civil . LGPC-NL: Ley de Protección Civil para el estado de Nuevo León . CPF:-Código Penal Federal . LGAHOTDU: Ley General de Asentamientos Humanos, Ordenamiento Territorial y Desarrollo Urbano . LGAHOTDU-NL: Ley de Asentamientos Humanos, Ordenamiento Territorial y Desarrollo Urbano para el estado de Nuevo León . LGCC: Ley General de Cambio Climático . LCC-NL: Ley de Cambio Climático del estado de Nuevo León.	

Discusión y conclusiones

El geólogo con licencia de perito propone soluciones y proporciona datos para abordar la incertidumbre en hechos inciertos e incompletos. Su trabajo tiene como objetivo último lograr la congruencia con la realidad de la situación colectiva, y aunque no tiene la facultad de tomar decisiones, su trabajo contribuye a la paz, el orden, la tranquilidad y el reconocimiento completo de los derechos constitucionales. Las conclusiones de su dictamen generan el valor necesario para proponer soluciones y recomendaciones tanto a las partes involucradas como al tribunal. Las recomendaciones sirven para informar el riesgo, las afectaciones y responsabilidades. Los enfoques metodológicos difieren en cada ramo del conocimiento; muchos problemas exigen la intervención de varias disciplinas. Es totalmente válido presentar enfoques diferentes y formas distintas de interpretar los hechos, pero mientras más elementos en común tengamos al interpretar un fenómeno o un hecho nos estaremos acercando a una solución socialmente útil. Si hacemos intervenir enfoques interdisciplinarios, seguramente tendremos soluciones más justas, apegadas a la verdad, objetivas y técnicamente viables que ayuden a construir sociedades más justas e igualitarias. Si las observaciones del experto no se tienen en cuenta por parte de los órganos judiciales, la falta de asistencia técnica puede socavar los fundamentos de una sociedad, la integridad humana y la naturaleza.

Se presentan tres casos que ilustran cómo se han intentado resolver controversias complejas en el municipio de San Pedro Garza García, en Nuevo León, México. El primer caso involucra una revisión del Atlas de Riesgos, el segundo se relaciona con la construcción de un edificio en una zona de alto riesgo geológico inminente debido al desprendimiento y vuelco de rocas, y el tercer caso implica la perforación de un pozo para explorar un acuífero subterráneo profundo cuyo objetivo resulta inalcanzable. Los casos representan situaciones de dudosa sostenibilidad en su estado actual, y esclarecen la alternativas para resolver conflictos de ordenamientos ecológicos, normas oficiales mexicanas, atlas de riesgo, reglamentos de construcción, y programas de manejo.

Si de lo comentado en esta narración, los alumnos, docentes y juzgadores identifican algunos aspectos para desarrollar el sentido de procurar el orden para mejor proveer científicamente las resoluciones de los conflictos, el acta habrá cumplido el propósito de orientación que se propone.

Agradecimientos

El autor agradece al Lic. G.M. Núñez-González del Bufete Núñez Arreola y Asociados, S.C., Colegio de Abogados de Nuevo León, A.C., Arq. G. Cortés-Melo, Dr. J.M. Rodríguez-Martínez (2022†), M.C. A. Minor-Franco, a los vecinos de Fuentes del Valle y al gobierno del municipio de San Pedro Garza García en Nuevo León. Con mucho aprecio también al personal del Centro de Estudios Constitucionales de la SCJN: A. Rabasa-Salinas, C. Juárez, B.A. Mendoza-Vera, L. Fueyo-Mac Donald y H. Domas.

Referencias

- Cafferatta, N. (2004): Introducción al derecho ambiental. – SEMARNAT-PNUMA: 271 p.
- Cossío-Díaz, J.R., Mejía Garza, R.M. & Cabañas Rivero, J.R. (2017): El uso de evidencia científica y opinión experta en las sentencias de la Suprema Corte de Justicia de la Nación. – Tirant Lo Blanch México: 200 p.
- Latapie-Aldana, R., Rabasa-Salinas, Al., Valencia-Quiceno, S., Barragán-Montes, P.Y. & Medina-Amaya, R.G. (2020): Derecho a la propiedad de la tierra, el territorio y los recursos naturales de los pueblos y comunidades indígenas. – Cuadernos de Jurisprudencia, 4: 122 p.
- OEA (2018): Principios jurídicos medioambientales para un desarrollo ecológicamente sustentable. – Poder Judicial de la República de Chile. – Cumbre Judicial Iberoamericana: 212 p.
- Rabasa-Salinas, A., Casillas-Sandoval, M.Ó. & Camaño-Galván, D. (2020): Evidencia científica. Cuadernos de jurisprudencia. – Temas selectos de derecho, 2: 252 p.
- Rabasa-Salinas, A. & de Windt, C.S. (2021): Antología judicial ambiental 2017-2020. – SCJN: 301 p.
- Rubio-Cisneros, I.I. (2022): Scientific affidavit and communication: An exercise. – Geo-Network of Latinamerican-German Alumni (GOAL). Newsletter, 1(6): 35-38.
- Zárate-Martínez, M.O. (2020): El derecho inmobiliario en México. – Tirant Lo Blanch: 284 p.

MOVIMIENTOS EN MASA INDUCIDOS POR SISMICIDAD EN MÉXICO: ¿POR QUÉ TAN POCOS?

Jorge Alán Salinas-Jasso^{1,*}

¹ *Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Ex Hacienda de Guadalupe, C.P. 67700*

* jorge.salinasjs@uanl.edu.mx

Resumen

En este trabajo se presenta una revisión de casos de movimientos en masa inducidos por sismicidad en México. Se presenta un análisis general de las características geológicas de los eventos documentados y las condiciones sísmicas que han detonado inestabilidades de ladera en el país. La mayoría de los casos se ha reportado para la zona central y sur del país, con algunos reportes para las zonas noreste y noroeste. Finalmente, se presenta una evaluación general del peligro asociado, considerando las causas y consecuencias de estos eventos en el territorio nacional.

Palabras clave

Movimientos en masa, terremotos, México, inventarios, peligro, riesgo

Abstract

This paper presents a review of earthquake-induced landslides in Mexico. An analysis of the geological features of the documented events and the seismic conditions that have triggered slope instabilities in the country. Most of the cases have been reported for the central and southern regions of Mexico, with some reports for the northeast and northwest zones. Finally, a general evaluation of the associated hazard is presented considering the causes and consequences of these events in the national territory.

Keywords

landslides, earthquakes, Mexico, inventories, hazard, risk

Introducción

Los terremotos son peligrosos eventos naturales que causan severas pérdidas y cuantiosos daños económicos alrededor del mundo anualmente. Las principales afectaciones ocasionadas por un terremoto se relacionan con la propia sacudida sísmica y su efecto en la estabilidad de la infraestructura civil, lo cual

puede llevar al colapso. Pero no es lo único. Existe una variedad de efectos secundarios que aumentan su impacto negativo asociado.

Los movimientos en masa constituyen el principal efecto secundario detonado por sismicidad en zonas montañosas o cercanas a estas. La conjunción de factores litológicos, estructurales, topográficos, hidrológicos, entre otros, definen el

Salinas-Jasso, J.A. (2023): Movimientos en masa inducidos por sismicidad en México: ¿por qué tan pocos? – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 179-187.

grado de susceptibilidad ante la ocurrencia de estos fenómenos bajo condiciones dinámicas ligadas a sismos de moderada a elevada magnitud.

De manera general, el efecto generado por movimientos en masa inducidos por sismicidad (MMS) tiende a ser considerado dentro de las consecuencias totales provocados por el sismo detonante. En algunos casos los daños por MMS han sobrepasado los generados por la propia vibración del terreno (Marano et al., 2010; Daniell et al., 2017). El impacto por MMS se debe principalmente al bloqueo de vías de transporte o interrupción en la operación de redes de comunicación, limitando las actividades de rescate y la recuperación en zonas afectadas. Sin embargo, se han presentado casos donde el desplazamiento de materiales terrestres ha sepultado comunidades enteras ocasionando tragedias (Plafker et al., 1971; Keefer 1984; Bommer & Rodríguez, 2002).

La mayoría de las investigaciones de MMS se ha realizado en regiones tectónicamente activas y para sismos de moderada a elevada magnitud. Keefer (1984) presentó la primera documentación sistemática de MMS para 40 eventos históricos ocurridos entre 1811 y 1980. La principal aportación fue el análisis espacial entre los patrones de distancia, área de afectación y cantidad de movimientos en masa respecto a los parámetros de fuente de los terremotos estudiados (magnitud, hipocentro e intensidad macrosísmica). Rodríguez et al. (1999) presentó una documentación de casos para el periodo 1980 - 1997, donde se refinaron las relaciones propuestas por Keefer (1984). Posterior a esto, diversos trabajos se han centrado en documentar patrones espaciales y consecuencias de los efectos geomorfológicos a corto y largo plazo ocasionados por sismicidad (Keefer, 2002; Schiliro et al., 2023).

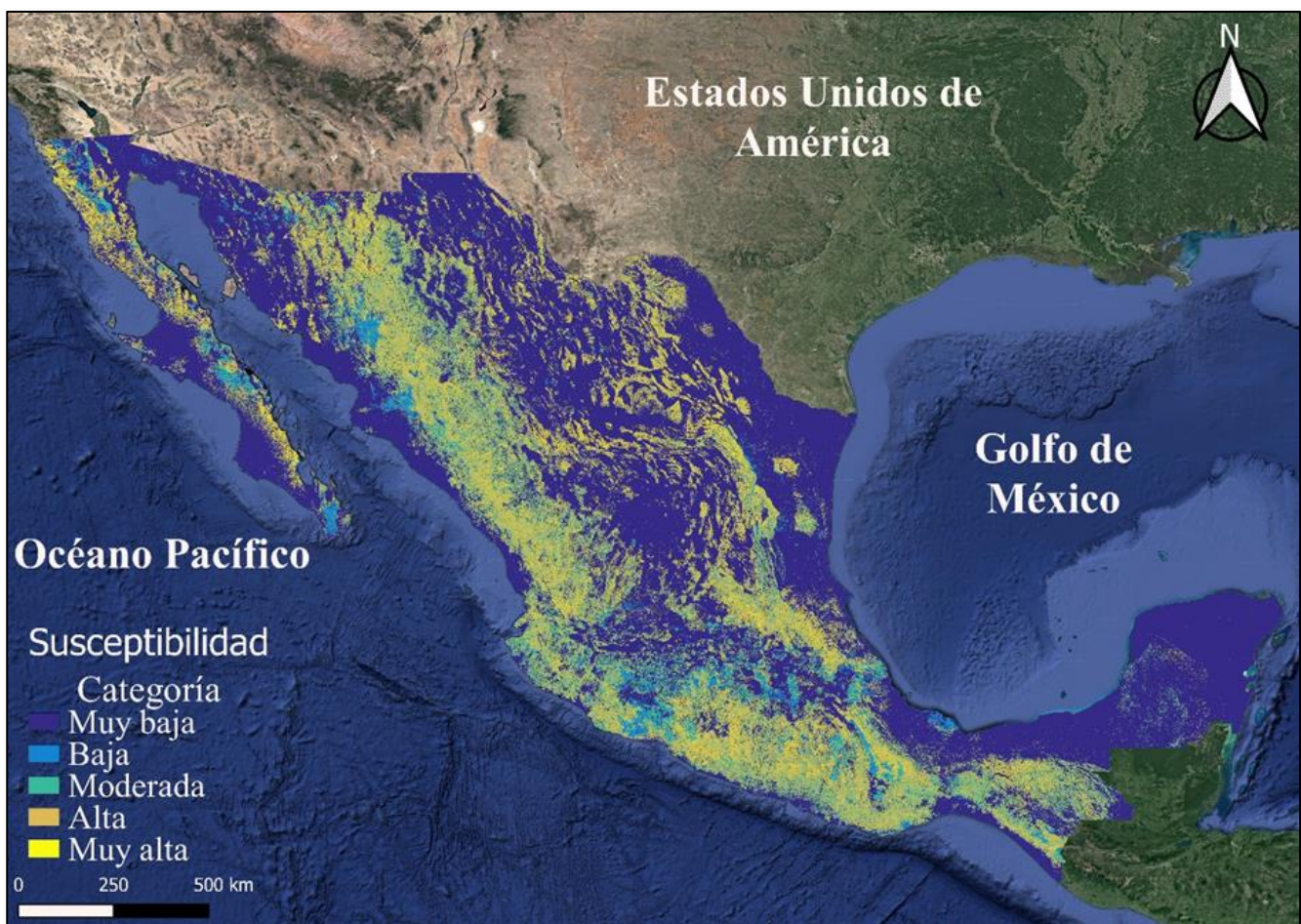


Figura 1: Susceptibilidad a movimientos en masa. Fuente: CENAPRED (2023).

En este trabajo se presenta una revisión del estudio de movimientos en masa inducidos por sismicidad en México. Se discuten las condiciones de susceptibilidad que propician la

ocurrencia de estos eventos en nuestro país partiendo del análisis de las condiciones geológicas, topográficas, climáticas y tectónicas. Posteriormente, se presentan algunos casos de MMS

reportados en la literatura, lo cual permite analizar el peligro asociado a estos eventos en el territorio nacional. Finalmente, se discuten áreas de oportunidad y trabajo a futuro que puede ser realizado para la documentación y análisis de MMS en México.

Movimientos en masa en México

México es un país de montañas, donde casi dos terceras partes del territorio nacional presentan rasgos orográficos muy distintivos. Las condiciones geológicas, estructurales, topográficas, hidrológicas y climáticas predisponen diferentes escenarios para el desarrollo de movimientos en masa en nuestro país (Figura 1). La mayor cantidad de estudios se ha desarrollado para eventos de inestabilidades de ladera detonados por precipitaciones extraordinarias, con una menor proporción de trabajos enfocados en otros agentes detonantes (Díaz et al., 2020). Fenómenos naturales y actividad antropogénica han activado diferentes tipos de movimientos en masa como caídos, deslizamientos, flujos y avalanchas en varias partes del país. Estas situaciones han ocasionado severos daños en

infraestructura, lesionados y pérdidas de vidas como consecuencia de estos eventos.

La documentación más abundante de movimientos en masa se ha generado para la porción central – oriental del país, con una notable carencia de reportes para la porción occidental (Figura 2). Los estados de Puebla, Veracruz, Chiapas, Oaxaca y Guerrero tienen la mayor cantidad de reportes. En el norte el estado de Nuevo León es el estado con más casos. Los inventarios publicados se han concentrado principalmente en eventos detonados por precipitaciones extraordinarias. En menor medida existen reportes de casos detonados por vulcanismo, actividades antropogénicas y sismicidad.

De manera general, los inventarios existentes documentan la cantidad y ubicación de los casos identificados, características geológicas, topográficas, así como el detonante principal y afectaciones asociadas. Estas bases de datos son sumamente importantes ya que constituyen evaluaciones requeridas en la implementación del análisis del riesgo por movimientos en masa (Guzzetti et al., 2012).

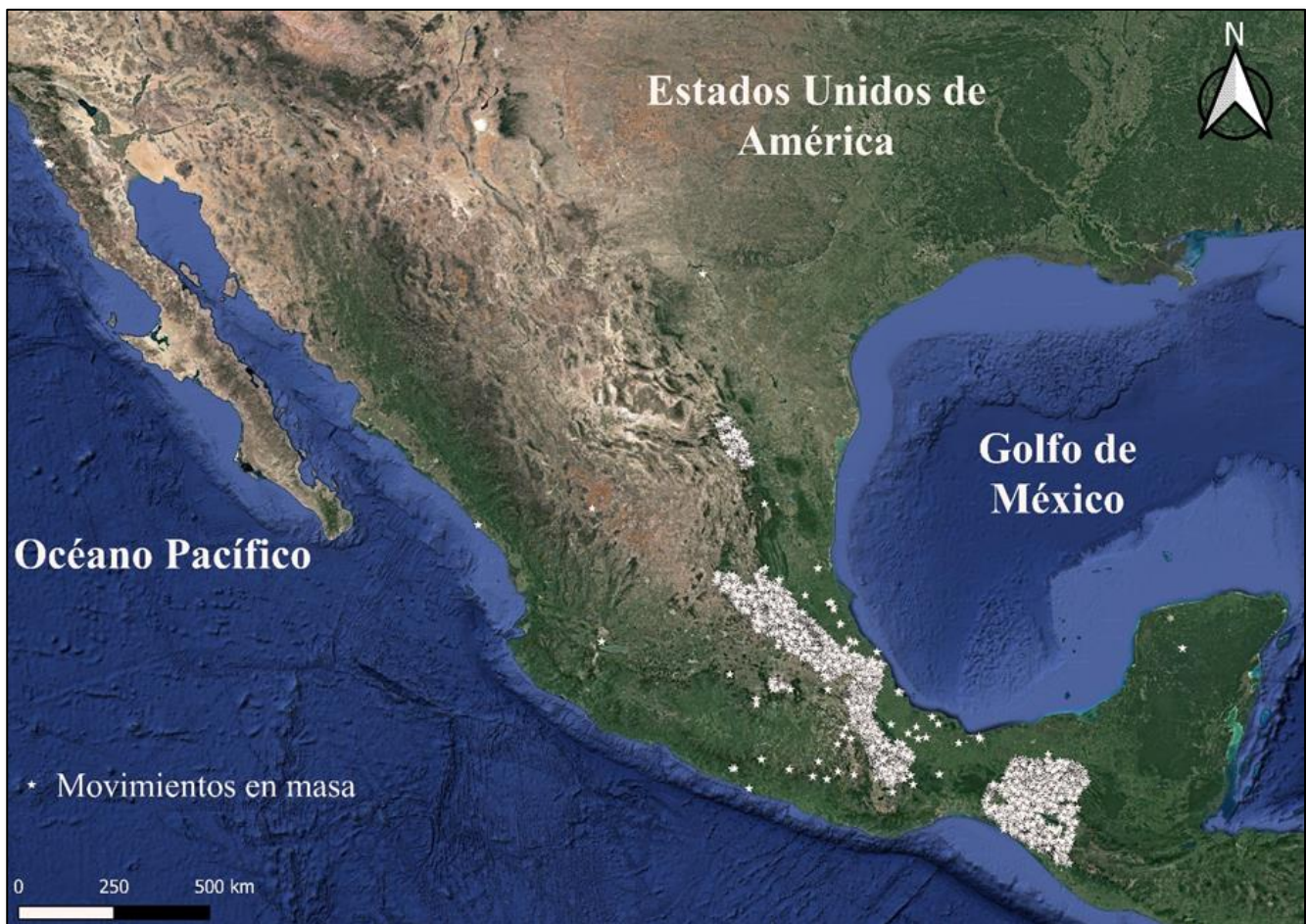


Figura 2: Inventario nacional de movimientos en masa. Fuente: INEGI (2023).

Movimientos en masa inducidos por sismicidad en México

El contexto tectónico de nuestro país se caracteriza por la interacción de 5 placas tectónicas: placa de Norteamérica, placa del Pacífico, placa de Rivera, placa de Cocos y placa del Caribe (Figura 3). La mayor tasa de sismicidad se presente en el sur, centro, poniente y noroeste del país, claramente asociada a los límites de placas. Además, procesos de deformación intraplaca se han documentado para las porciones norte-noreste de México, dando cuenta de la notable actividad sísmica en la mayor parte del territorio nacional.

En México el estudio de movimientos en masa inducidos por sismicidad sigue siendo limitado. Los casos de estudio se han centrado en eventos de moderada a alta magnitud ($M > 6.3$), principalmente para sismos ocurridos en el sur y centro del país. Fraustro (1999) identificó distintos tipos de MMS ocurridos

cerca del graben de Cuauhtepac, al norte de la Ciudad de México, para 40 sismos históricos ocurridos entre 1455 y 1995. En este trabajo sobresale un derrumbe de rocas asociado con un terremoto ocurrido el 29 de octubre de 1959 que ocasionó severos daños en los estados de Colima y Oaxaca.

- Iglesias Jiménez et al. (1999) y Cuanalo et al. (2006) documentaron el daño asociado por el sismo de Tehuacán, Puebla del 15 de junio de 1999. El sismo, con una magnitud $M 7.0$ y foco de 63 km, ocurrió en la zona de subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica. Los estados de Puebla, Oaxaca, Veracruz, Tlaxcala, Morelos y Guerrero concentraron la mayor cantidad de daños: cuarteaduras en casas de adobe, iglesias y colapso de recintos históricos. Vías de comunicación como carreteras y puentes fueron afectados por caídos de roca y suelos principalmente en la zona epicentral.

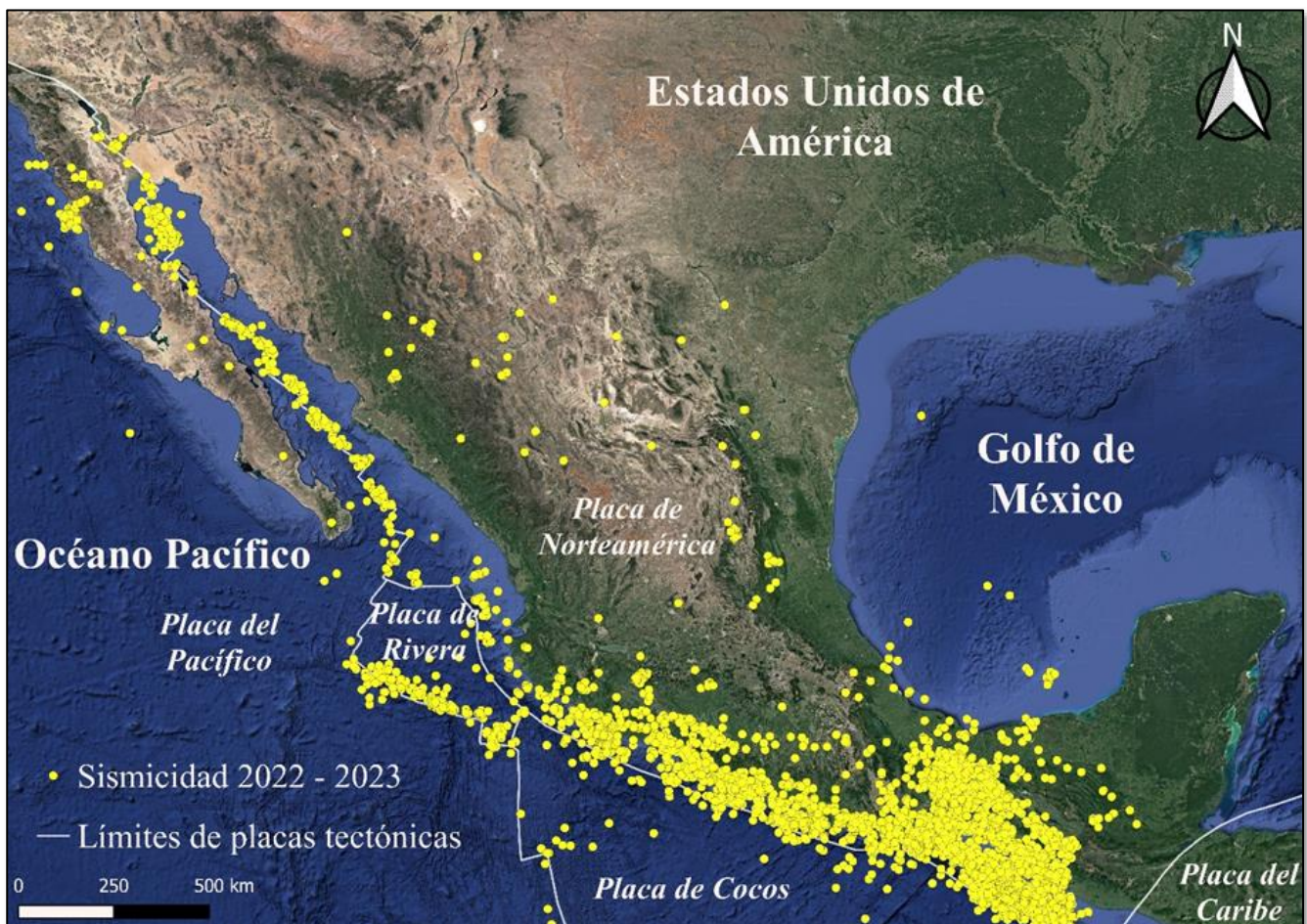


Figura 3: Sismicidad en México del 2022 al 2023. Fuente: Servicio Sismológico Nacional.

- [Schuster & Highland \(2001\)](#) reportaron cuantiosos daños asociados a un sismo de magnitud M 6.4 ocurrido el 3 de enero de 1920 cerca de Orizaba, Veracruz. En su análisis resalta un flujo de detritos que ocurrió en la desembocadura del valle del Río Huitzilapan, cerca del pico de Orizaba. A su paso, el flujo dejó gran destrucción en la comunidad de Barranca Grande. Una situación similar se reportó para el sismo del 11 de enero de 1997 en Michoacán.
- [Herrera Castañeda \(2002\)](#) propuso una regionalización del país según el potencial de ocurrencia de movimientos en masa. Para esto, se tomaron en cuenta los factores que influyen en la generación del fenómeno en el territorio nacional: condiciones geológicas, climatológicas, topográficas y sismicidad.
- [Bommer & Rodríguez \(2002\)](#) presentaron un catálogo de movimientos en masa inducidos por sismicidad para América Central. De éste, se desprenden 12 sismos ocurridos entre 1912 y 1999 como desencadenantes de movimientos en masa para México. Además, se reportan los efectos geomorfológicos por sismos históricos, sobresaliendo eventos en 1447, 1496, 1634, 1800, 1828, 1865, 1880, 1887 y 1891.
- [Keefer et al. \(2006\)](#) analizaron las características de miles de movimientos en masa desencadenados por el terremoto de Tecmán, Colima ocurrido el 21 de enero del 2003. El sismo registró una magnitud M 7.6 con una profundidad hipocentral de 9 km. El sismo provocó el deceso de 30 personas y casi medio millar de habitantes fueron damnificados. Sus efectos se sintieron en los estados de Colima, Jalisco, Michoacán, así como en la Ciudad de México. La mayor cantidad de MMS ocurrieron en la región volcánica caracterizada por materiales no consolidados y tobas.
- [Ramírez-Herrera et al. \(2012\)](#) desarrollaron un análisis geomorfológico para caídos de roca detonados por el sismo M 7.0 de Acambay de 1912. Se propone que la magnitud del sismo y las características litológicas y de relieve condicionaron el origen, tamaño y distancia de transporte para los casos estudiados.
- [Niño et al. \(2014\)](#) elaboraron una aproximación nacional para caracterizar deslizamientos traslacionales inducidos por sismicidad, tomando como zona de referencia la zona de subducción del sur del país. Su análisis estima el desplazamiento de Newmark a partir de una relación empírica entre la aceleración crítica y la aceleración máxima del suelo esperada para diferentes periodos de retorno. Otros mecanismos como deslizamientos rotacionales, caídos de rocas, flujos, dispersiones laterales y avalanchas no fueron considerados.
- [Barlow et al. \(2015\)](#) revisaron la relación entre el flujo de sedimentación y la ocurrencia de movimientos en masa relacionados con el terremoto de magnitud M 7.2 ocurrido el 4 de abril del 2010 en la Sierra de Cucapah en Mexicali, Baja California. A partir de imágenes satelitales de alta resolución se elaboró un inventario de 452 movimientos en masa desencadenados por el sismo. Los resultados indican que los movimientos en masa sólo aportaron un pequeño volumen del flujo de sedimentación durante el sismo, siendo mayor la pérdida por subsidencia cosísmica del sistema montañoso.
- [Alcántara-Ayala et al. \(2017\)](#) reportaron 13 movimientos en masa desencadenados por un sismo M 7.2 y profundidad de 10 km, ocurrido el 18 de abril del 2014 en el estado de Guerrero. El terremoto fue sentido en 12 entidades del país y la Ciudad de México. Cerca de 1300 casas fueron damnificadas por el sismo y severos daños se reportaron para gran parte de la infraestructura del área.
- [Salinas-Jasso et al. \(2018\)](#) analizaron la ocurrencia de caídos y deslizamientos someros detonados por una secuencia sísmica de baja magnitud ($2.8 < M < 3.6$) ocurrida durante el segundo semestre del 2012 en la porción central del estado de Nuevo León. En este trabajo se identificó la ocurrencia de MMS que superaron los umbrales de distancia y área de afectación propuestos en la literatura internacional, resaltando que las condiciones de susceptibilidad de sitio influyen en la activación de estos casos, aún y cuando sean sismos de baja magnitud. Dicho trabajo constituye uno de los pocos casos a nivel mundial donde se ha estudiado la activación de MMS en zonas localizadas en interiores continentales.
- En septiembre del 2017, dos sismos importantes impactaron el territorio nacional. La noche del 7 de septiembre, un potente terremoto de magnitud M 8.2 sacudió el Golfo de Tehuantepec, frente a las costas de Chiapas. Casi dos semanas después, un terremoto de magnitud M 7.1 ocurría en el centro de México, en el límite de los estados de Morelos y Puebla. Además de la destrucción en infraestructura y casos social, ambos sismos detonaron cientos de movimientos en masa en la porción central y sur del país ([Salinas-Jasso et al., 2023](#)). [Montgomery et al. \(2020\)](#) fueron los primeros en documentar los movimientos en masa inducidos por el sismo del 19 de septiembre del 2017, identificando casos que afectaron infraestructura como carreteras y puentes. Posteriormente, [Coviello et al. \(2021\)](#) y [Prakash et al. \(2021\)](#) analizaron cientos de flujos de detritos y deslizamientos someros ocurridos como consecuencia del mismo terremoto en el volcán Popocatepetl. [Salinas-Jasso et al. \(2023\)](#) analizaron la influencia del contexto geológico, topográfico, tectónico e hidrológico en la activación de algunos casos detonados por este terremoto. La principal conclusión fue que la litología y las

características propias del evento controlaron la ocurrencia de caídos, deslizamientos someros y algunos flujos en esta zona del país.

- [Dávila-Hernández et al. \(2021\)](#) utilizaron un método semiautomatizado para mapear los eventos detonados por el sismo M 7.1 de La Crucecita, Oaxaca del día 23 de junio

del 2020 mediante el análisis de imágenes satelitales de muy alta resolución. [Velázquez-Bucio et al. \(2023\)](#) investigaron los efectos en el ambiente asociados con los sismos del 7 de septiembre de 2017 (M 8.2) y La Crucecita mediante la aplicación de un análisis de percepción remota.



Figura 4: Sismos históricos para los que se ha documentado movimientos en masa.

Análisis

La mayor cantidad de casos de MMS se ha desarrollado para la porción sur y central del país, donde se genera la principal actividad sísmica (Figura 4). Se han utilizado diversas metodologías para el estudio de estos eventos: recopilación de documentos históricos y relatos populares, reportes en medios de comunicación, notas en redes sociales, trabajo de campo y percepción remota. Esto ha permitido definir, al menos de manera aproximada, la ubicación de MMS. Para los casos más recientes se han desarrollado inventarios, análisis geoespaciales y modelado del origen e impacto de estos procesos y su relación con el sismo detonante.

La mayoría de los movimientos en masa detonados por sismos se han presentado en litologías volcánicas fuertemente fracturadas, lo cual coincide con análisis globales ([Keefer, 1984](#); [Rodríguez et al., 1999](#)). Andesitas, basaltos, dacitas, tobas y fragmentos piroclásticos constituyen los materiales más afectados por MMS en el país. Debido a su inherente susceptibilidad, los suelos constituyen materiales geológicos muy propensos a procesos de inestabilidad de laderas. En menor medida, rocas sedimentarias y complejos metamórficos se han visto afectados por movimientos en masa detonados por sismicidad.

Esto condiciona que las tipologías más frecuentes de MMS sean caídos y deslizamientos someros, tanto de rocas como de detritos. Sin embargo, cuando existen condiciones de saturación

por humedad en la pendiente, se presentan flujos y deslizamientos rotacionales. Un punto importante es que gran parte de los casos se originan en la cima de las montañas, lo cual puede resaltar efectos de sitio topográficos (Ashford et al., 1997). La distribución espacial de MMS depende del epicentro del terremoto y las condiciones geológicas del sitio. Aquellos lugares donde se presenten condiciones de elevada susceptibilidad requerirán una mínima aceleración sísmica para que se presenten inestabilidades de ladera.

Un punto importante por considerar es la influencia que tienen los procesos de precipitación. Cuando se presentan lluvias importantes antes del sismo se incrementan las condiciones de susceptibilidad ya que se disminuye la resistencia al corte de los materiales o bien por el aumento de peso sobre la pendiente. En estos casos se tienen laderas en condiciones críticas de equilibrio, donde la energía sísmica constituye solo el empuje para que se produzca el inminente desplazamiento, por lo que sismos de baja a moderada magnitud puede actuar como detonantes (Salinas-Jasso et al., 2018). Flujos, deslizamientos rotacionales o avalanchas son tipologías típicas de estas condiciones, sin descartar la ocurrencia de otros mecanismos.

A pesar de la constante ocurrencia de sismicidad, particularmente en la zonas sur y centro del país, los reportes de movimientos en masa por estos fenómenos son considerablemente escasos. Algunas áreas de oportunidad para trabajo futuro son: 1) desarrollo de inventarios, 2) análisis de características, procesos y mecanismos, 3) modelado físico y numérico, 4) caracterización de efectos secundarios (p.ej., formación de embalses naturales o reactivación de movimientos en masa), 5) comportamiento mecánico de los distintos materiales durante oscilaciones sísmicas (p.ej., efectos de sitio), 6) instrumentación para el monitoreo, predicción y sistemas de alerta y 7) evaluación de riesgo.

Discusión: peligro asociado

La sismicidad es un peligro latente en distintas zonas del país. Por lo tanto, la evaluación del riesgo sísmico implica entender la naturaleza de los efectos secundarios. Es evidente que el peligro por movimientos en masa inducidos por sismicidad se ha subestimado en México.

Se recomienda implementar análisis de estabilidad dinámicos con el fin de evaluar la influencia de la aceleración sísmica en la pendiente, considerando los criterios geológicos y geomecánicos de sitio. Análisis pseudoestáticos y el método de Newmark se enfocan en determinar el valor mínimo de aceleración sísmica capaz de detonar movimientos en masa por sismicidad (Jibson, 2011). De esta manera se tiene una aproximación del efecto de la sismicidad en la pendiente.

El peligro asociado es inminente principalmente en aquellas zonas donde coexiste zonas montañosas y frecuente actividad

sísmica en el país. La exposición de la población ante estas condiciones (sismicidad y zonas montañosas) es menor si se compara por ejemplo con otras zonas de la región como América Central donde gran parte de la población se concentra cerca de volcanes a lo largo de la costa del Pacífico (Bommer & Rodríguez, 2002). Aunque la mayor densidad de población se concentra en la parte central del país, las afectaciones por movimientos en masa inducidos por sismicidad son mínimas. Infraestructura como carreteras o comunidades rurales se pueden ver afectadas ante los efectos de estos procesos. Estrategias de prevención deben ser adecuadas para estos casos. Por lo tanto, las implicaciones de riesgo asociado deben contemplar estudios de exposición y vulnerabilidad social, estructural y económica con el fin de evaluar el potencial grado de afectación ocasionado por estos eventos.

Conclusiones

Se presenta una revisión de las características de movimientos en masa inducidos por sismicidad en México. La mayoría de los casos se han documentado para el centro y sur del país, resaltando el peligro relacionado con la ocurrencia de sismicidad e inestabilidades de ladera. Litologías volcánicas y fracturadas son las más propensas a desarrollar estos procesos, con una notable influencia de procesos de precipitación en las condiciones de susceptibilidad. Existen diversas áreas de oportunidad en la investigación de estos casos en nuestro país, desde la elaboración de inventarios, análisis de factores condicionantes y modelado. A medida que estas tareas sean atendidas la estimación del riesgo sísmico y por movimientos en masa será más completa. Dichas evaluaciones deben de ser contempladas en el plan nacional para el desarrollo de estrategias de prevención y mitigación por estos fenómenos.

Referencias

- Alcántara-Ayala, I., Garnica-Peña, R.J., Domínguez-Morales, L., González-Huesca, A.E. & Calderón-Vega, A. (2017): The La Pintada landslide, Guerrero, Mexico: hints from the Pre-Classic to the disasters of modern times. – *Landslides*, **14**(3): 1195-1205.
- Ashford, S.A., Sitar, N., Lysmer, J. & Deng, N. (1997): Topographic effects on seismic response of steep slopes. – *Bulletin of the Seismological Society of America*, **87**(3): 701-709.
- Barlow, J., Barisin, I., Rosser, N., Petley, D., Densmore, A. & Wright, T. (2015): Seismically-induced mass movements and volumetric fluxes resulting from the 2010 Mw=7.2 earthquake in the Sierra Cucapah, Mexico. – *Geomorphology*, **230**: 138-145.

- Bommer, J.J. & Rodríguez, C.E. (2002): Earthquake-induced landslides in Central America. *Engineering – Geology*, **63**: 189-220.
- CENAPRED (2023): Movimientos en masa. – Página web: <https://www.gob.mx/cenapred>
- Coviello, V., Capra, L., Norini, G., Dávila, N., Ferrés, D., Márquez-Ramírez, V.H. & Pico, E. (2021): Earthquake-induced debris flows at Popocatepetl volcano, Mexico. – *Earth Surface Dynamics*, **9**: 393-412.
- Cuanalo, O.A., Quezada, P., Aguilar, A., Olivan, A.M. & Barona, E. (2006): Sismos y lluvias, factores detonantes de deslizamientos de laderas en las regiones montañosas de Puebla, México. – *e-Gnosis*, **4**: 1-14.
- Daniell, J.E., Schaefer, A.M. & Wenzel, F. (2017): Losses associated with secondary effects in earthquakes. – *Frontiers in Built Environment*, **3**: 1-30.
- Dávila-Hernández, N., Ariza-Pastrana, A., Caballero-García, L., Villagran-de Leon, J.C., Zaragoza-Alvarez, A., Dominguez-Morales, L., Antonio-Nemiga, X. & Dominguez-Posadas, G. (2021): Co-seismic landslide detection after M7.4 earthquake on June 23, 2020, in Oaxaca, Mexico, based on rapid mapping method using high and medium resolution synthetic aperture radar (SAR) images. – *Landslides*, **18**: 3833-3844.
- Díaz, S.R., Cadena, E., Adame, S. & Dávila, N. (2020): Landslides in Mexico: their occurrence and social impact since 1935. – *Landslides*, **17**: 379-394.
- Fraustro, O. (1999): Derrumbes, deslizamientos y expansión lateral del suelo provocados por la sismicidad en el graben de Cuauhtepic: región sur de la Sierra de Guadalupe, en la Ciudad de México. – *Investigaciones Geográficas*, **38**: 15-29.
- Guzzetti, F., Mondini, A., Cardinali, M., Fiorucci, F., Santangelo, M. & Chang, K. (2012): Landslide inventory maps: New tools for an old problem. – *Earth-Science Reviews*, **112**: 42-66.
- Herrera-Castañeda, S.R. (2002): Regionalización de los deslizamientos en México. – *Academia de Ingeniería*: 20p.
- Iglesias-Jiménez, J., Iglesias-Villarreal, J., Ramírez-Centeno, M., Gómez-González, B., Guerrero-Correa, J.J., Ruiz-Acevedo, C. & Salgado-Salazar, I. (1999): Tehuacán, México, earthquake of June 15, 1999. – *Seismological Research Letters*, **70**(6): 698-704.
- INEGI (2023): Movimientos en masa. – Página web: <https://www.inegi.org.mx/>
- Jibson, R.W. (2011): Methods for assessing the stability of slopes during earthquakes - a retrospective. – *Engineering Geology*, **122**: 43-50.
- Keefer, D.K. (1984): Landslides caused by earthquakes. – *Geological Society of America Bulletin*, **95**: 406-421.
- Keefer, D.K. (2002): Investigating landslides caused by earthquakes – A historical review. – *Surveys in Geophysics*, **23**: 473-510.
- Keefer, D.K., Wartman, J., Navarro Ochoa, C., Rodríguez-Marek, A. & Wieczorek, G.F. (2006): Landslides caused by the M 7.6 Tecoman, México earthquake of January 21, 2003. – *Engineering Geology*, **86**: 183-197.
- Marano, K.D., Wald, D.J. & Allen, T.I. (2010): Global earthquake casualties due to secondary effects: a quantitative analysis for improving rapid loss analyses. – *Natural Hazards*, **52**: 319-328.
- Montgomery, J., Candia, G., Lemnitzer, A. & Martínez, A. (2020): The September 19, 2017 Mw 7.1 Puebla-Morelos city earthquake: observed rockfalls and landslide activity. – *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **130**(105972).
- Niño, M., Jaimes, M.A. & Reinoso, E. (2014): Seismic-event-based methodology to obtain earthquake induced translational landslide regional hazard maps. – *Natural Hazards*, **73**: 1697-1713.
- Plafker, G., Erickson, G.E. & Fernández Concha, J. (1971): Geological aspects of the May 31, 1970, Perú earthquake. – *Seismological Society of America Bulletin*, **61**(3): 543-578.
- Prakash, N., Manconi, A. & Loew, S. (2021): A new strategy to map landslides with a generalized convolutional neural network. – *Scientific Reports*, **11**(9722).
- Ramírez-Herrera, M.T., Inbar, M. & Legorreta Paulín, G. (2012): One hundred years of the rock fall triggered by the 1912 Acambay earthquake, Mexico. – *Zeitschrift für Geomorphologie*, **56**(4): 495-505.
- Rodríguez, C.E., Bommer, J. & Chandler, R. (1999): Earthquake-induced landslides: 1980-1997. – *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **18**: 325-346.
- Salinas-Jasso, J.A., Montalvo-Arrieta, J.C. & Reinoso-Angulo, E. (2018): Landslides induced by a low magnitude seismic sequence at continental interiors: a case study of the Santa Rosa canyon, northeastern Mexico. – *Landslides*, **15**: 783-795.
- Salinas-Jasso, J.A., Montalvo-Arrieta, J.C. & Velasco-Tapia, F. (2023): Spatial patterns of shallow landslides induced by the 19 September 2017 Puebla-Morelos earthquake, Mexico. – *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* **82**: 15.
- Schiliro, L., Rossi, M., Polpetta, F., Fiorucci, F., Fortunato, C. & Reichenbach, P. (2023): A web-based GIS (web-GIS) database for scientific articles on earthquake-triggered

- landslides. – *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **23**: 1789-1804.
- Schuster, R.L. & Highland, L.M. (2001): Socioeconomic impacts of landslides in the Western Hemisphere. – U.S. Geological Survey Open-File Report, **01-276**: 47 p.
- Velázquez-Bucio, M.M., Ferrario, M.F., Muccignato, E., Porfido, S., Sridharan, A., Chunga, K., Livio, F., Gopalan, S. & Michetti, A.M. (2023): Environmental effects caused by the Mw 8.2, September 8, 2017, and Mw 7.4, June 23, 2020, Chiapas-Oaxaca (Mexico) subduction events: comparison of large intraslab and interface earthquakes. – *Quaternary International*, **651**: 62-76.

MÉTODO DE NEWTON Y EL TRAZADO DE RAYOS

Roberto Soto-Villalobos^{1,*}, Sóstenes Méndez-Delgado¹ & Omar Efraín Izaguirre-Prado¹

¹ Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra

* roberto.sotovll@uanl.edu.mx

Resumen

Se aplica la teoría de rayos en un medio con estratos homogéneos (velocidades y espesores constantes) para obtener una formulación matemática con la que se puedan determinar los puntos x^i donde los rayos interactúan con las interfases de las capas. La formulación utiliza el método de Newton en su forma matricial para obtener de manera iterativa las posiciones x_{j+1}^i a partir de una aproximación inicial de los valores x_j^i . El jacobiano del sistema de ecuaciones es una matriz tridiagonal. Por medio de la formulación presentada, es posible implementar programas de cómputo que resuelvan el problema numérico a través de diversas técnicas.

Palabras claves

Método de Newton, trazado de rayos

Abstract

Ray theory is applied in a medium with homogeneous strata (constant velocities and thicknesses) to obtain a mathematical formulation with which to determine the points x^i where the rays interact with the interfaces of the layers. The formulation uses Newton's method in its matrix form to iteratively derive the positions x_{j+1}^i from an initial approximation of the values x_j^i . The Jacobian system of equations is a tridiagonal matrix. By means of the formulation presented, it is possible to implement computer programs that solve the numerical problem through various techniques.

Keywords

Newton's method, ray tracing

Introducción

Por medio de la exploración geofísica se puede obtener la estructura del subsuelo. Para ello se utiliza el conocimiento de diversos fenómenos físicos (expresiones matemáticas) como la propagación de ondas, la gravedad y el magnetismo terrestre, entre otras. A través de mediciones (tiempos de arribo de ondas,

pequeñas variaciones de la gravedad o variaciones de algún elemento del campo magnético terrestre, etc.), se relacionan a propiedades físicas de las rocas, tales como: velocidad de ondas, densidad, susceptibilidad magnética, etc.

En particular, la exploración sísmica se encarga de estimar la variación de las velocidades de las ondas dentro del subsuelo, con base en los fenómenos de reflexión y refracción de las ondas.

Soto-Villalobos, R., Méndez-Delgado, S. & Izaguirre-Prado, O.E. (2023): Método de Newton y el Trazado de Rayos. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9** (2023): 189-194.

Se utiliza una fuente que produce ondas (golpe de un martillo en una placa, la explosión de dinamita, etc.), las cuales se propagan en el subsuelo hasta llegar a un detector (geófono) y se registra el tiempo de arribo.

En el caso de sismica de exploración, las estructuras más simples para estudiar son los medios con estratos horizontales homogéneos, en los que se considera que la velocidad de las ondas y el espesor en cada estrato es constante. La figura 1 es un claro ejemplo de un medio estratificado. Las mediciones de los tiempos de arribo de las ondas son utilizadas para determinar las

velocidades de las ondas y los espesores de cada capa; lo cual se puede realizar a través del modelado directo. En Burger (1992) se puede consultar la teoría relacionada a este tema.

Una forma de resolver este problema es a través del trazado de rayos (ver Figura 1), el modelado directo consiste en obtener la expresión matemática que relacione los parámetros de la estructura (velocidades, espesores) y los tiempos de arribo, con los puntos donde los rayos interactúan con las interfaces de las capas.

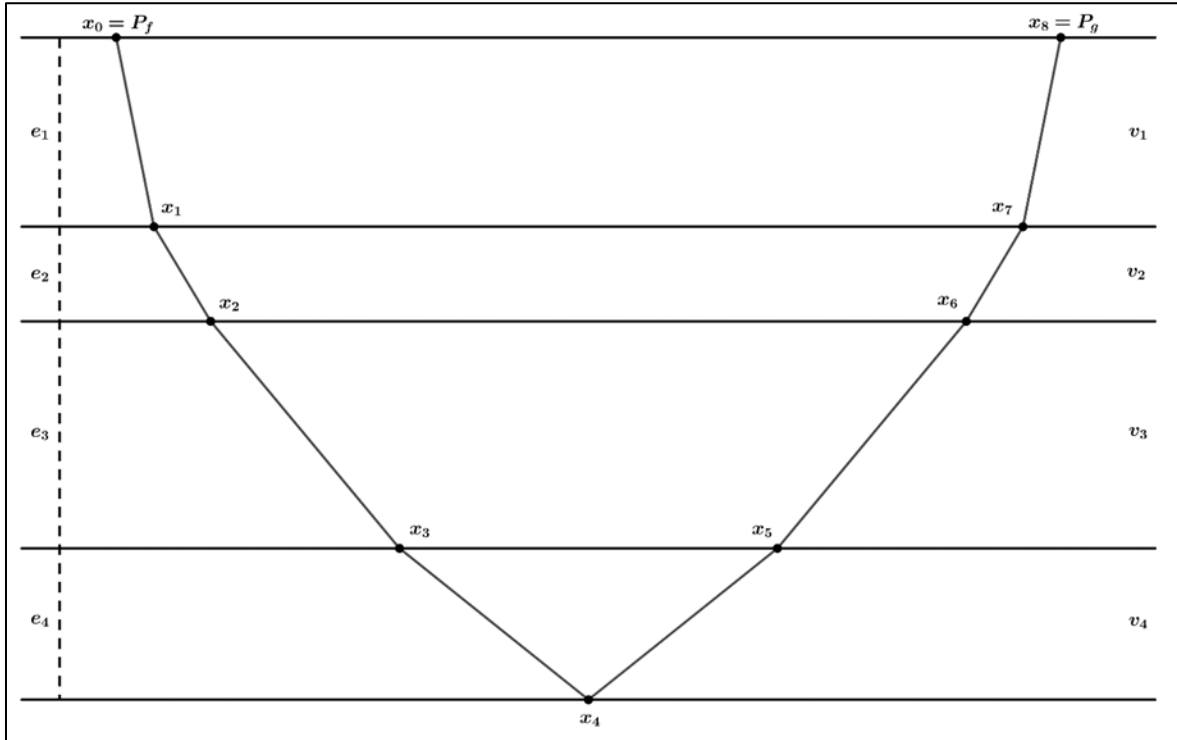


Figura 1: Modelo de cuatro reflectores sísmicos sobre un semi espacio homogéneo y el trazado del rayo, las condiciones son: $e_i > 0$ y $v_i > 0$, para $i = 1, 2, 3, 4$, son los espesores y las velocidades respectivas. $x_0 = P_f$ es la posición de la fuente, $x_8 = P_g$ es la posición del receptor y $x_0 < x_1 < x_2 < x_3 < x_4 < x_5 < x_6 < x_7 < x_8$.

Método de reflexión en el trazado de rayos

De la ecuación de tiempos de arribo (Dávila Torres, 2012, p. 18) se puede obtener para un modelo de cuatro capas horizontales arriba de un semi espacio homogéneo (ver Figura 1), la siguiente ecuación de tiempo de viaje del rayo que sale del punto x_0 hasta el punto x_8 es:

$$t_4 = \frac{1}{v_1} \sqrt{(x_1 - x_0)^2 + e_1^2} + \frac{1}{v_2} \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + e_2^2} + \frac{1}{v_3} \sqrt{(x_3 - x_2)^2 + e_3^2} + \frac{1}{v_4} \sqrt{(x_4 - x_3)^2 + e_4^2} + \frac{1}{v_4} \sqrt{(x_5 - x_4)^2 + e_4^2} + \frac{1}{v_3} \sqrt{(x_6 - x_5)^2 + e_3^2} + \frac{1}{v_2} \sqrt{(x_7 - x_6)^2 + e_2^2} + \frac{1}{v_1} \sqrt{(x_8 - x_7)^2 + e_1^2}, \quad (1)$$

donde los espesores e_i y las velocidades v_i son mayores que cero para $i=1,2,3,4$, $x_0=P_f$ es la posición de la fuente, $x_8=P_g$ es la posición del receptor y $x_0 < x_1 < x_2 < x_3 < x_4 < x_5 < x_6 < x_7 < x_8$.

La ecuación (1) puede reescribirse en notación económica como:

$$t_4 = \sum_{i=1}^4 \frac{1}{v_i} \sqrt{(x_i - x_{i-1})^2 + e_i^2} + \sum_{i=4}^7 \frac{1}{v_{8-i}} \sqrt{(x_{i+1} - x_i)^2 + e_{8-i}^2}. \quad (2)$$

A partir de la ecuación de tiempo de viaje (1), se requiere encontrar la trayectoria de un recorrido con tiempo mínimo de viaje. Para encontrar esta trayectoria se debe de satisfacer que: $\frac{\partial t_4}{\partial x_i} = 0$, para $i = 1, 2, \dots, 7$, entonces:

$$\frac{\partial t_4}{\partial x_1} = \frac{1}{v_1} \cdot \frac{x_1 - x_0}{\sqrt{(x_1 - x_0)^2 + e_1^2}} - \frac{1}{v_2} \cdot \frac{x_2 - x_1}{\sqrt{(x_2 - x_1)^2 + e_2^2}} = 0, \quad (3)$$

$$\frac{\partial t_4}{\partial x_2} = \frac{1}{v_2} \cdot \frac{x_2 - x_1}{\sqrt{(x_2 - x_1)^2 + e_2^2}} - \frac{1}{v_3} \cdot \frac{x_3 - x_2}{\sqrt{(x_3 - x_2)^2 + e_3^2}} = 0, \quad (4)$$

$$\frac{\partial t_4}{\partial x_3} = \frac{1}{v_3} \cdot \frac{x_3 - x_2}{\sqrt{(x_3 - x_2)^2 + e_3^2}} - \frac{1}{v_4} \cdot \frac{x_4 - x_3}{\sqrt{(x_4 - x_3)^2 + e_4^2}} = 0, \quad (5)$$

$$\frac{\partial t_4}{\partial x_4} = \frac{1}{v_4} \cdot \frac{x_4 - x_3}{\sqrt{(x_4 - x_3)^2 + e_4^2}} - \frac{1}{v_4} \cdot \frac{x_5 - x_4}{\sqrt{(x_5 - x_4)^2 + e_4^2}} = 0, \quad (6)$$

$$\frac{\partial t_4}{\partial x_5} = \frac{1}{v_4} \cdot \frac{x_5 - x_4}{\sqrt{(x_5 - x_4)^2 + e_4^2}} - \frac{1}{v_3} \cdot \frac{x_6 - x_5}{\sqrt{(x_6 - x_5)^2 + e_3^2}} = 0, \quad (7)$$

$$\frac{\partial t_4}{\partial x_6} = \frac{1}{v_3} \cdot \frac{x_6 - x_5}{\sqrt{(x_6 - x_5)^2 + e_3^2}} - \frac{1}{v_2} \cdot \frac{x_7 - x_6}{\sqrt{(x_7 - x_6)^2 + e_2^2}} = 0, \quad (8)$$

$$\frac{\partial t_4}{\partial x_7} = \frac{1}{v_2} \cdot \frac{x_7 - x_6}{\sqrt{(x_7 - x_6)^2 + e_2^2}} - \frac{1}{v_1} \cdot \frac{x_8 - x_7}{\sqrt{(x_8 - x_7)^2 + e_1^2}} = 0. \quad (9)$$

El sistema de ecuaciones (3-9) puede reescribirse como:

$$v_2^2(x_1 - x_0)^2[(x_2 - x_1)^2 + e_2^2] - v_1^2(x_2 - x_1)^2[(x_1 - x_0)^2 + e_1^2] = 0, \quad (10)$$

$$v_3^2(x_2 - x_1)^2[(x_3 - x_2)^2 + e_3^2] - v_2^2(x_3 - x_2)^2[(x_2 - x_1)^2 + e_2^2] = 0, \quad (11)$$

$$v_4^2(x_3 - x_2)^2[(x_4 - x_3)^2 + e_4^2] - v_3^2(x_4 - x_3)^2[(x_3 - x_2)^2 + e_3^2] = 0, \quad (12)$$

$$x_3 - 2x_4 + x_5 = 0, \quad (13)$$

$$v_3^2(x_5 - x_4)^2[(x_6 - x_5)^2 + e_3^2] - v_4^2(x_6 - x_5)^2[(x_5 - x_4)^2 + e_4^2] = 0, \quad (14)$$

$$v_2^2(x_6 - x_5)^2[(x_7 - x_6)^2 + e_2^2] - v_3^2(x_7 - x_6)^2[(x_6 - x_5)^2 + e_3^2] = 0, \quad (15)$$

$$v_1^2(x_7 - x_6)^2[(x_8 - x_7)^2 + e_1^2] - v_2^2(x_8 - x_7)^2[(x_7 - x_6)^2 + e_2^2] = 0. \quad (16)$$

Las ecuaciones (10-16) forman un sistema de ecuaciones no lineales, el cual puede ser resuelto mediante el método de Newton (Pita Ruiz, 1995). Utilizando el método de Newton en su forma matricial para este sistema en particular, se obtienen las posiciones x_{j+1}^i a partir de una aproximación inicial de los valores x_j^i , tal que:

$$\begin{bmatrix} x_{j+1}^1 \\ x_{j+1}^2 \\ x_{j+1}^3 \\ x_{j+1}^4 \\ x_{j+1}^5 \\ x_{j+1}^6 \\ x_{j+1}^7 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_j^1 \\ x_j^2 \\ x_j^3 \\ x_j^4 \\ x_j^5 \\ x_j^6 \\ x_j^7 \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} \frac{\partial f_1}{\partial x_1} & \frac{\partial f_1}{\partial x_2} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \frac{\partial f_2}{\partial x_1} & \frac{\partial f_2}{\partial x_2} & \frac{\partial f_2}{\partial x_3} & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\partial f_3}{\partial x_2} & \frac{\partial f_3}{\partial x_3} & \frac{\partial f_3}{\partial x_4} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{\partial f_4}{\partial x_3} & \frac{\partial f_4}{\partial x_4} & \frac{\partial f_4}{\partial x_5} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \frac{\partial f_5}{\partial x_4} & \frac{\partial f_5}{\partial x_5} & \frac{\partial f_5}{\partial x_6} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{\partial f_6}{\partial x_5} & \frac{\partial f_6}{\partial x_6} & \frac{\partial f_6}{\partial x_7} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{\partial f_7}{\partial x_6} & \frac{\partial f_7}{\partial x_7} \end{bmatrix}^{-1} \begin{bmatrix} f_1(x_j^1, x_j^2) \\ f_2(x_j^1, x_j^2, x_j^3) \\ f_3(x_j^2, x_j^3, x_j^4) \\ f_4(x_j^3, x_j^4, x_j^5) \\ f_5(x_j^4, x_j^5, x_j^6) \\ f_6(x_j^5, x_j^6, x_j^7) \\ f_7(x_j^6, x_j^7) \end{bmatrix}, \quad (17)$$

donde su Jacobiano está dado por una matriz tridiagonal y

$$\frac{\partial f_1}{\partial x_1} = 2(v_2^2 - v_1^2)(x_2 - x_1)(x_1 - x_0)(x_2 - 2x_1 + x_0) + 2v_2^2(x_1 - x_0)e_2^2 + 2v_1^2(x_2 - x_1)e_1^2, \quad (18)$$

$$\frac{\partial f_1}{\partial x_2} = 2(x_2 - x_1)[(x_1 - x_0)^2(v_2^2 - v_1^2) - v_1^2 e_1^2], \quad (19)$$

$$\frac{\partial f_2}{\partial x_1} = -2(x_2 - x_1)[(x_3 - x_2)^2(v_3^2 - v_2^2) + v_3^2 e_3^2], \quad (20)$$

$$\frac{\partial f_2}{\partial x_2} = 2(v_3^2 - v_2^2)(x_3 - x_2)(x_2 - x_1)(x_3 - 2x_2 + x_1) + 2v_3^2(x_2 - x_1)e_3^2 + 2v_2^2(x_3 - x_2)e_2^2, \quad (21)$$

$$\frac{\partial f_2}{\partial x_2} = 2(v_3^2 - v_2^2)(x_3 - x_2)(x_2 - x_1)(x_3 - 2x_2 + x_1) + 2v_3^2(x_2 - x_1)e_3^2 + 2v_2^2(x_3 - x_2)e_2^2, \quad (22)$$

$$\frac{\partial f_3}{\partial x_2} = -2(x_3 - x_2)[(x_4 - x_3)^2(v_4^2 - v_3^2) + v_4^2 e_4^2], \quad (23)$$

$$\frac{\partial f_3}{\partial x_3} = 2(v_4^2 - v_3^2)(x_4 - x_3)(x_3 - x_2)(x_4 - 2x_3 + x_2) + 2v_4^2(x_3 - x_2)e_4^2 + 2v_3^2(x_4 - x_3)e_3^2, \quad (24)$$

$$\frac{\partial f_3}{\partial x_4} = 2(x_4 - x_3)[(x_3 - x_2)^2(v_4^2 - v_3^2) - v_3^2 e_3^2], \quad (25)$$

$$\frac{\partial f_4}{\partial x_3} = 1, \quad (26)$$

$$\frac{\partial f_4}{\partial x_4} = -2, \quad (27)$$

$$\frac{\partial f_4}{\partial x_5} = 1, \quad (28)$$

$$\frac{\partial f_5}{\partial x_4} = -2(x_5 - x_4)[(x_6 - x_5)^2(v_3^2 - v_4^2) + v_3^2 e_3^2], \quad (29)$$

$$\frac{\partial f_5}{\partial x_5} = 2(v_3^2 - v_4^2)(x_6 - x_5)(x_5 - x_4)(x_6 - 2x_5 + x_4) + 2v_3^2(x_5 - x_4)e_3^2 + 2v_4^2(x_6 - x_5)e_4^2, \quad (30)$$

$$\frac{\partial f_5}{\partial x_6} = 2(x_6 - x_5)[(x_5 - x_4)^2(v_3^2 - v_4^2) - v_4^2 e_4^2], \quad (31)$$

$$\frac{\partial f_6}{\partial x_5} = -2(x_6 - x_5)[(x_7 - x_6)^2(v_2^2 - v_3^2) + v_2^2 e_2^2], \quad (32)$$

$$\frac{\partial f_6}{\partial x_6} = 2(v_2^2 - v_3^2)(x_7 - x_6)(x_6 - x_5)(x_7 - 2x_6 + x_5) + 2v_2^2(x_6 - x_5)e_2^2 + 2v_3^2(x_7 - x_6)e_3^2, \quad (33)$$

$$\frac{\partial f_6}{\partial x_7} = 2(x_7 - x_6)[(x_6 - x_5)^2(v_2^2 - v_3^2) - v_3^2 e_3^2], \quad (34)$$

$$\frac{\partial f_7}{\partial x_6} = -2(x_7 - x_6)[(x_8 - x_7)^2(v_1^2 - v_2^2) + v_1^2 e_1^2], \quad (35)$$

$$\frac{\partial f_7}{\partial x_7} = 2(v_1^2 - v_2^2)(x_8 - x_7)(x_7 - x_6)(x_8 - 2x_7 + x_6) + 2v_1^2(x_7 - x_6)e_1^2 + 2v_2^2(x_8 - x_7)e_2^2. \quad (36)$$

Generalización del problema a n capas horizontales

La ecuación (2) puede ser generalizada a un tiempo de viaje para n capas horizontales arriba de un semi-espacio como:

$$t_n = \sum_{i=1}^n \frac{1}{v_i} \sqrt{(x_i - x_{i-1})^2 + e_i^2} + \sum_{i=n}^{2n-1} \frac{1}{v_{2n-i}} \sqrt{(x_{i+1} - x_i)^2 + e_{2n-i}^2}. \quad (37)$$

De las ecuaciones (20, 23, 26, 29, 32 y 35), la diagonal inferior de la matriz Jacobiana puede ser generalizada como:

$$J[i, i-1] = -2(x_i - x_{i-1})[(x_{i+1} - x_i)^2(v_{i+1}^2 - v_i^2) + v_{i+1}^2 e_{i+1}^2], \text{ para } i = 2, 3, \dots, n-1; \quad (38)$$

$$J[n, n-1] = 1, \text{ para } i = n; \quad (39)$$

$$J[i, i-1] = -2(x_i - x_{i-1})[(x_{i+1} - x_i)^2(v_{2n-i}^2 - v_{2n-i+1}^2) - v_{2n-i}^2 e_{2n-i}^2], \text{ para } i = n+1, n+2, \dots, 2n-1. \quad (40)$$

De las ecuaciones (18, 21, 24, 27, 30, 33 y 36), la diagonal principal de la matriz Jacobiana puede ser establecida como:

$$J[i, i] = 2(x_{i+1} - x_i)(x_i - x_{i-1})(x_{i+1} - 2x_i + x_{i-1})(v_{i+1}^2 - v_i^2) + 2v_{i+1}^2(x_i - x_{i-1})e_{i+1}^2 + 2v_i^2(x_{i+1} - x_i)e_i^2, \\ \text{para } i = 1, 2, \dots, n-1; \quad (41)$$

$$J[n, n] = -2, \text{ para } J[n, n] = -2, \quad (42)$$

$$J[i, i] = 2(x_{i+1} - x_i)(x_i - x_{i-1})(x_{i+1} - 2x_i + x_{i-1})(v_{2n-i}^2 - v_{2n-i+1}^2) + 2v_{2n-i}^2(x_i - x_{i-1})e_{2n-i}^2 + 2v_{2n-i+1}^2(x_{i+1} - x_i)e_{2n-i+1}^2, \\ \text{para } i = n+1, n+2, \dots, 2n-1. \quad (43)$$

De las ecuaciones (19, 22, 25, 28, 31 y 34), la diagonal superior de la matriz Jacobiana puede ser generalizada como:

$$J[i, i+1] = 2(x_{i+1} - x_i)[(x_i - x_{i+1})^2(v_{i+1}^2 - v_i^2) - v_i^2 e_i^2], \text{ para } i = 2, 3, \dots, n-1; \quad (44)$$

$$J[n, n+1] = 1, \text{ para } i = n; \quad (45)$$

$$J[i, i+1] = 2(x_{i+1} - x_i)[(x_i - x_{i+1})^2(v_{2n-i}^2 - v_{2n-i+1}^2) - v_{2n-i+1}^2 e_{2n-i+1}^2],$$

$$\text{para } i = n + 1, n + 2, \dots, 2n - 2. \quad (45)$$

Ejemplo para cuatro capas horizontales

La figura 2 presenta un modelo de cuatro capas horizontales sobre un semi espacio homogéneo, cuyos espesores e_i son: 10, 5, 12 y 8 m; las velocidades v_i son: 500, 1000, 1500 y 2000 m/s; $x_0 = P_f = 0$ m, es la posición de la fuente y $x_8 = P_g = 50$ m, es la posición del receptor.

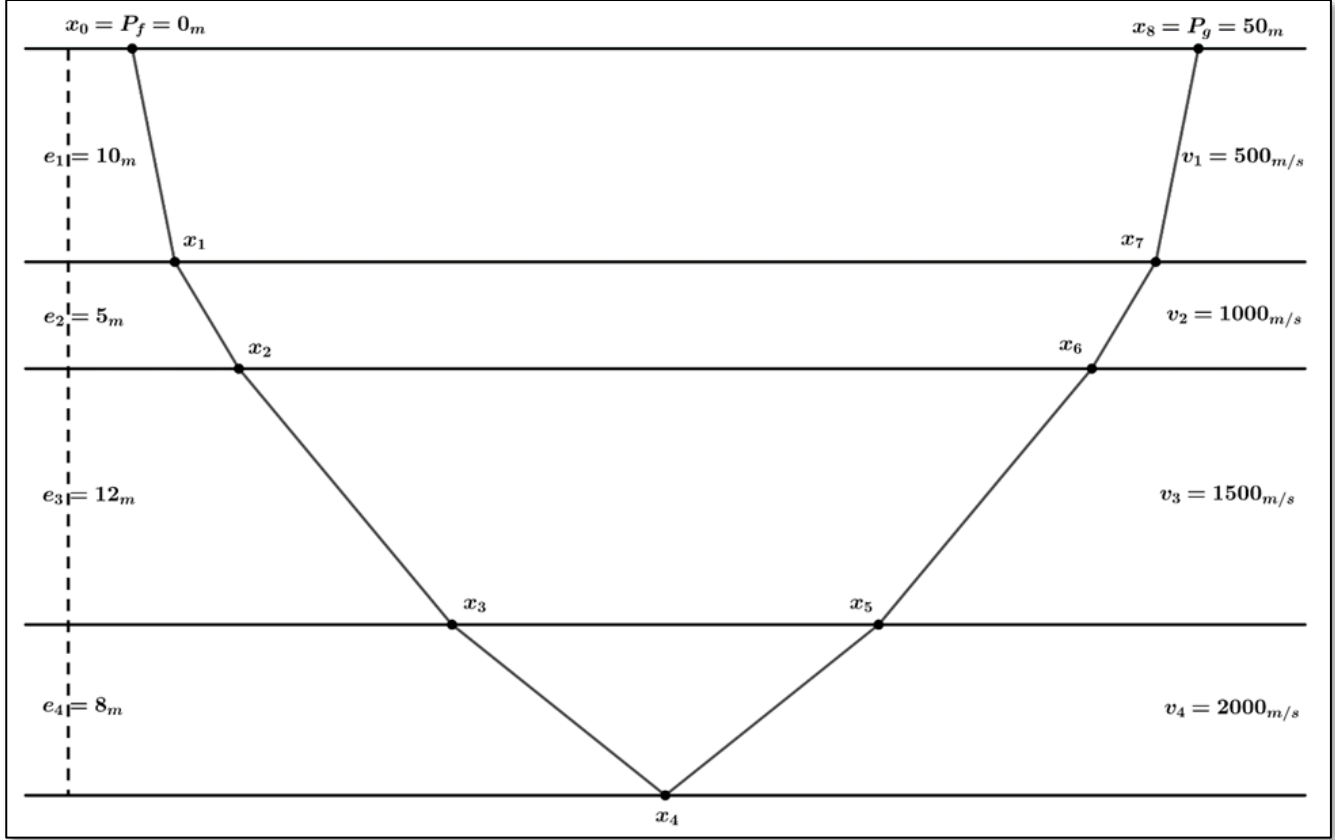


Figura 2: Modelo de cuatro reflectores sísmicos sobre un semi espacio homogéneo y el trazado del rayo. Los parámetros $e_i > 0$ y $v_i > 0$, para $i = 1, 2, 3, 4$, son respectivamente: 10, 5, 12 y 8 m; 500, 1000, 1500 y 2000 m/s. $x_0 = P_f = 0$ m es la posición de la fuente, $x_8 = P_g = 50$ m es la posición del receptor.

La ecuación del tiempo de viaje obtenida a partir de la ecuación (1), para el modelo de la Figura 1 es:

$$t_4 = \frac{1}{500} \sqrt{x_1^2 + 100} + \frac{1}{1000} \sqrt{(x_2 - x_1)^2 + 25} + \frac{1}{1500} \sqrt{(x_3 - x_2)^2 + 144} + \frac{1}{2000} \sqrt{(x_4 - x_3)^2 + 64} + \frac{1}{2000} \sqrt{(x_5 - x_4)^2 + 64} + \frac{1}{1500} \sqrt{(x_6 - x_5)^2 + 144} + \frac{1}{1000} \sqrt{(x_7 - x_6)^2 + 25} + \frac{1}{500} \sqrt{(50 - x_7)^2 + 100} \quad (47)$$

El sistema de ecuaciones lineales asociado a la ecuación de tiempo de viaje (47) es:

$$4x_1^2[(x_2 - x_1)^2 + 25] - (x_2 - x_1)^2[x_1^2 + 100] = 0 \quad (48)$$

$$9(x_2 - x_1)^2[(x_3 - x_2)^2 + 144] - 4(x_3 - x_2)^2[(x_2 - x_1)^2 + 25] = 0 \quad (49)$$

$$16(x_3 - x_2)^2[(x_4 - x_3)^2 + 64] - 9(x_4 - x_3)^2[(x_3 - x_2)^2 + 144] = 0 \quad (50)$$

$$x_3 - 2x_4 + x_5 = 0 \quad (51)$$

$$9(x_5 - x_4)^2[(x_6 - x_5)^2 + 144] - 16(x_6 - x_5)^2[(x_5 - x_4)^2 + 64] = 0 \quad (52)$$

$$4(x_6 - x_5)^2[(x_7 - x_6)^2 + 25] - 9(x_7 - x_6)^2[(x_6 - x_5)^2 + 144] = 0 \quad (53)$$

$$9(x_7 - x_6)^2[(50 - x_7)^2 + 100] - 4(50 - x_7)^2[(x_7 - x_6)^2 + 25] = 0 \quad (54)$$

Conclusiones

Generalizar el problema a n capas es importante ya que implica que puede ser implementado en algún lenguaje de programación para resolver el problema computacionalmente, ya que resolver analíticamente podría ser muy arduo o imposible de realizarse, entonces una solución aproximada puede aceptarse si esta tiene suficiente calidad.

El problema puede ser propuesto como un tema de tesis de licenciatura o posgrado o bien en la participación en un congreso, para estudiantes con fuertes inclinaciones a la programación.

Aunque se presenta un problema de capas horizontales, esta técnica puede ser utilizada para capas no horizontales con diferentes tipos de gradientes de velocidades y también para interfases no necesariamente líneas rectas.

Referencias

- Burger, H.R. (1992): *Exploration Geophysics of the shallow subsurface*. First edition. – Englewood Cliffs, New Jersey, USA. (Prentice-Hall, Inc.).
- Dávila-Torres, R.F. (2012): *Trazado de rayos sísmicos mediante la generalización de la optimización la ecuación de tiempos de arribo utilizando programación evolutiva*. – Tesis de Licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares Nuevo León.
- Pita-Ruiz, C. (1995): *Cálculo Vectorial*. Primera edición. – México (Prentice Hall).

GRAFITO EN EL COMPLEJO METAMÓRFICO PALEOZOICO ESQUISTO GRANJENO

Sonia Alejandra Torres-Sánchez^{1,*}, Uwe Jenchen², Carita Augustsson³,
José Rafael Barboza-Gudiño⁴, Karla Rubi Martínez-Hernández⁵, Vivian Ruiz-Mendoza¹
& Ramón Torres-Hernández⁴

¹ *Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 78290, San Luis Potosí, S.L.P, México*

² *Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 67700, Nuevo León, México*

³ *Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad de Stavanger, 4021, Stavanger, Noruega*

⁴ *Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, 78290, San Luis Potosí, S.L.P, México*

⁵ *Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, 78216, San Luis Potosí, S.L.P, México*

* sonia.torres@uaslp.mx

Resumen

El Complejo Metamórfico Paleozoico Esquisto Granjeno se compone por rocas con eductos sedimentarios e ígneos. El énfasis de este trabajo radica en la una unidad grafitica, de la cual no se ha entendido completamente su origen y evolución. Durante el metamorfismo las condiciones de grafitización corresponden a un proceso irreversible. Por lo cual el proceso de grafitización se considera un indicador confiable para estimar las condiciones térmicas máximas durante el metamorfismo. Se realizaron análisis geoquímicos en roca total y mineral con la finalidad de estimar las condiciones de grafitización y la mineralogía formada durante este proceso. Se estima que el proceso de grafitización ocurrió en dos rangos de temperatura de 318–339°C y 426–432°C. Por lo tanto, los sedimentos ricos en materia orgánica depositados en una cuenca oceánica localizada en la periferia del NW Gondwana fueron afectados por alto grado de metamorfismo regional durante el cierre de Pangea.

Palabras clave

Grafito, Espectometría Raman, metamorfismo, Complejo Metamórfico Paleozoico Esquisto Granjeno, Sierra Madre Oriental

Abstract

The Paleozoic Granjeno Schist Metamorphic Complex is composed of rocks with sedimentary and igneous educts. This work emphasizes the graphitic unit, whose origin and evolution are not fully understood. During metamorphism, graphitization conditions correspond to an irreversible process. Therefore, the graphitization process is a reliable indicator for estimating the maximum thermal conditions during metamorphism. Geochemical analyses were carried out on total rock and minerals in order to estimate the graphitization conditions and the mineralogy formed during this process. It is estimated that the graphitization process occurred in two temperature ranges of 318–339°C and 426–432°C. Therefore, organic-rich sediments deposited in an oceanic basin located at the periphery of NW Gondwana were affected by a high degree of regional metamorphism during the closure of Pangea.

Torres-Sánchez, S.A., Jenchen, U., Augustsson, C., Barboza-Gudiño, J.R., Martínez-Hernández, K.R., Ruiz-Mendoza, V. & Torres-Hernández, R. (2023): Grafito en el Complejo Metamórfico Paleozoico Esquisto Granjeno. – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, **9 (2023)**: 195-200.

Keywords

Graphite, Raman Spectrometry, metamorphism, Paleozoic Granjeno Schist Metamorphic Complex, Sierra Madre Oriental

Introducción

El planeta Tierra es un sistema dinámico que desde su formación hace 4,500 millones de años hasta la actualidad y a través de diversos procesos geológicos como orogenias, vulcanismo, sedimentación, erosión por mencionar algunos han contribuido a la formación y destrucción de corteza (Dewey et al., 1981). Durante la evolución geológica del planeta, la tectónica de placas ha tenido un rol fundamental en la configuración de sus masas continentales. Un proceso en particular relacionado con el movimiento de las placas tectónicas y a la cual se atribuye la formación de montañas en una región, es conocido como “orogénesis” la cual opera durante millones de años de manera lenta y progresiva (Marín Lechado et al., 2017). Evidencia de este tipo de actividad esta presente en las rocas del noreste de México que conforman el basamento geológico de la Sierra Madre Oriental.

La Sierra Madre Oriental corresponde a una cordillera cuyo relieve se debe a la deformación de rocas de edad mesozoica y de su complejo basal, formando pliegues y cabalgaduras

(Eguíluz de Antuñano et al., 2000; Figura 1). Existen algunas localidades del basamento de la Sierra Madre Oriental que han sido estudiadas y que han revelado detalles de la colisión de las masas continentales antiguas, como las de Laurencia y Gondwana durante la configuración del megacontinente Pangea (Torres-Sánchez, 2015). Sin embargo, durante el periodo de acercamiento y colisión, Gondwana se fragmentó en diversos microcontinentes que fueron acrecionados a Laurencia y que dieron lugar a la formación de diversas cuencas continentales, generando piso oceánico y desarrollando arcos de islas y arcos continentales (Stampfli & Borel, 2002). Esta variedad de ambientes geológicas abre el camino a la formación de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas que conforman al basamento cristalino de la Sierra Madre Oriental.

El basamento de la Sierra Madre Oriental consiste en cuatro unidades litológicas conformadas por: a) rocas precámbricas de la unidad metamórfica Gneis Novillo, b) el Complejo Metamórfico Paleozoico Esquisto Granjeno, c) secuencia clástico-pelítico-carbonatada deformada del Silúrico al Pérmico, y d) un cuerpo ígneo intrusivo de edad Paleozoica (Figura 2).

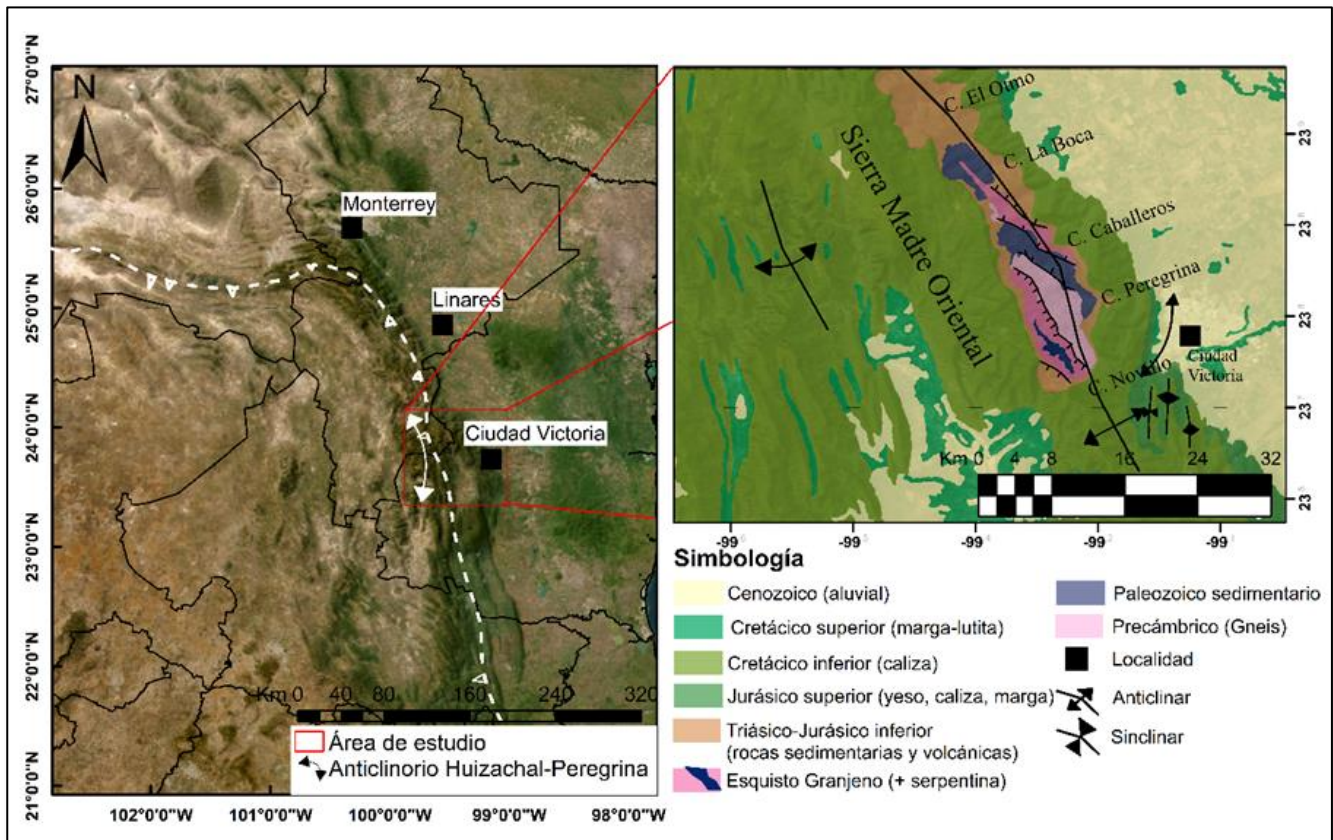


Figura 1: Mapa de localización.

El Complejo Metamórfico Paleozoico Esquisto Granjeno se conforma por rocas con protolitos sedimentarios (psammita, pelita, turbidita, conglomerado, grafito) e ígneos (toba, flujos de lava, lava almohadillada y cuerpos de rocas ultramáficas) (Torres-Sánchez, 2015).

Desde 1946 se han registrado descripciones e interpretaciones geodinámicas del Complejo Metamórfico Paleozoico Esquisto Granjeno, sin embargo, no se ha terminado de entender sobre los procesos relacionados con el origen y evolución del grafito. Por lo tanto, la atención de esta contribución se centra en estimar las condiciones de formación de la subunidad rica en grafito que conforma a este complejo metamórfico.

¿Qué es el grafito?

Antes de continuar habrá que entender que es el metamorfismo, el cual corresponde a un proceso geológico que da lugar a un cambio en la mineralogía, estructura,

microestructura y/o la composición de una roca original conocida como protolito, bajo el efecto de variaciones de temperatura y presión para formar así una nueva roca llamada roca metamórfica (Bucher, 2023). Continuando con el grafito, éste corresponde a la forma estable del carbono elemental en la superficie y en la corteza de la Tierra. El proceso de grafitización consiste en la transformación progresiva e irreversible de manera natural de material rico en carbono a grafito cristalino (Buseck & Beyssac, 2014). El mineral grafito es bastante conocido por ser el material principal de los lápices y puntillas que usamos para escribir, sin embargo, de manera natural se encuentra presente en diversas rocas de origen metamórfico e ígneo. El grafito es de color negro o, a veces, grisáceo, blando con dureza de 1 a 2 en la escala de Mohs, y se rompe fácilmente incluso aplicando ligera presión; tiene una textura grasosa, presenta un lustre o brillo de tipo metálico. Además, este mineral es un excelente conductor de electricidad o calor y puede soportar temperaturas extremas (Pellant, 2002).

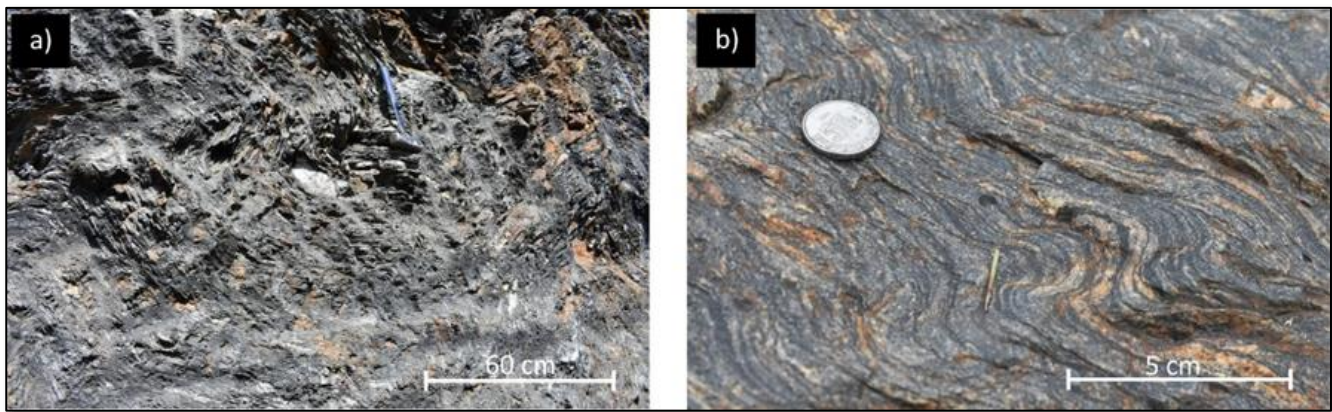


Figura 2: Fotografías de campo del esquisto grafitico, a) afloramiento masivo con tonalidad oscura, b) estructura de crenulación en el esquisto grafitico.

Se conoce que las rocas de tipo metasedimentarias pueden contener en su composición material carbonoso derivado de la evolución de la materia orgánica originalmente presente en el protolito (Beysac et al., 2002). Para poder llevar a cabo el proceso de grafitización se requiere que una roca haya sido afectada por metamorfismo, esta es una razón por la cual el carbono grafitico se encuentra principalmente en rocas formadas en cinturones orogénicos (Beyssac et al., 2002). Una oportunidad para utilizar la geotermometría y cuantificar las temperaturas metamórficas desde el metamorfismo de bajo grado (~330 °C) hasta el metamorfismo de alto grado (~650 °C), la ofrece el estudio del carbono grafitico. Como se ha descrito previamente en el Complejo Metamórfico Paleozoico Esquisto Granjeno es posible reconocer una subunidad litológica rica en grafito y material carbonoso finamente disperso, plegado y con estructuras de crenulación.

Metodología

Se recolectaron muestras en las diversas localidades en donde afloran estas rocas y se seleccionaron las muestras más homogéneas y sin rastros de alteración superficial. Para analizar las texturas de las rocas y las propiedades ópticas de cada mineral que permite establecer las fases minerales presentes en las rocas se elaboraron a partir de estas muestras rocosas láminas delgadas según los procedimientos estandarizados por los laboratorios de preparación de la Facultad de Ciencias de la Tierra (UANL), la Universidad Friedrich-Schiller en Jena, Alemania y la Facultad de Ingeniería (UASLP). El análisis petrográfico de láminas delgadas se efectuó con el uso de microscopios de luz polarizada marca Leica modelo DM750P. El análisis de química mineral se realizó con un equipo de microsonda electrónica (EMPA), modelo CAMECA SX50, en el Instituto de Mineralogía-Carl

Zeiss Universidad Friedrich-Schiller Jena, Alemania, utilizando los estándares de silicatos y óxidos con condiciones de voltaje de excitación de 15.0 kV, un haz de corriente de 15 nA y de diámetro de 2.3 μm (10 μm para análisis de albita). Para el análisis de espectroscopía Ramán se manejó un equipo modelo Thermo Scientific DXR, con un diodo láser con longitud de onda de 532 nm, en el Instituto de Geociencias de la Universidad Friedrich-Schiller Jena, Alemania y en el Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica. El proceso de análisis es automatizado y se ejecuta por medio del software OMNIC y para cada espectro se calculó la relación de áreas ($R2 = A_{D1}/(A_G + A_{D1} + A_{D2})$), donde A es el área del pico, la banda G es la principal banda de alta frecuencia del grafito, y las bandas D1 y D2 son bandas de defectos observadas en el espectro Raman de primer orden del grafito (Buseck & Beyssac, 2014; Wopenka & Pasteris, 1993).

Resultados

Esquisto Grafítico

El esquisto grafítico se caracteriza por tener una tonalidad gris oscura a negra, así como brillo lustroso (Figura 2a), se presenta en afloramientos que varían desde los 10 cm hasta los 5m en espesor con estructuras de crenulación (Figura 2b). Debido a su espesor y presencia en todas las localidades indica una distribución de una cuenca que comparten ambientes de deposición similares y que de acuerdo con sus características y estructuras fue afectado por al menos 3 episodios de diverso grado de metamorfismo durante el proceso geológico regional que lo formó.

Petrografía y análisis de microsonda

Las fases mineralógicas que componen al esquisto grafítico consisten principalmente de los minerales metamórficos cuarzo (Qz)+muscovita (Mu)+ grafito (Gr)+fengita (Fen) \pm clorita (Cl) \pm albita (Ab) \pm Tur \pm Zr (Figuras 3a y 3b). El esquisto grafítico presenta en lámina delgada textura lepidoblástica y microestructuras de crenulación de tipo asimétrica (Figura 3b), así como bandeamiento de los minerales de muscovita, grafito y clorita que a su vez bordean a porfidoblastos de albita y cuarzo. El cuarzo puede llegar a presentarse con formas hexagonales y con bordes de sutura, en forma de listones y bandas. En los porfidoblastos de albita se identifican sombras de presión e inclusiones de grafito, mica y/o cuarzo posicionadas en dirección oblicua a la foliación principal.

Espectroscopía Ramán

Los espectros Ramán obtenidos presentan intensidades típicas de $G=1580\text{ cm}^{-1}$, $D1=1350\text{ cm}^{-1}$ and $D2=1620\text{ cm}^{-1}$

(Figura 4a), los cuales corresponde a procesos de grafitización que pueden ocurrir en rangos de térmicos de 300°C y 600°C. Mientras que los valores de la relación ID/IG son de 0.54 a 2.30 (Figura 4b).

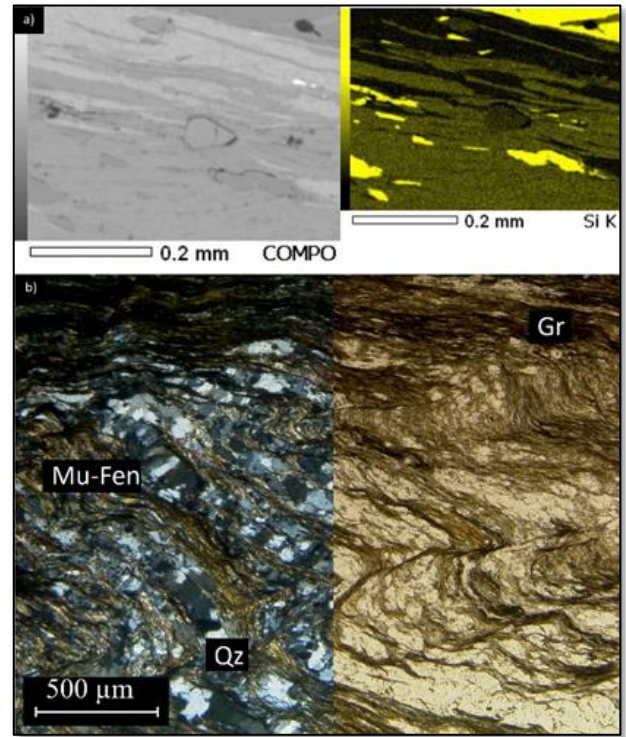


Figura 3: a) Mapa composicional para Si, b) Microfotografía del esquisto de grafito con textura lepidoblástica y crenulación asimétrica.

Discusión

Las rocas grafíticas del CMPEG se encuentran distribuidas en todas las localidades donde este complejo metamórfico aflora, lo que podría indicar que durante la formación de estas rocas existía un ambiente de depósito rico en carbono, en el cual se conservó una cantidad de materia orgánica significativa previamente al proceso de metamorfismo regional que afectó a todas las subunidades. De acuerdo con las fases minerales accesorias como la turmalina y el zircón un transporte de sedimentos cercanos este material pudo acumularse en una cuenca de tipo continental, relacionada a la periferia del suroeste de Gondwana. Las rocas grafíticas presentan evidencia de un proceso metamórfico de tipo regional. evidencia de metamorfismo de alta presión en las rocas metasedimentarias de todas las áreas están presentes como cuarzo poligonal e inclusiones de cuarzo, grafito y mica blanca orientadas de manera oblicua a la foliación de la matriz en los porfidoblastos de albita, mientras que las condiciones retrógradas pueden representarse por sombras de presión y la presencia de cuarzo suturado en bandas y como listones.

De acuerdo con los resultados obtenidos por la espectroscopía Ramán, las condiciones de grafitización se llevaron a cabo bajo condiciones térmicas de 300-600°, mientras que los bajos valores de la relación ID/IG corresponden y concuerdan con el metamorfismo inicial de bajo grado (Buseck & Beyssac, 2014). De acuerdo con la presencia de fengita se

sugieren condiciones de presión de 2.5 kbar. Indicando al menos un episodio de metamorfismo con condiciones térmicas más altas que las propuestas previamente por otros autores.

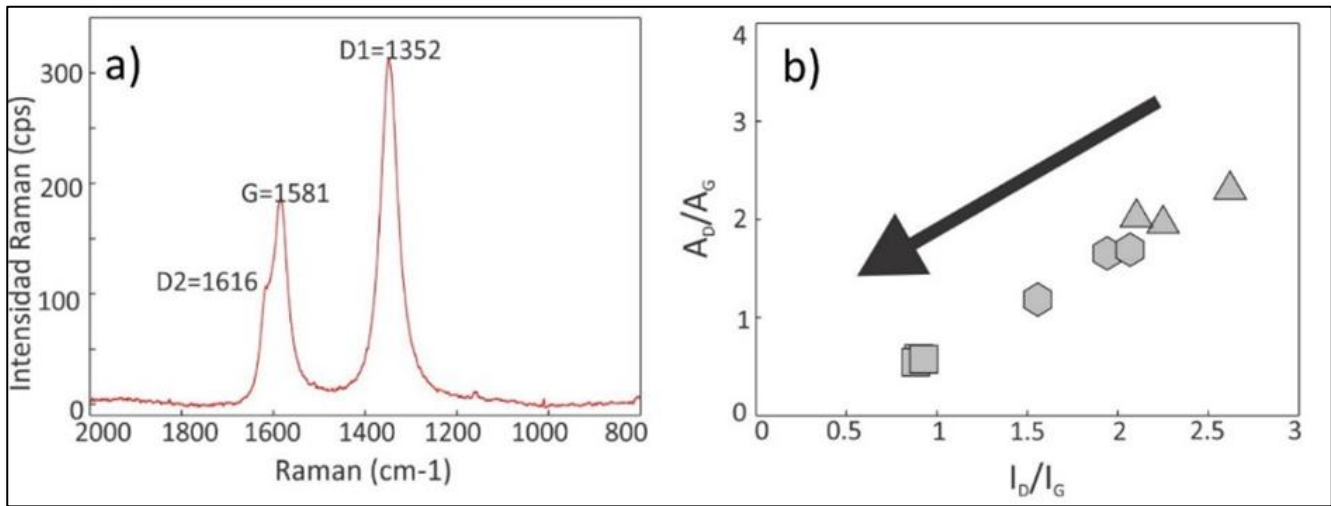


Figura 4: Resultados de la espectrometría Ramán. a) Espectro Ramán, b) comparación de las relaciones de las intensidades Raman de ID/IG vs AD/AG basado en [8]. El cuadro representa a muestras de las localidades del Cañón Peregrina, el hexágono al Cañón Caballeros y el triángulo al Cañón Novillo.

Conclusiones

Concluimos que la composición química de las rocas grafiticas del Complejo Metamórfico Paleozoico Esquisto Granjeno refleja principalmente sus posibles fuentes y su ambiente de depósito previo al metamorfismo, los cuales están estrechamente relacionados con bloques continentales cercanos a la periferia de Gondwana y Oaxaquia, en donde se desarrollaron ambientes marino anóxico y profundos que fungieron como depocentros de prolífica vida microbiana y ricas fuentes de materia orgánica. Que fueron afectados por metamorfismo de alto grado y regional durante el cierre final de Pangea. El entendimiento del complejo metamórfico de Esquisto de Granjeno nos permite proponer que contiene rocas precursoras tanto de afinidad continental y un paquete estratigráfico de la placa oceánica que estaba próximo a un continente.

Referencias

Beyssac, O., Rouzaud, J.N., Goffé, B., Brunet, F. & Chopin, C. (2002): Graphitization in a high-pressure, low-temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **143**: 19-31.

- Bucher, K. (2023): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. – Freiburg, Germany (Springer Nature).
- Buseck, P.R. & Beyssac, O. (2014): From organic matter to graphite: Graphitization. – *Elements*, **10**(6): 421-426.
- Dewey, J.F. & Windley, B.F. (1981): Growth and differentiation of the continental crust. – *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences*, **301**: 189-206.
- 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.
- Marín-Lechado, C., Pedrera-Parias, A., Pérez-Muñoz, A.B., Rodríguez-Fernández, L.R., Rubio-Campos, J.C., Ruiz-Constán, A. & Villalobos-Megía, M. (2017): Parque Nacional de Sierra Nevada. – guía geológica.
- Pellant, C. (2002): *Smithsonian handbooks rocks and minerals*. – (Dorling Kindersley).
- Stampfli, G.M. & Borel, G.D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. – *Earth and Planetary Science Letters*, **196**(1-2): 17-33.
- Torres Sánchez, S.A. (2015): Implicaciones geodinámicas del Complejo Metamórfico Paleozoico de la Sierra Madre

Oriental en el Noreste de México. – Tesis Doctoral, UANL, FCT: 300 p. Linares, N.L.

Wopenka, B. & Pasteris, J.D. (1993): Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy. – *American Mineralogist*, **78(5-6)**: 533-557.

REGISTRO DE RAYOS GAMMA Y CARACTERIZACIÓN DE MINERALES ARCILLOSOS EN LA FORMACIÓN SAN FELIPE (CRETÁCICO SUPERIOR) EN LA LOCALIDAD PUERTO PASTORES (GALEANA, N.L.)

Fernando Velasco-Tapia^{1,*}, Alejandro Alanís-Platas¹, Jaime Antonio Tienda-Garza¹, Pedro Rodríguez-Saavedra¹, Yolanda Pichardo-Barrón¹ & Emma Gema García-González¹

¹ Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Carretera Linares-Cerro Prieto km 8, 67700 Linares, N.L.

* fernando.velascotp@uanl.edu.mx

Resumen

Se ha realizado el registro de rayos gamma y la caracterización de minerales arcillosos en un perfil de la Formación San Felipe (Cretácico Superior, Sierra Madre Oriental) expuesto en la localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.). Se registraron lecturas utilizando un radiómetro GRS-500 Scintrex para radiación gamma total (Tc1, 181 cps en promedio), Potasio (K, 0.96%), Torio (Th, 5.05 ppm) y Uranio (U, 8.16 ppm). En general, lutita y toba alterada son los materiales que presentan las concentraciones más altas en K, U y Th, mientras que horizontes carbonatados muestran valores más bajos. La información del material sedimentario es comparable a la reportada en la literatura. El arreglo de minerales arcillosos se detectó utilizando un difractómetro de polvos Rigaku MiniFlex, en la que destaca la illita y la montmorillonita.

Abstract

Gamma ray logging and characterization of clay minerals was carried out in a profile of the San Felipe Formation (Upper Cretaceous, Sierra Madre Oriental) exposed at the Puerto Pastores locality (Galeana, N.L.). Readings were recorded using a GRS-500 Scintrex radiometer for total gamma radiation (Tc1, 181 cps on average), Potassium (K, 0.96%), Thorium (Th, 5.05 ppm) and Uranium (U, 8.16 ppm). In general, shale and altered tuff are the materials with the highest concentrations of K, U and Th, while carbonate horizons show lower values. The sedimentary material information is comparable to that reported in the literature. The arrangement of clay minerals was detected using a Rigaku MiniFlex powder diffractometer, in which illite and montmorillonite stand out.

Introducción

La respuesta radiométrica de los materiales geológicos depende de la presencia de especies minerales en cuya estructura se concentren uno o más radioelementos, siendo los principales K, Th y U. Estas especies químicas pueden ser constituyentes primarios de la roca, o bien, encontrarse en cantidades traza

como impurezas en la estructura de un cristal. El potasio (¹⁹K) es el radioelemento más abundante en las rocas y pertenece al grupo IA (metales alcalinos) en la Tabla Periódica (Faure, 1986). Se encuentra presente principalmente en feldespato alcalino, micas e illita. El isótopo radioactivo principal del potasio es el ⁴⁰K (abundancia = 0.01167%; T_{1/2} = 1.25 × 10⁹ años) que presenta un decaimiento ramificado hacia ⁴⁰Ca (proceso β⁻, 89.44%) y ⁴⁰Ar

Velasco-Tapia, F., Alanís-Platas, A., Tienda-Garza, J.A., Rodríguez-Saavedra, P., Pichardo-Barrón, Y. & García-González, E.G. (2023): Registro de rayos gamma y caracterización de minerales arcillosos en la Formación San Felipe (Cretácico Superior) en la localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.). – en: Montalvo Arrieta, J.C., Ramírez Fernández, J.A., Aguilar-Madera, C.G., Jenchen, U., Salinas Jasso, J.A., Velasco-Tapia, F. & Navarro-de León, I. (eds.): Número especial en conmemoración del 90° Aniversario de la Universidad Autónoma de Nuevo León y del 40° Aniversario de la Facultad de Ciencias de la Tierra. – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, 9 (2023): 201-209.

(proceso β^+ o captura de electrones, 10.56%). Minerales formadores de rocas, tal como cuarzo y el feldespato alcalino, pueden contener cantidades traza (en ppm) de los radioelementos ^{90}Th y ^{92}U . Sin embargo, también pueden concentrarse en minerales accesorios, tal como zircón, la monzonita, esfena, rutilo, entre otros (Dentith & Mudge, 2014). El ^{90}Th es un elemento del grupo de los metales de transición interna (actínidos) mono-isotópico conformado por la especie radioactiva ^{232}Th ($T_{1/2} = 14.010 \times 10^9$ años) que decae por una serie de decaimientos α y β^- hacia ^{208}Pb (Steiger & Jäger, 1977). El ^{92}U es un elemento del grupo de los elementos de transición interna (actínidos) conformado por tres isótopos radioactivos (Steiger & Jäger, 1977): (a) ^{238}U ($T_{1/2} = 4.468 \times 10^9$ años; abundancia = 99.2743%; por decaimientos α y β^- se transforma en ^{206}Pb), (b) ^{235}U ($T_{1/2} = 0.7038 \times 10^9$ años; abundancia = 0.7200%; por decaimientos α y β^- se transforma en ^{207}Pb) y (c) ^{234}U ($T_{1/2} = 2.47 \times 10^5$ años; abundancia = 0.0057%; por decaimiento α se transforma en ^{290}Th).

En los procesos de decaimiento de K, U y Th ocurre también la emisión de radiación gamma (γ), la cual es de tipo alta energía y cuya emisión no implica un cambio en masa en el isótopo emisor. Su intensidad es un indicador de la radiactividad natural de las rocas y una forma indirecta de establecer la concentración de K, U y Th. La detección de la radiación γ se efectúa a través de efectos físicos o químicos que ocurren por su interacción con la materia. De esta forma, existen varios tipos de detectores, que incluyen: (a) cámaras de ionización, (b) tubos Geiger-Muller, (c) semiconductores, (d) de termoluminiscencia y (e) de centelleo (IAEA, 2003). En el caso particular de los detectores de centelleo (por ejemplo, el modelo Scintrex GRS 500 [Eda Instruments; Toronto, Canadá]) los rayos γ interactúan con cristales de yoduro de sodio activados con talio (NaI(Tl)), yoduro de cesio activados por talio (CsI(Tl)) o germanato de bismuto ($\text{Bi}_4\text{Ge}_3\text{O}_{12}$) dando lugar a la producción (centelleo) de fotones de luz visible. Estos inducen la liberación de un flujo de electrones, que se multiplica, desde un fotomultiplicador. La nube de electrones impacta en un ánodo metálico que genera un pulso negativo de voltaje que se traduce en unidades de cuentas por segundo (cps) de radiación.

Por otra parte, en el caso particular de las unidades sedimentarias, el registro de radiación γ refleja normalmente el contenido de los radioelementos en minerales arcillosos, que es donde se tienden a concentrarse. La aplicación de esta técnica en núcleos de perforación petroleros y de geotermia permite (IAEA, 2003): (a) distinguir variaciones en ambiente de depósito y/o alteración, (b) la identificación de roca generadora y sello de sistemas petroleros (generalmente, lutita) y (c) la correlación entre grupos de pozos.

En el presente estudio se planteó el análisis sistemático de las variaciones de radiación γ y la caracterización de minerales de arcilla a través de un afloramiento de la Formación San Felipe (Cretácico Superior, Sierra Madre Oriental) expuesto en la

localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.). Este trabajo se efectuó en el marco de las tesis de licenciatura de Alanís-Platas (2019) y de maestría de Tienda-Garza (2018).

La Formación San Felipe se ha considerado como representativa, en el NE de México durante el Cretácico Superior, de una transición desde un dominio carbonatado a uno clástico. Este proceso fue afectado además por una actividad volcánica que presumiblemente ocurrió en el margen occidental de Norteamérica (Velasco-Tapia et al., 2016). Considerando las reconstrucciones paleogeográficas (por ejemplo: Blakey, 2014), el área de depósito de la unidad representaría además la transición del Mar Interior Occidental (ambiente de cuenca epicontinental) al proto-Golfo de México (ambiente de mar abierto).

Geología local

El afloramiento bajo estudio se localiza a ~ 6 km al SE de la cabecera municipal de Galeana, N.L., en la parte central del Estado de Nuevo León y dentro de la región fisiográfica Sierra Madre Oriental (Figura 1). En esta zona se observan altitudes que alcanzan los 1840 msnm hasta amplios valles con alturas de 1500 msnm, que en conjunto conforman un sistema de anticlinal-sinclinal. De hecho, el afloramiento de trabajo se ubica sobre el flanco de un sinclinal de orientación NW-SE. Además de estos rasgos geomorfológicos notables, en esta zona se observan pequeños cerros y un arroyo secundario que pasa por la cañada de Loma Alta, que conecta con el arroyo principal del ejido Brownsville.

El perfil se caracteriza en general por mostrar una estratificación normal sin discontinuidades, alcanzando un espesor total de ~120 m, de los cuales ~95 m constituyen a la Formación San Felipe. En su base se encuentra expuesta la Formación Agua Nueva como una secuencia de caliza mediana a gruesa, de color gris a gris oscuro y negro, que a su vez esta intercalada con lutita y marga laminada de color café y gris oscuro. Es posible reconocer el contacto litológico entre esta unidad y la Formación San Felipe, con la aparición del primer estrato de toba alterada. La Formación San Felipe (~95 m) ocurre en forma de una secuencia de (Figura 2): (a) caliza compacta de color gris claro a oscuro, (b) marga de color gris claro, (c) lutita de color gris y verde claro a oscura, (d) toba alterada de color verde que al intemperismo cambia a ocre y (e) caliza mezclada con ceniza volcánica de color blanco (denominada como porcelanita por Seibertz, 1988). El número y espesor de los estratos de caliza y volcánico-clásticos va disminuyendo conforme se asciende estratigráficamente, variación que es acompañada de un incremento en marga y lutita. Por tal motivo, el perfil se puede dividir en dos sectores (inferior y superior).

La parte inferior de la Formación San Felipe (0 – 30 m) está conformada por (a) capas de caliza mediana, de color gris oscuro, con espesor de 3 – 20 cm, (b) lutita de color gris a crema

Durante el trabajo de campo, y como complemento al estudio de radiación γ , se llevó a cabo además el muestreo de estratos de lutita (4 muestras) y toba alterada (3 muestras) de la Formación San Felipe a través del perfil de Puerto Pastores. Para cada una de estas muestras se aplicó un esquema de separación de fracción arcillosa, la cual fue estudiada por medio de Difracción de Rayos X, utilizando un difractómetro de polvos Rigaku MiniFlex instalado en la empresa DiffractLab, S.A.

(Monterrey, N.L.). Este sistema incluye un tubo de Cu (Radiación $\text{CuK}\alpha$ 1.5418Å), que fue operado con un voltaje de 40 kV y una corriente de 15 mA. Los patrones se obtuvieron efectuando barridos de 2θ de 3 a 30° , con una velocidad de $1^\circ/\text{min}$. La identificación de los minerales presentes en las muestras se efectuó por comparación directa con los patrones reportados por el JCPDS (*Joint Committee of Powder Diffraction Standards*).

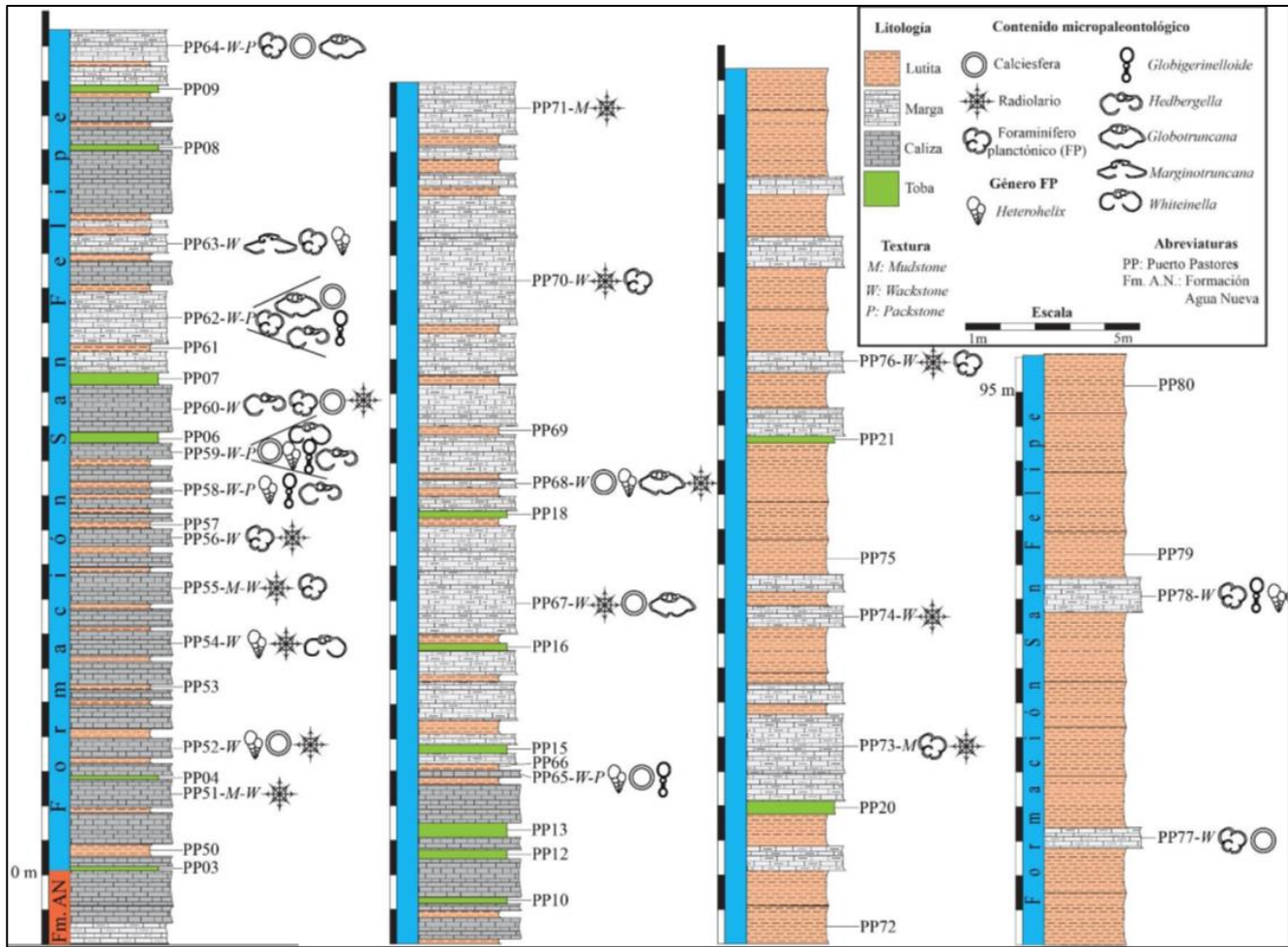


Figura 2: Sección bioestratigráfica (litología, micropaleontología y muestreo) de la Formación San Felipe en la localidad Puerto Pastores, Galeana, N.L. (Tienda-Garza, 2018).

Resultados y discusión

En la Figura 3 se reporta la variación de la Radioactividad Total (cps) y de las concentraciones de radioelementos (%K, ppm U, y ppm Th) a través del perfil y considerando el tipo de litología. Se aprecia una disminución de la radioactividad total hacia la cima. Una posible explicación sería que la intemperización descompone los principales minerales portadores de K, tales como los feldspatos, la biotita y la moscovita (Denitith & Mudge, 2014), acumulándose el elemento

sólo en minerales de arcilla. Por otro lado, minerales accesorios como el circón, que contribuyen con U y Th, permanecen relativamente estables durante procesos de meteorización. La respuesta del U es parecida a la del K. En los primeros 40 m del perfil se observan concentraciones relativamente altas, pero conforme se va ascendiendo estratigráficamente estas disminuyen. En el registro de Th, se presentan pequeñas variaciones, aunque no son significativas. Los picos están relacionados con la presencia de tobas, y el resto posiblemente se encuentra controlado por la presencia de arcillas. De esta

forma, los valores promedio del registro incluyen: 180.9 cuentas por segundo (cps) de rayos γ , 0.96 %K, 8.16 ppm U y 5.05 ppm Th. La concentración de uranio y torio es relativamente baja en comparación a lo reportado para rocas sedimentarias detríticas (IAEA, 2003). Sin embargo, todos los valores se encuentran dentro de los intervalos propuestos en la literatura para estas litologías.

Por otra parte, se efectuó el análisis del registro por litología. En la Figura 4 se reportan los histogramas correspondientes a

radiación gamma total. En ellos se observa que la lutita ($\bar{x} \sim 190$ cps) y la toba alterada ($\bar{x} \sim 270$ cps) son los materiales que muestran la mayor emisión de radiación (Figura 4c-d), ya que estas litologías tienden a concentrar una mayor cantidad de minerales arcillosos. Por otro lado, como era de esperarse, la caliza y la marga ($\bar{x} \sim 150$ -160 cps) se caracterizan por una emisión limitada de radiación (Figura 4a-b).

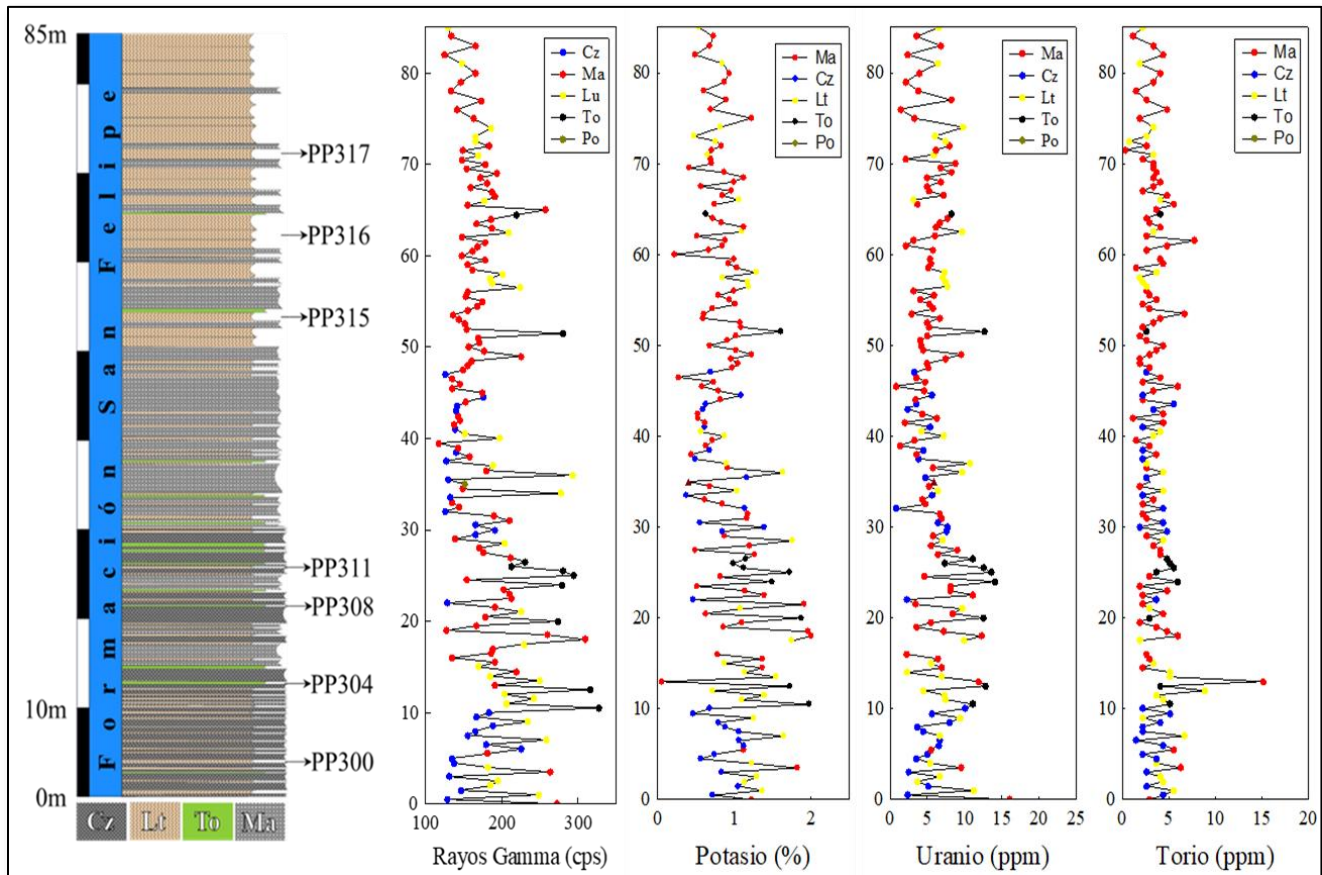


Figura 3: Variación de concentración de radioelementos y radiación gamma a través de las litologías que integran el perfil Puerto Pastores, Galeana N.L.

Como ya se ha mencionado, los minerales que incluyen isótopos radioactivos (^{40}K , ^{238}U y ^{232}Th) tienden a concentrarse en sedimentos finos (tamaño de partícula $\leq 2\mu\text{m}$). Las superficies químicamente activas de las partículas de arcillas absorben átomos radioactivos debido a su alta capacidad de intercambio catiónico (Meunier et al., 2004). Esto explica el alto nivel de radioactividad que se observa tanto en las mediciones que se encuentran en los estratos arcillosos (e.g., lutita). En el caso de la toba alterada San Felipe, la petrografía realizada por Tienda-Garza (2018) indica la presencia de feldespato-K y plagioclasa, que pueden incluir K, y de circón, que puede incluir U y Th. De

esta forma, estos minerales son contribuyentes a la radioactividad de estas rocas.

El potasio (K^+) se encuentra presente en la mayoría de los sedimentos y es un claro indicador de aluminosilicatos como feldespatos, arcillas y micas. Estos son componentes usuales en lutitas. En la Figura 5 se puede observar que las calizas y margas se caracterizan por concentraciones relativamente bajas ($\bar{x} \sim 0.8 - 0.9\%$), mientras que las lutitas ($\bar{x} \sim 1.1\%$) y tobas alteradas ($\bar{x} \sim 1.5\%$) muestran una mayor concentración. En el caso de la lutita San Felipe, el K está principalmente asociado a illita, mientras que en el caso de la toba el contenido lo proporcionan

feldespato, illita y moscovita. Sin embargo, a partir de los 40 m en el perfil (Figura 3) se aprecia una disminución general en este elemento, que se asume se deba a una ligera disminución de la acumulación de feldespato. Los valores promedio de concentración de U en las diferentes litologías son comparables entre sí y relativamente bajos ($\bar{x} \sim 8$ ppm). Esto es explicable, ya que sólo la toba alterada puede concentrar, aunque de forma restringida, circón. La concentración de torio ($\bar{x} \sim 5$ ppm) se encuentra distribuida de forma uniforme a lo largo de todo el perfil Puerto Pastores. Esto se debe a que este elemento se concentra en circón, que es un mineral ausente o muy escaso en las litologías bajo estudio.

La aplicación de la difracción de rayos-X en concentrados de $< 2 \mu\text{m}$ para muestras de lutita y toba alterada de la Formación San Felipe, colectadas en la localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.) permitió establecer que: (a) en general, la composición

mineralógica de las muestras de lutita es comparable y constituida principalmente por illita $2M_1$ (reflexiones 10.04, 4.98 y 3.33 Å) cuarzo (reflexiones 4.26 y 3.34 Å) y calcita (reflexión 3.03 Å) (Figura 6a). Por otra parte, las muestras de toba alterada están constituidas por illita $2M_1$ (reflexiones 10.04, 4.98 y 3.33 Å), moscovita 3T (reflexiones 9.97 y 3.33 Å) y ortoclasa (reflexiones 3.79 y 3.33 Å) (Figura 6b). En ambos casos (lutita y toba alterada), la presencia de illita se confirma al no mostrar cambios en la configuración de los patrones con los tratamientos con etilenglicol y calentamiento a 300°C (Meunier et al., 2004; Bergaya & Lagali, 2006); (b) los patrones se encuentran mejor definidos hacia la base, lo que se puede interpretar como una disminución en la cristalinidad como se asciende estratigráficamente; (c) la muestras de toba alterada de la sección basal, en su condición original, incluye la reflexión a 15.00 Å, la cual desaparece con los tratamientos. Este comportamiento es evidencia de la presencia de trazas de montmorillonita.

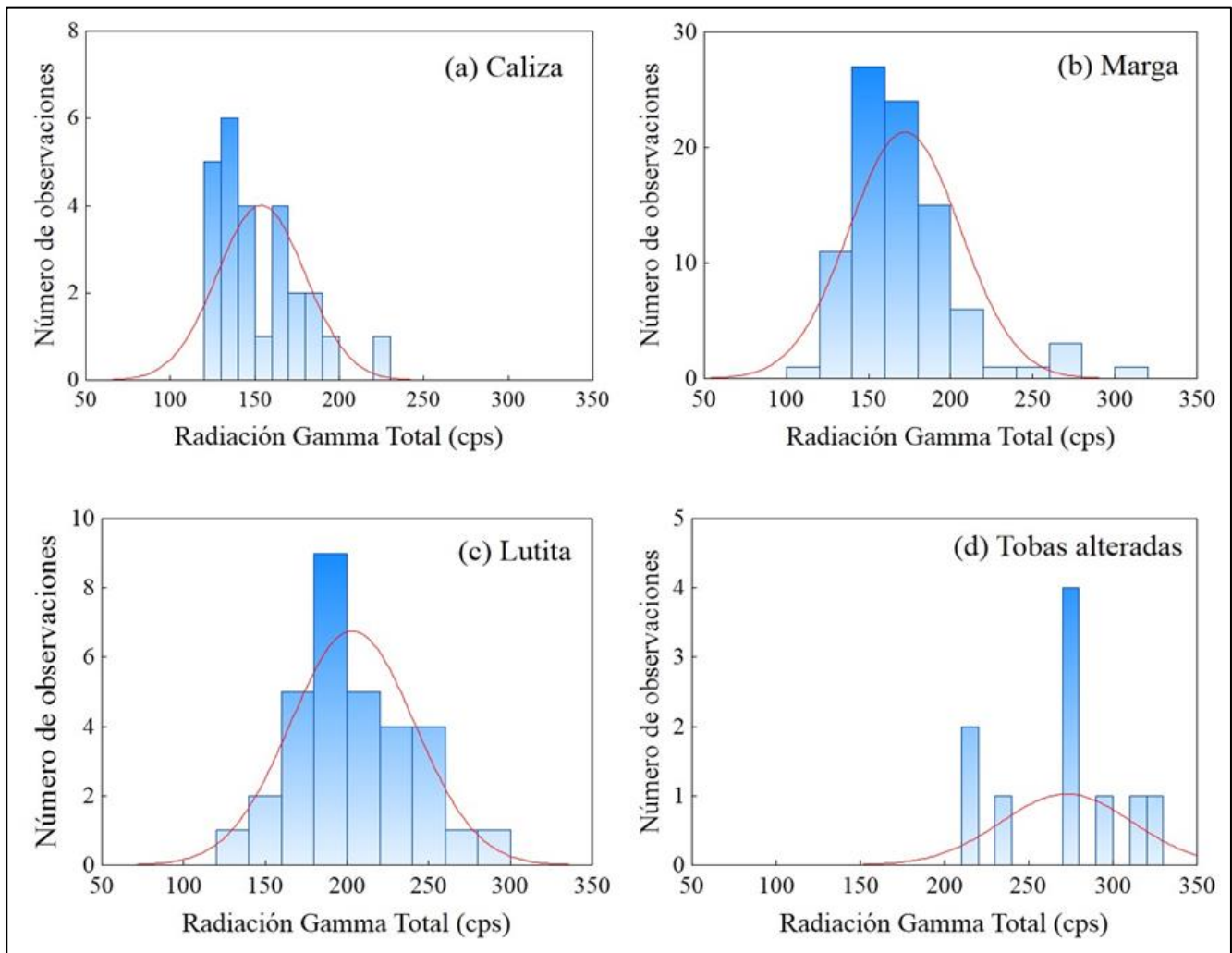


Figura 4: Histogramas de radiación gamma total para las litologías que conforman la Formación San Felipe en la localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.): (a) Caliza, (b) Marga, (c) Lutita, (d) Toba alterada.

De esta forma, la fracción de $< 2 \mu\text{m}$ de la lutita y toba alterada de la Formación San Felipe está conformada, en general, por illita. Este es un mineral arcilloso dioctahedral no expandible, caracterizado por la reflexión 001 en 10.00 \AA . Su estructura es similar a la de muscovita y constituida por dos capas tetrahédricas separadas por una octahédrica (arreglo TOT; Meunier et al., 2004; Bergaya & Lagali, 2006). Sin embargo, en promedio la illita presenta un contenido ligeramente mayor de Si, Mg, Fe y agua, así como una menor proporción de Al tetrahédrico y K intercapa, en comparación a la muscovita. Debido a la baja proporción de iones K intercapa, las fuerzas de atracción son más débiles. Esto permite una mayor variabilidad en el tipo de apilamiento (secuencias: TOT – TOT o TOT – O – TOT). La illita se forma principalmente por el intemperismo de silicatos, principalmente feldespatos (ortoclasa, microclina o sanidino) o moscovita. Este fenómeno es favorecido por condiciones alcalinas y una alta disponibilidad de Al y K en el

océano. Es importante señalar que se ha reportado que el proto-Golfo de México en el Cretácico Superior tenía unas relaciones $\text{Mg}^{+2}/\text{Ca}^{+2} < 2.3$ $\text{K}^{+}/\text{Na}^{+} > 2.0$, con condiciones ligeramente alcalinas ($\text{pH} \sim 6.0$), que favorecerían la formación de illita sobre minerales arcillosos expandibles (por ejemplo, esmectita o vermiculita; Velasco-Tapia et al., 2016). La alteración de los estratos de toba de la Formación San Felipe (que incluyen feldespatos-K) podrían constituir una fuente de K adicional. Finalmente, se ha reportado que la illita puede transformarse en moscovita durante una transición progresiva de diagénesis (consolidación de los sedimentos) a un metamorfismo de bajo grado (Meunier et al., 2004). Cabe señalar que durante el depósito de la Formación San Felipe ya tenía lugar el evento de deformación Laramide, que dio lugar a la formación de la Sierra Madre Oriental y que generó condiciones para un metamorfismo de bajo grado ($T = 100\text{-}200^{\circ}\text{C}$) en las últimas unidades depositadas (formaciones San Felipe y Méndez).

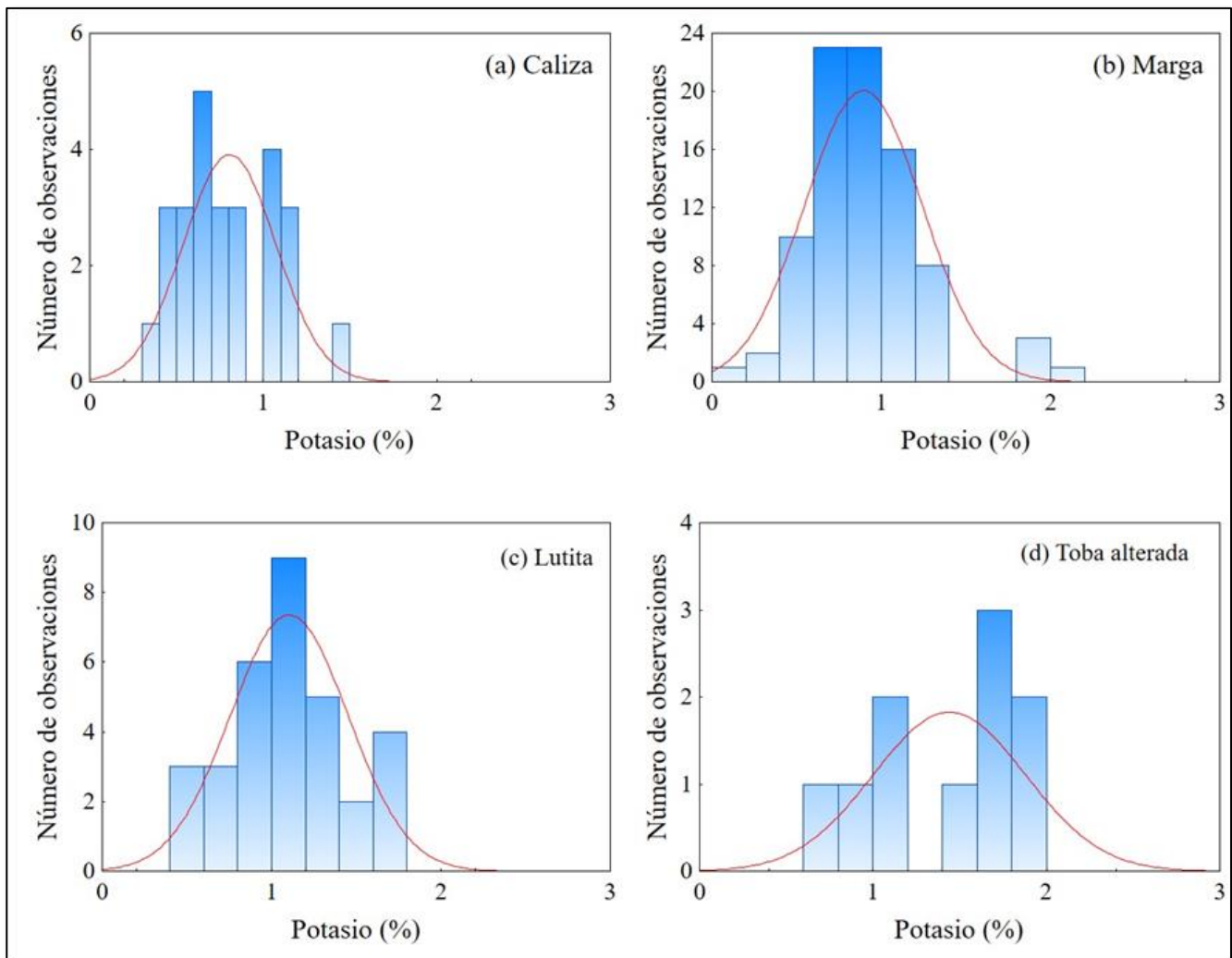


Figura 5: Histogramas de potasio para las litologías que conforman la Formación San Felipe en la localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.): (a) Caliza, (b) Marga, (c) Lutita, (d) Toba alterada.

Conclusiones

El trabajo de campo, el estudio de espectrometría de radiación gamma y la caracterización mineralógica para la fracción <math> < 2\mu\text{m}</math>, por difracción de rayos X, de la Formación San Felipe en la localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.) indican que:

- (1) El perfil presenta en general una estratificación normal sin discontinuidades, alcanzando un espesor total de ~ 95 m, constituido por: (a) caliza compacta de color gris claro a oscuro, (b) margas de color gris claro, (c) lutita de color gris y verde claro a oscura, (d) toba alterada de color verde que al intemperismo cambia a ocre y (e) caliza mezclada con ceniza volcánica de color blanco (porcelanita). Conforme se asciende estratigráficamente, el número de estratos y el espesor de los estratos de caliza y volcanoclásticos disminuye. Esta variación es acompañada por un incremento en el número y el espesor de los horizontes de margas y lutita.
- (2) El estudio de espectrometría de rayos gamma ha revelado los siguientes valores promedio de emisión y concentración en la Formación San Felipe: 181 cps de rayos gamma total, 0.96 %K, 8.16 ppm U y 5.05 ppm Th. Aunque estas concentraciones son relativamente bajas, se encuentran

dentro de los intervalos propuestos para rocas sedimentarias carbonatadas y detríticas (IAEA, 2003). En general, la lutita y la toba son los materiales que presentan las concentraciones más altas en K, U y Th, como resultado de un mayor contenido de minerales que acumulan principalmente potasio, tal como feldespato-K, illita y muscovita.

- (3) Los patrones de difracción de rayos X para fracción arcillosa ($\leq 2\mu\text{m}$) revelaron en la lutita la presencia de illita 2M1, cuarzo y calcita. En el caso de las tobas alteradas, se identificaron illita 2M1, montmorillonita, muscovita 3T y ortoclasa.
- (4) En general, la fase dominante en los concentrados de fracción arcillosa es la illita. La formación de este mineral se vio favorecida por la alteración de feldespato-K y mica durante el depósito de la Formación San Felipe en el Cretácico Superior. Este depósito tuvo lugar en un ambiente marino ligeramente básico (sector sur del Mar Interior Occidental de Norteamérica en la frontera con el proto-Golfo de México) durante una etapa de regresión marina. Además, el proceso diagenético de los sedimentos se vio influido por el inicio de la deformación mexicana, lo que provocó que la consolidación de los sedimentos ocurriera a temperaturas entre 100-200°C, favorables para la formación de minerales arcillosos no expansivos.

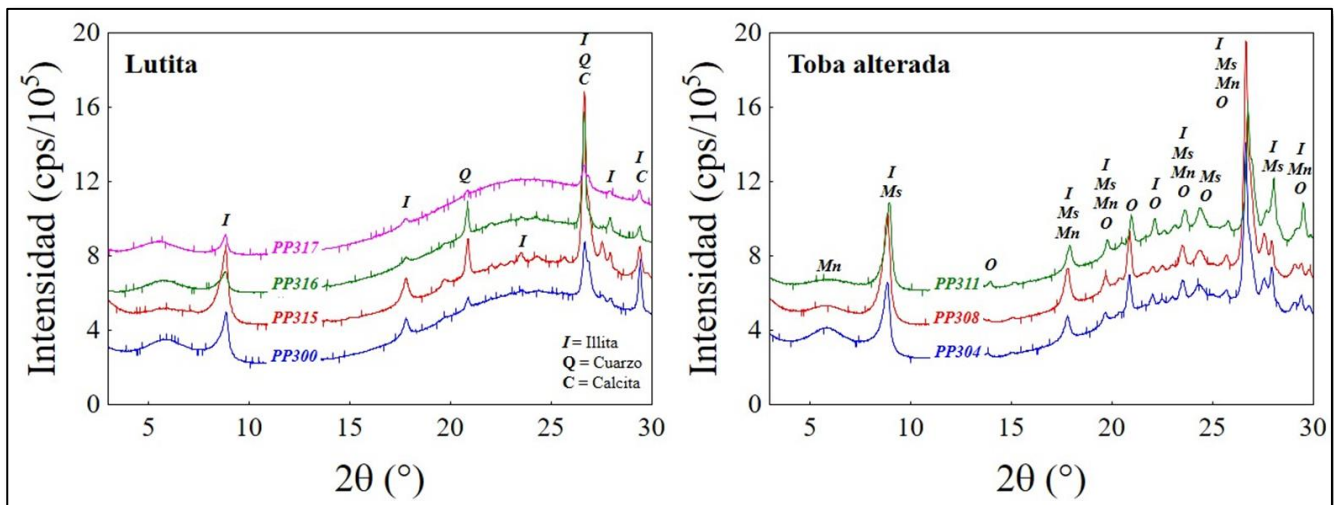


Figura 6: Difractogramas para lutita y toba alterada de la Formación San Felipe, localidad Puerto Pastores (Galeana, N.L.). I = illita, C = calcita, Mn = montmorillonita, Ms = muscovita, O = feldespato-K.

Referencias

Alanís-Platas, A. (2019): Caracterización de radiación gamma natural y de minerales arcillosos para la Formación San Felipe (Cretácico Superior) en la localidad Puerto Pastores

(Galeana, N.L.). – Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL.

Bergaya, F. & Lagaly, G. (2006): General introduction: clays, clay minerals, and clay science. – *Developments in Clay Science*, 1: 1-18.

- Blakey, R.C. (2014): Paleogeography and paleotectonics of the Western Interior Seaway, Jurassic – Cretaceous of North America. – AAPG Search and Discovery Article, **30392**: 1-72.
- Dentith, M. & Mudge, S. (2014): Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist. – Cambridge, UK (Cambridge University Press).
- Faure, G. (1986): Principles of Isotope Geology. – New York (Wiley).
- IAEA (International Atomic Energy Agency) (2003): Guidelines for radioelement mapping using gamma ray spectrometry data. –IAEA-TECDOC-1363, Nuclear Fuel Cycle and Materials Section; Viena, Austria.
- Meunier, A., Velde, B. & Velde, B. (2004): Illite: Origins, evolution and metamorphism. – New York (Springer Science & Business Media).
- Seibertz, E. (1988): El desarrollo cretácico del Archipiélago de Tamaulipas. I. Litogénesis, paleogeografía y datación bioestratigráfica de la Formación San Felipe por medio de inoceramidos en el estado de Nuevo León [The Cretaceous development of the Archipelago of Tamaulipas. I. Lithogenesis, paleogeography and biostratigraphic dating of the San Felipe Formation by means of inoceramides in the state of Nuevo León] (Turoniano, NE México). – Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL Linares, **3**: 9-29.
- Steiger, R.H. & Jäger, E. (1977): Subcomission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – Earth and Planetary Science Letters, **36**: 359-362.
- Tienda-Garza, J.A. (2018): Estudio estratigráfico, mineralógico, geoquímico e isotópico de la Formación San Felipe, Sierra Madre Oriental. – Tesis de Maestría, Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL.
- Velasco-Tapia, F., Martínez-Paco, M., Iriondo, A., Ocampo-Díaz, Y.E., Cruz-Gámez, E.M., Ramos-Ledezma, A., Andaverde, J.A., Ostrooumov, M. & Masuch, D. (2016): Altered volcanic ash layers of the Late Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): U-Pb geochronology, provenance and tectonic setting. – Journal of South American Earth Sciences, **70**: 18-35.



FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA