

# Actas INAGEQ

Vol. 20, No. 1, Octubre 2014

Número especial dedicado a las  
**MEMORIAS**

del



Editores:

Ariel Armando Delgadillo Escobar  
Kinardo Flores Castro

Indizada en Latindex y Periódica  
ISBN en trámite



Chihuahua  
GOBIERNO DEL ESTADO  
Secretaría de Educación,  
Cultura y Deporte



Instituto  
Chihuahuense  
de la Cultura



INAGEQ  
Instituto Nacional de Geoquímica



La Ciencia para el Bien de la Humanidad  
COECYTECH



MUSEO del DESIERTO  
Chihuahuense



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE CHIHUAHUA



Universidad Autónoma del Estado de Chihuahua  
Departamento de Geología



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DEL ESTADO DE CHIHUAHUA



FACULTAD DE INGENIERÍA  
UACH



FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS



Chihuahua  
Vive

**[www.mudech.com](http://www.mudech.com)**

**[www.inageq.org.mx](http://www.inageq.org.mx)**

## DIRECTORIO

### Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo

Rector

Mtro. Humberto Augusto Veras Godoy

Secretario General

Lic. Adolfo Pontigo Loyola

Director del Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería

Dr. Orlando Ávila Pozos

### Comité Organizador

Dr. Kinardo Flores

Cuerpo Académico de Ciencias de la Tierra, Laboratorio de Geoquímica  
Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo

Lic. Belem Villalobos

Museo del Desierto Chihuahuense

### Museo del Desierto Chihuahuense

Director

M. F. Sergio Reza Escárcega

Jefe de División

Lic. Belem Yalí Villalobos Amador

Relaciones Públicas

Lic. Bertha Ireana Ramos Casas

Jefe Departamento Paleontología

Biól. Ariel Armando Delgadillo Escobar

### Instituto Nacional de Geoquímica A. C.

Presidente

Dr. Bodo Weber (CICESE)

Secretario

Dr. Kinardo Flores Castro (UAEH)

Tesorero

Dr. Thomas Kretzschmar (CICESE)



## COMITÉ CIENTÍFICO

Dr. Francisco Abraham Paz Moreno. Departamento de Geología, Universidad de Sonora.

Dr. Rogelio Monreal Saavedra. Departamento de Geología, Universidad de Sonora.

Dr. Jesús Martín Torres Valencia. Centro de Investigaciones Químicas, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

M. Q. Pamela Viridiana Sierra Trejo. Laboratorio de Geoquímica - Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

Dr. Màrius Ramírez Cardona. Laboratorio de Geoquímica - Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

Dr. Juan Carlos Durán Álvarez. Centro de Ciencias Aplicadas y Desarrollo Tecnológico, Universidad Nacional Autónoma de México.

Dr. Kinardo Flores Castro. Laboratorio de Geoquímica - Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

## PATROCINADORES

Gobierno del Estado de Chihuahua  
Instituto Chihuahuense de la Cultura (ICHICULT)  
Comisión Estatal de Ciencia y Tecnología del Estado de Chihuahua (COECyTECH)  
Instituto Nacional de Geoquímica (INAGEQ)  
Museo del Desierto Chihuahuense (MUDECH)  
Universidad Autónoma de Chihuahua (UACH)  
-Facultad de Ingeniería  
-Facultad de Ciencias Químicas

## CRÉDITOS

*Diseño en general:* Emmanuel Morales, Ariel Delgadillo,  
Kinardo Flores

*Textos:* Ariel Delgadillo, Brenda Aguirre,  
Kinardo Flores

*Revisión y Edición:* Ariel Delgadillo, Kinardo Flores

*Logo:* Emmanuel Morales

Página web: Emmanuel Morales



**EDICIÓN DE LA MEMORIA**

**Biól. Ariel Armando Delgadillo Escobar  
Dr. Kinardo Flores Castro**

**La formación de la revista es responsabilidad de los editores y el contenido de los resúmenes y artículos de sus respectivos autores.**

**Forma de citar el documento** Flores-Castro, K. y Delgadillo-Escobar, A. A., Editores. 2014. Programa y Resúmenes del XXIV Congreso Nacional de Geoquímica. Actas INAGEQ, Vol. 20, No. 1. 2014



## ÍNDICE

<b>Directorio</b>	i
Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo	i
Comité organizador	i
Comité científico	ii
Patrocinios y aportaciones	ii
Créditos	ii
Edición de la Memoria	iii
<b>Índice</b>	iv
<b>Presentación</b>	1
Chihuahua	2
Ciudad Delicias	2
El Museo del Desierto Chihuahuense	2
Temas	3
<b>Instituciones Participantes</b>	4
<b>Programa</b>	7
<b>Sesión Geoquímica Ambiental</b>	12
Dinámica de contaminantes en sedimentos y suelos y su repercusión en la contaminación del agua	12
Disponibilidad del recurso hídrico y caracterización hidrogeoquímica de la sub-cuenca del municipio de Caborca, Sonora	20
Condiciones geoquímicas que dictan la movilidad del As (V) en sistemas acuosos contaminados	21
Remoción del arsénico (III) por la biomasa modificada de <i>Aspergillus niger</i>	22
Detección y destino ambiental de contaminantes emergentes en suelos agrícolas regados con agua residual	26
La vermicomposta y su efecto en las propiedades físicas, químicas y biológicas de un suelo de	34



Lerma, estado de México

El uso de la cáscara de la semilla de calabaza (*Cucurbita maxima*) para la eliminación del Cromo (VI) en solución 39

Beneficios, impactos negativos y retos del reúso de agua residual en el riego agrícola 42

Modelación hidrogeoquímica de los acuíferos Chihuahua-Sacramento y el Sauz-Encinillas, Chihuahua, México 46

**Sesión Geoquímica de Sistemas Hidrotermales y Mineralogénesis 52**

La energía geotérmica en México: algunos aspectos geológicos de los principales campos productores de energía 52

Síntesis y caracterización del nanomineral ferrihidrita de diferentes tamaños de partícula 59

Efecto del As (V) y Pb (II) en la estructura, composición y reactividad de la jarosita 60

Fenómenos diagenéticos en una porción de la cuenca petrolera del sureste mexicano: primeras observaciones a partir del análisis del microscopio electrónico de barrido y microtomografía 3D 62

Síntesis de la plumbonacrita, un hidroxicarbonato de Pb (ii) poco común, y su comparación con la formación de hidrocerusita 64

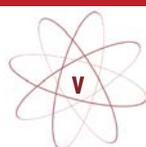
Relación entre IOCG y pórfidos de Cu± Mo± Au: definición de una tipología de yacimientos del tipo IOCG, del yacimiento de Guaynopa, municipio de Madera, Chihuahua 65

Nueva información sobre el origen de la fluorita a partir de datos de inclusiones fluidas y de hológenos de las cuevas El Realito-El Refugio, S. L. P. 72

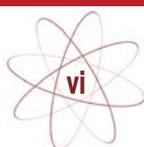
Mineralización de sulfuros masivos volcangénicos (VMS) alojados en el sub-terreno Telolapan: área de Tlanilpa, Guerrero 75

**Sesión Geoquímica Analítica 81**

Técnica multi-dimensional en la geoquímica de rocas sedimentarias 81



Comparación del método de extracción asistida por microondas contra el método convencional de extracción secuencial en la preparación de muestras de rocas sedimentarias para la extracción de biomarcadores	83
Implementación y validación de procedimientos analíticos para el nuevo instrumental del laboratorio de WD-FRX del IGL-UNAM	92
NORRRM: A libre software to calculate the CIPW Norm	93
Granulometría y geoquímica de elementos mayores de arenas de playa del sureste del golfo de México: implicaciones de procedencia y ambientes tectónicos	95
Metodología analítica y aplicación de la microtermometría de inclusiones fluidas y microespectroscopía a efecto raman en el cobre estratiforme de los lechos rojos de Las Vigas (Coyame, Chihuahua)	96
Evaluación de esmectitas y zeolitas naturales para ser utilizadas en catálisis y craking de hidrocarburos	101
Caracterización petrofísica de las facies carbonáticas del Cretácico en los yacimientos dm-115 y dm-151	104
<b>Sesión Geoquímica Petrogenética</b>	112
Estudios de proveniencia por datación de zircón detrítico, su alcance y sus limitaciones -un ejemplo del “Alto de Patao”- un reservorio hidrocarbúrico en Costa Afuera, NE, Venezuela	112
Geoquímica inorgánica de rocas siliciclásticas del Afloramiento DECA-Parque Cretácico en la Sierra Cuesta (El infierno), municipio de Aldama, Chihuahua, México: Clasificación y análisis de procedencia	113
Clasificación geoquímica y caracterización de zircones de rocas ígneas ubicadas al sur de la ciudad de Chihuahua, México	120
Clasificación geoquímica de rocas félsicas en la parte central del estado de Chihuahua, México	124
Geoquímica de las rocas periclásticas ubicadas en la ciudad de Chihuahua, México	128



Petrogénesis del cinturón magmático Paleozoico del bloque Maya sur	131
Estudio petrológico y geocronológico de los granitos laramídicos de la Sierra del Rosario, Reserva de la Biosfera de El Pinacate y el Gran Desierto de Altar, NW de Sonora, México	132
Estudio geoquímico, petrográfico e identificación de los zircones en el intrusivo hipabisal Santa Rosa, Chihuahua, Chihuahua, México	134
<b>Sesión Geoquímica Orgánica, Biogeoquímica y Geoquímica de los Hidrocarburos</b>	138
Modelo de investigación geoquímica para análisis de zonas de Tar-Mat en yacimientos clásticos	138
Peculiaridades del carbón en Las Esperanzas, Coahuila, México	141
Hidrobiogeoquímica del agua termal en Pierdas de lumbre, Chihuahua	146
Geoquímica orgánica aplicada a rocas pertenecientes al Jurásico Medio-Superior del afloramiento “Aztlán”, municipio de Huehuetla, Hidalgo, México: implicaciones paleoambientales	151
<b>Sesión Geoquímica de Sistemas Hidrotermales y Mineralogénesis</b>	156
Estudio geotérmico de la zona “Los Negritos” en Villamar, Michoacán	156
Prospección geotérmica de la Ciénega de Chapala: fase inicial	163
Tectónica, geoquímica y mineralización de la asociación máfico-félsica de los cuerpos batolíticos en el sur de México	165
<b>Índice de autores</b>	172

## Presentación

El Instituto Nacional de Geoquímica A. C. en colaboración con el Museo del Desierto Chihuahuense (MUDECH) y el Laboratorio de Geoquímica de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo tienen la satisfacción de presentar el número especial de Actas INAGEQ dedicado a las memorias del XXIV Congreso Nacional de Geoquímica, evento que se llevó a cabo de manera exitosa y que contó con contribuciones de calidad en las diversas áreas de la geoquímica.

El Museo del Desierto Chihuahuense tuvo en esta ocasión el honor de ser sede de este evento, mismo que sabemos va de la mano con la misión y visión del MUDECH, en el que destaca la promoción y divulgación de la ciencia en cualquiera de sus formas así como el apoyo a la educación y formación de recursos humanos de calidad.

El presente volumen de Actas INAGEQ contiene las contribuciones en extenso tanto de las conferencias magistrales como de las ponencias ordinarias, las cuales se dividieron en las siguientes sesiones dependiendo de su temática: Geoquímica Ambiental, Geoquímica de Sistemas Hidrotermales y Mineralogénesis, Geoquímica Analítica, Geoquímica Petrogenética, Geoquímica Orgánica y Biogeoquímica y Geoquímica de los Hidrocarburos. Se incluyen de esta manera 6 trabajos correspondientes a las conferencias magistrales, así como 34 contribuciones ordinarias. Todas las contribuciones científicas presentadas describen temas geoquímicos de actualidad que se desarrollan en las principales instituciones de investigación del país.

Cabe resaltar que en esta edición del Congreso Nacional de Geoquímica, se impartieron dos cursos abiertos a todos los participantes del Congreso: por un lado “Tectónica, petróleo y yacimientos minerales”, impartido por el Dr. Miguel Franco Rubio de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Chihuahua y, por otro lado, “Composición química de materiales de origen geológico mediante la aplicación de espectrometría de fluorescencia de Rayos X”, que impartió el Químico Rufino Lozano Santacruz de la Universidad Nacional Autónoma de México, así como una excursión geológica al Desierto Chihuahuense que abarcó las áreas de Sierra el Cuervo, Rancho Don Chuy y Sierra Carrizalillo.

Finalmente, a nombre del Comité Organizador del Congreso, agradecemos a la mesa directiva del INAGEQ Dr. Bodo Weber (CICESE), Dr. Kinardo Flores Castro (UAEH), Dr. Thomas Kretschmar (CICESE) su apoyo y confianza para para la organización y el desarrollo exitoso de este Congreso en el Museo del Desierto Chihuahuense. Asimismo, manifestamos nuestro extenso agradecimiento a todos los compañeros que hicieron posible este evento, con especial atención a los compañeros del MUDECH

Comité Editorial del Congreso

Biól. Ariel Armando Delgadillo Escobar Dr. Kinardo Flores Castro



## Chihuahua

El estado de Chihuahua se ubica al norte del México y tiene una superficie de 247,087 km<sup>2</sup>, siendo el estado más extenso del país. Chihuahua es famoso por su gran diversidad de formaciones geológicas; así como por sus diferentes climas y ecosistemas; los cuales permiten la existencia de extensos pastizales, amplias zonas desérticas y bosques majestuosos.

## Ciudad Delicias

Ciudad Delicias es una pequeña ciudad agrícola ubicada en el centro sur del estado de Chihuahua, fundada en 1933 y a pesar de ser el municipio más pequeño del estado, es uno de los más poblados, considerándose uno de los más importantes junto con los municipios de Ciudad Juárez, Chihuahua, Cuauhtémoc y Parral.

## Museo del Desierto Chihuahuense

La sede del evento es el Museo del Desierto Chihuahuense (MUDECH), es uno de los museos de historia natural más importantes del país, cuenta con una colección de flora y fauna propias del Desierto Chihuahuense además de una importante colección paleontológica. El museo cuenta con cuatro salas permanentes; en estas se puede apreciar el “Desierto Actual”, ”la Era del Hielo”, “el Periodo Cretácico” y “el Periodo Jurásico”; se cuenta, además, con una sala para exposiciones temporales.





## INSTITUCIONES PARTICIPANTES

### MÉXICO

#### BAJA CALIFORNIA

**Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) –**  
Ensenada

-División de Ciencias de la Tierra

-Departamento de Geología

**Universidad Autónoma de Baja California Sur - La Paz**

#### CHIHUAHUA

**Universidad Autónoma de Chihuahua – Chihuahua**

-Facultad de Ingeniería

-Facultad de Ciencias Químicas

**Servicio Geológico Mexicano – Chihuahua**

-Gerencia de Evaluación, Centro Experimental Chihuahua,

#### COAHUILA

**Universidad Autónoma de Coahuila – Saltillo**

-Facultad de Metalurgia, Unidad Norte.

**Industrial Minera México S.A. de C.V.**

#### DISTRITO FEDERAL

**Universidad Nacional Autónoma de México**

-Centro de Ciencias Aplicadas y Desarrollo Tecnológico CCADET

-Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Unidad de Procesos Oceánicos y Costeros

-Instituto de Física. Laboratorio de Microscopía

-Instituto de Geofísica

-Instituto de Geología. Grupo de Bio-Geoquímica Ambiental y Departamento de  
Geoquímica

-Instituto de Ingeniería

#### ESTADO DE MÉXICO

**Universidad Tecnológica del Valle de Toluca**

**Universidad Autónoma del Estado de México. Facultad de Ciencias**

#### HIDALGO

**Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo – Pachuca**

-Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales. Laboratorio de  
Geoquímica

-Área Académica de Medicina Veterinaria y Zootecnia. Instituto de Ciencias Agropecuarias

-Centro de Investigaciones Biológicas. Laboratorio de Paleontología



**MICHOACÁN**

**Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo**  
-Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra  
**Universidad de la Ciénega del Estado de Michoacán de Ocampo**  
-Trayectoria de Ingeniería en Energía

**MORELOS**

**Universidad Nacional Autónoma de México**  
-Instituto de Energías Renovables. Departamento de Sistemas Energéticos  
**Instituto Mexicano de Tecnología del Agua**

**NUEVO LEÓN**

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

**QUERÉTARO**

**Universidad Nacional Autónoma de México**  
-Centro de Geociencias  
**Centro Nacional de Investigación Avanzada en Petrofísica**  
**Geología Minería y Consultoría**

**SAN LUIS POTOSÍ**

**Universidad Autónoma de San Luis Potosí**  
-Facultad de Ciencias Químicas. Laboratorio de Micología Experimental

**SONORA**

**Universidad de Sonora**  
-División de Ciencias Exactas y Naturales. Departamento de Geología

**VENEZUELA**

**Instituto Zuliano de Investigaciones Tecnológicas (INZIT)**  
-Unidad de Geoquímica  
**Petróleos de Venezuela S. A.**  
-Gerencia de Exploración Costa Afuera, PDVSA  
-Estudios Integrados de Yacimientos PDVSA, División Occidente  
**Universidad Central de Venezuela**  
-Facultad de Ciencias. Instituto de Ciencias de la Tierra  
**Universidad de Los Andes**  
-Escuela de Ingeniería Geológica, Departamento de Geomecánica.  
-Grupo de Investigaciones Ciencias de La Tierra  
**La Universidad del Zulia**

**FRANCIA**

**Nancy-Université**  
**Beicip-Franlab**



**BRASIL**

**Universidade de São Paulo**

-Instituto de Geociências. Departamento de Mineralogia y Geotectónica



**PROGRAMA**

**Lunes 6 de octubre**

<b>8:00</b>	<b>Registro de participantes</b>
<b>9:45</b>	<b>Inauguración INAGEQ 2014</b>
<b>Sesión Matutina Geoquímica Ambiental</b>	
<b>10:00</b>	<b>Conferencia Magistral</b> <b>Dinámica de contaminantes en sedimentos y suelos y su repercusión en la contaminación del agua</b> Dra. Anne M. Hansen <i>Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA)</i>
<b>10:40</b>	<b>Disponibilidad del recurso hídrico y caracterización hidrogeoquímica de la subcuenca del municipio de Caborca, Sonora.</b> Luis Duarte Martínez y Thomas Kretzschmar
<b>11:00</b>	<b>Condiciones geoquímicas que dictan la movilidad del As (V) en sistemas acuosos contaminados.</b> Katherine Vaca-Escobar y Mario Villalobos
<b>11:20</b>	<b>Remoción del arsénico (III) por la biomasa modificada de <i>Aspergillus niger</i>.</b> Erick Santos-Domínguez, Juan F. Cárdenas-González, Víctor Manuel Martínez-Juárez, María de Guadalupe Moctezuma-Zárate y Ismael Acosta-Rodríguez
<b>11:40</b>	<b>Receso</b>
<b>12:00</b>	<b>Detección y destino ambiental de contaminantes emergentes en suelos agrícolas regados con aguas residuales.</b> Juan Carlos Durán-Álvarez
<b>12:20</b>	<b>La vermicomposta y su efecto en las propiedades físicas, químicas y biológicas de un suelo en Lerma, estado de México.</b> Hortencia Sánchez-Ramírez, Diana Lizbeth Santana-Velasco, Fabiola Carrasco-Salero y Jorge Lugo
<b>12:40</b>	<b>El uso de la cáscara de la semilla de calabaza (<i>Cucurbita maxima</i>) para la eliminación del Cromo (vi) en solución.</b> Karen Ruíz Trujillo, Juan F. Cárdenas-González, Víctor Manuel Martínez-Juárez, María de Guadalupe Moctezuma-Zárate y Ismael Acosta-Rodríguez
<b>13:00</b>	<b>Beneficios, impactos negativos y retos del reuso de agua residual en el riego agrícola.</b> Juan Carlos Durán-Álvarez
<b>13:20</b>	<b>Modelación hidrogeoquímica de los acuíferos Chihuahua-Sacramento y el Sauz-Encinillas, Chihuahua, México.</b> Nayeli Rodríguez-núñez, Liliana Esther Zamarrón-Sosa, Alejandro Villalobos-Aragón y Vanessa Verónica Espejel-García
<b>13:40</b>	<b>Comida</b>
<b>Sesión Vespertina Geoquímica de Sistemas Hidrotermales y Mineralogénesis</b>	
<b>15:20</b>	<b>Conferencia Magistral</b> <b>La energía geotérmica en México: algunos aspectos geológicos de los principales campos productores de energía</b> Dr. Eduardo González Partida <i>Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México</i>
<b>16:00</b>	<b>Síntesis y caracterización del nanomineral ferrihidrita de diferentes tamaños de partícula.</b> Mariana T. Ugalde-Árzate, Mario Villalobos, Jesús Arenas-Alatorre y Rodolfo



	Zanella-Specia
16:20	<b>Efecto del As (V) y Pb (II) en la estructura, composición y reactividad de la jarosita.</b> Javier Aguilar-Carrillo, Mario Villalobos y Francisco M. Romero
16:40	<b>Receso</b>
17:00	<b>Fenómenos diagenéticos en una porción de la cuenca petrolera del sureste mexicano: primeras observaciones a partir del análisis del microscopio electrónico de barrido y microtomografía 3D.</b> Luis Eduardo González-Ruíz, L. Martínez, J. Pironon, Eduardo González-Partida, Antoni Camprubí y M. González Vega
17:20	<b>Síntesis de la plumbonacrita, un hidroxicarbonato de Pb (ii) poco común, y su comparación con la formación de hidrocerusita.</b> A. Mendoza-Flores, Mario Villalobos y Teresa Pi Puig
17:40	<b>Relación entre IOCG y pórfidos de Cu± Mo± Au: definición de una tipología de yacimientos del tipo IOCG, del yacimiento de Guaynopa, municipio de Madera, Chihuahua.</b> Erick Gutiérrez-Armendáriz y Eduardo González-Partida
18:00	<b>Nueva información sobre el origen de la fluorita a partir de datos de inclusiones fluidas y de hológenos de las cuevas El Realito-El Refugio, S. L. P.</b> Eduardo González-Partida, Erick Díaz-Carreño, Antoni Camprubí i Cano, Carles Canet-Miquel, Luis Eduardo González-Ruíz, Edith Cienfuegos-Alvarado, Pedro Morales-Puente y Juan Vázquez-Ramírez
18:20	<b>Mineralización de sulfuros masivos volcangénicos (VMS) alojados en el sub-terreno Telolapan: área de Tlanilpa, Guerrero.</b> Victoria Gómez-Mosqueda, Eduardo González-Partida Pedro Corona-Chávez y V. H. Garduño-Monroy
19:00	<b>Brindis de bienvenida</b>

**Martes 7 de octubre**

<b>Sesión Matutina Geoquímica Analítica</b>	
9:30	<b>Conferencia magistral</b> <b>Técnica multi-dimensional en la geoquímica de rocas sedimentarias</b> Dr. Surendra Pal Verma <i>Instituto de energías renovables, Universidad Nacional Autónoma de México</i>
10:10	<b>Comparación del método de extracción asistida por microondas contra el método convencional de extracción secuencial en la preparación de muestras de rocas sedimentarias para la extracción de biomarcadores.</b> Patricia Candelaria Montiel-García, Maracassandra Quiroz-Acuña, Edgar Gamaliel López-Álvarez, Kinardo Flores-Castro, Ebodio Pedro Castañeda-Ovando y Enrique Cruz-Chávez
10:30	<b>Implementación y validación de procedimientos analíticos para el nuevo instrumental del laboratorio de WD-FRX del IGL-UNAM.</b> Rufino Lozano-Santacruz y



	P. Girón-García
10:50	<b>NORRRM: A libre software to calculate the CIPW Norm.</b> Reneé González-Guzmán, Fernando Velasco-Tapia y Bodo Weber
11:10	<b>Granulometría y geoquímica de elementos mayores de arenas de playa del sureste del golfo de México: implicaciones de procedencia y ambientes tectónicos.</b> Claudia Janete Hernández-Coronado y John S. Armstrong-Altrin
11:30	<b>Receso</b>
12:00	<b>Metodología analítica y aplicación de la microtermometría de inclusiones fluidas y microespectroscopía a efecto raman en el cobre estratiforme de los lechos rojos de Las Vigas (Coyame, Chihuahua).</b> Eduardo González-Partida, Antoni Camprubí i Cano, Carles Canet-Miquel, J. Pironon, Abdorrahman Rajabi, Luis Eduardo González-Ruíz y Erick Díaz Carreño
12:20	<b>Evaluación de esmectitas y zeolitas naturales para ser utilizadas en catálisis y craking de hidrocarburos.</b> Nery Islas, Kinardo Flores-Castro, Marius Ramírez y Edgar Cardoso
12:40	<b>Caracterización petrofísica de las facies carbonáticas del Cretácico en los yacimientos dm-115 y dm-151.</b> Dalia Sánchez
13:00	<b>Comida</b>
<b>Sesión Vespertina Geoquímica Petrogenética</b>	
15:00	<b>Conferencia Magistral</b> <b>Estudios de proveniencia por datación de zircón detrítico, su alcance y sus limitaciones -un ejemplo del “Alto de Patao”- un reservorio hidrocarbúrico en Costa Afuera, NE, Venezuela.</b> Dr. Bodo Weber <i>Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada</i>
15:40	<b>Geoquímica inorgánica de rocas siliciclásticas del Afloramiento DECA-Parque Cretácico en la Sierra Cuesta (El infierno), municipio de Aldama, Chihuahua, México: Clasificación y análisis de procedencia.</b> Yulemi L. González-Moreno, Kinardo Flores-Castro y John S. Armstrong-Altrin
16:00	<b>Clasificación geoquímica y caracterización de zirrones de rocas ígneas ubicadas al sur de la ciudad de Chihuahua, México.</b> Itzel D. Fontes-Guzmán, Vanessa Verónica Espejel-García, Alejandro Villalobos-Aragón y Alexander Iriondo
16:20	<b>Clasificación geoquímica de rocas félsicas en la parte central del estado de Chihuahua, México.</b> Vanessa Verónica Espejel-García, Itzel D. Fontes-Guzmán, Víctor M. Estrada-Domínguez, Joel Lozano-Pérez y Alejandro Villalobos-Aragón
16:40	<b>Receso</b>
17:00	<b>Geoquímica de las rocas periclásticas ubicadas en la ciudad de Chihuahua, México.</b> Keila Muñoz-Santiago, Vanessa Verónica Espejel-García, Alejandro Villalobos-Aragón y Alexander Iriondo
17:20	<b>Petrogénesis del cinturón magmático Paleozoico del bloque Maya sur.</b> Reneé González-Guzmán, Bodo Weber, Peter Schaaf, Luigi Solari, Uriel Román Manjarrez-Juárez, Juliana Estrada-Carmona y Alejandro Cisneros de León

17:40	<b>Estudio petrológico y geocronológico de los granitos laramídicos de la Sierra del Rosario, Reserva de la Biosfera de El Pinacate y el Gran Desierto de Altar, NW de Sonora, México.</b> Aarón Úguez-Vejar, Francisco A. Paz-Moreno, Alexander Iriondo, Saúl Herrera-Urbina, Aldo Izaguirre-Pompa y Arim Arvizu
18:00	<b>Estudio geoquímico, petrográfico e identificación de los zircones en el intrusivo hipabisal Santa Rosa, Chihuahua, Chihuahua, México.</b> María de los Ángeles Ruíz-Ortiz, Vanessa Verónica Espejel-García, Alejandro Villalobos y Alexander iriondo

Miércoles 8 de octubre

<b>Sesión Matutina Geoquímica Orgánica, Biogeoquímica y Geoquímica de los Hidrocarburos</b>	
9:30	<b>Conferencia Magistral</b> <b>Modelo de investigación geoquímica para análisis de zonas de Tar-Mat en yacimientos clásticos.</b> Mta. Laurys Duno <i>Petróleos de Venezuela S. A.</i>
10:10	<b>Peculiaridades del carbón en Las Esperanzas, Coahuila, México.</b> Noé Piedad-Sánchez, S. Garza-Blackaller, J. L. García-Muñoz, G. de la Rosa Rodríguez, Eduardo González-Partida, M. Vega González, I. Facundo-Árzola, I. Zamora-López, Kinardo Flores-Castro y L. Hernández-Noriega
10:30	<b>Hidrobiogeoquímica del agua termal en Pierdas de lumbre, Chihuahua.</b> Alejandro Villalobos-Aragón, Emilio Rascón-Oaxaca, Diana Gabriela Jiménez-Grijalva, Francisco Javier Zavala-Díaz de la Serna y Vanessa Verónica Espejel-García
10:50	<b>Geoquímica orgánica aplicada a rocas pertenecientes al Jurásico Medio-Superior del afloramiento “Aztlán”, municipio de Huehuetla, Hidalgo, México: implicaciones paleoambientales.</b> Lisbeth A. Badillo, Kinardo Flores-Castro y Carlos Esquivel
11:10	<b>Receso</b>
12:00	<b>Asamblea INAGEQ</b>
14:00	<b>Comida</b>
<b>Sesión Vespertina Geoquímica de Sistemas Hidrotermales y Mineralogénesis</b>	
15:30	<b>Estudio geotérmico de la zona “Los Negritos” en Villamar, Michoacán.</b> José Alfredo Sánchez-Rodríguez
15:50	<b>Prospección geotérmica de la Ciénega de Chapala: fase inicial.</b> José Martínez-Reyes, Melitón Estrada-Jaramillo, Iván Vera-Romero y Agustina Ortiz-Soriano
16:10	<b>Conferencia Magistral</b> <b>Tectónica, geoquímica y mineralización de la asociación máfico-félsica de los cuerpos batolíticos en el sur de México.</b> Dr. Pedro Corona-Chávez <i>Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo</i>
16:50	<b>Clausura</b>
19:00	<b>Programa Cultural</b>



**Jueves 9 de octubre**

<b>6:30</b>	<b>Excursión Geológica al Desierto Chihuahuense: Sierra el Cuervo, Rancho Don Chuy y Carrizalillo.</b> Dr. Miguel Franco Rubio
-------------	---

**Talleres**  
**Lunes, Martes y Miércoles**

<b>11:00</b> – <b>13:00</b>	<b>Tectónica, Petróleo y Yacimientos Minerales</b> Dr. Miguel Franco Rubio <i>Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua</i>
<b>17:00</b> – <b>19:00</b>	<b>Composición Química de Materiales de Origen Geológico Mediante la Aplicación de Espectrometría de Fluorescencia de Rayos X</b> Quím. Rufino Lozano Santacruz <i>Universidad Nacional Autónoma de México</i>



## Sesión Geoquímica Ambiental

### **Dinámica de contaminantes en sedimentos y suelos y su repercusión en la contaminación del agua**

Hansen, Anne M.

*Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Paseo Cuauhnáhuac 8532, Jiutepec, Morelos, México.*

#### **Correspondencia**

*ahansen@tlaloc.imta.mx*

**Palabras clave:** Normatividad, cuencas hidrológicas, cargas contaminantes, inventarios de contaminantes, interacción agua-sedimento.

#### **Introducción**

En este trabajo se presenta brevemente la normatividad mexicana relacionada con la calidad del agua. Además, se analiza el riesgo de contaminación de cuerpos de agua con sustancias provenientes de cargas contaminantes. Las cargas externas tienen su origen en las cuencas hidrológicas e incluyen fuentes puntuales de aguas residuales y escurrimientos de zonas urbanas, agrícolas, pecuarias y de otros usos de suelo. Algunos contaminantes pueden entrar en los cuerpos de agua por deposición atmosférica. Las cargas internas ocurren cuando los contaminantes contenidos en fases minerales o materia orgánica del sedimento, se liberan y se disuelven en la columna de agua, volviéndose disponibles para agua y biota. Aunque las interacciones agua-sedimento son dinámicas y varían bajo diferentes condiciones, ninguna regulación relaciona la calidad de sedimentos con la del agua.

Por lo tanto, se debe evaluar el potencial de liberación de contaminantes acumulados en sedimentos para reducir el riesgo asociado a la contaminación del agua.

### **La normatividad mexicana relacionada con la calidad del agua**

La normatividad mexicana relacionada con la calidad del agua establece la prioridad de atender la seguridad hídrica, el derecho humano al agua y el saneamiento básico, el mejoramiento integral de la gestión del agua por sectores y por cuencas hidrológicas (CONAGUA 2014). La Ley de Aguas Nacionales (DOF 2013) establece los requisitos de calidad del agua según su uso. Las normas NOM-127-SSA1-1994 (Límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización) y NOM-179-SSA1-1998 (Vigilancia y evaluación del control de calidad del agua para uso y consumo humano, distribuida por sistemas de abastecimiento público), establecen límites para uso y consumo humano. Por otro lado, la NOM-001-SEMARNAT-1996 (Límites máximos permisibles para contaminantes en las descargas de aguas residuales en aguas y bienes nacionales) y la NOM-002-SEMARNAT-1996 (Límites máximos permisibles de contaminantes en las descargas de aguas residuales a los sistemas de alcantarillado urbano o municipal), establecen los límites que deben guardar las descargas. Los criterios ecológicos de calidad del agua, establecidos en CE-CCA-001/89, incluyen límites para diferentes usos, tales como fuente de abastecimiento de

agua potable, recreativo con contacto directo, riego agrícola, pecuario y para protección de la vida acuática.

Los requerimientos de calidad del agua varían según los usos. En México no se han establecido requerimientos para calidad del sedimento y los criterios internacionales para este medio se relacionan más comúnmente con la salud del ecosistema. Las evaluaciones actuales de calidad del agua en México se basan en los indicadores siguientes: demanda bioquímica de oxígeno (DBO), demanda química de oxígeno (DQO) y sólidos suspendidos totales (SST). Según al menos uno de estos indicadores, 21 de 1471 cuencas hidrológicas se clasifican como fuertemente contaminadas, mientras que 13% del agua superficial en México se encuentra contaminada por DBO; 31% por DQO y 7.5% por SST (SEMARNAT 2012).

Refiriéndose a la gestión del agua en México y en las regulaciones antes mencionadas, Hansen y Corzo-Juárez (2011) destacan las prioridades y requerimientos para la evaluación de la contaminación en cuencas hidrológicas del país (Figura 1). Mencionan que sólo recientemente se implementó un programa nacional de monitoreo y evaluación de sustancias tóxicas persistentes y bioacumulables (STPB) y por tanto, hasta esta fecha no existen inventarios o valoraciones formales de la exposición y de los riesgos asociados con estas sustancias.



Figura 1. Cuencas hidrológicas en México (CONABIO 2012).

El historial de la exposición a contaminantes puede ser reconstruido a través del análisis de núcleos de sedimentos de lagos remotos (Figura 2). Esta metodología resulta principalmente útil en países como México que no cuentan con programas de monitoreo de estas sustancias. Hansen (2012a) propuso una lista de sustancias, para ser incluidas en un programa de monitoreo de STPB en cuencas hidrológicas y acuíferos y Veira y Hansen (2014) analizaron el depósito de estas STPB en dos cuerpos de agua remotos: Laguna Miramar, ubicada en el sureste de México y la Laguna de Zempoala en el centro del país (Figura 3).

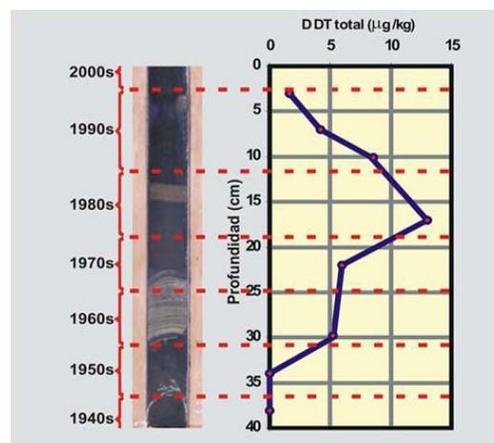


Figura 2. Reconstrucción histórica de la exposición a contaminantes por medio de análisis de núcleos de sedimento (van Afferden *et al.* 2002).

La cuenca hidrológica es el área geográfica donde tiene lugar el ciclo hidrológico. Esta área está delimitada por la divisoria del drenaje, una división topográfica dentro de la cual la precipitación cae y drena en un arroyo o un río (USGS 2014). Como la cuenca hidrológica está delimitada por condiciones geográficas específicas, que a su vez determinan el destino de los contaminantes vertidos, también debe ser la unidad básica para el análisis y la formulación de soluciones a los problemas de contaminación del agua.



Figura 3. Localización de dos cuerpos de agua remotos donde se ha evaluado el depósito histórico de contaminantes (van Afferden *et al.* 2002; Hansen *et al.* 2011; Hansen 2012b; Veira y Hansen 2014).

El Plan Nacional Hídrico 2014-2018, establece a la cuenca hidrológica como la unidad básica para la gestión del agua (CONAGUA 2014). El agua debe cumplir con los límites de calidad indicados por las normas y los criterios anteriormente mencionados e incluyen a contaminantes clasificados como STPB.

### Inventarios de fuentes contaminantes

La construcción de inventarios de fuentes contaminantes (Figura 4), consiste en determinar las cantidades de contaminantes que se emiten en un determinado tiempo. El propósito de

inventarios de emisiones contaminantes puede variar según los contextos y las necesidades específicas. Por ejemplo, el inventario de una descarga es muy diferente al inventario de todas las emisiones en una cuenca hidrológica. Mientras que el inventario de la descarga puede utilizarse para determinar si cumple con las regulaciones específicas, el inventario de las todas las emisiones en una cuenca hidrológica puede servir para sostener programas de calidad del agua y para evaluar los impactos de múltiples emisiones contaminantes.

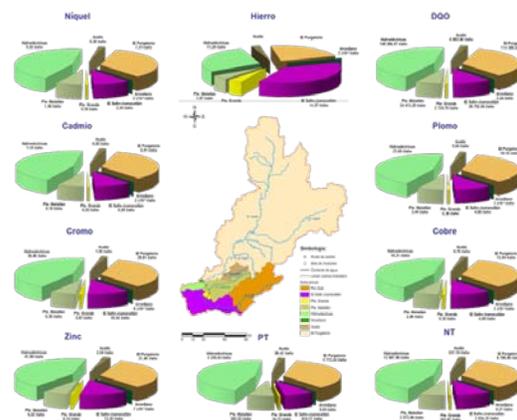


Figura 4. Inventario de fuentes contaminantes en una cuenca hidrológica.

A pesar de las diferencias entre estos enfoques, ambos comparten los siguientes objetivos:

- Identificación de categorías y ubicaciones de las fuentes contaminantes y contribución de cada fuente;
- Estimación de los impactos sobre calidad del agua a través de monitoreo, evaluación y modelación;
- Detección de cambios temporales en niveles de emisión;
- Aumento en la eficiencia de los métodos, programas y procedimientos para control de calidad del agua;

- Determinación de las especificaciones técnicas para el control de aguas residuales;
- Adaptación de la planificación, administración, detección y autorización para proteger el agua de la contaminación; y
- Revisión del cumplimiento de los límites y criterios establecidos.

Los contaminantes entran a los cuerpos de agua a través de fuentes puntuales y difusas (Figura 5). En los inventarios de descargas en las cuencas hidrológicas, deben incluirse todas las fuentes de emisión. Los métodos utilizados para recopilar y analizar datos para diferentes tipos de fuentes de contaminantes son diferentes. Las fuentes puntuales son descargas de aquellas instalaciones, fabricantes o actividades que descargan en una ubicación específica. Dentro de esta categoría se encuentran la mayoría de las industrias y las descargas domésticas y municipales ya sean con y sin tratamiento. Las fuentes difusas de contaminantes se encuentran más dispersas en la cuenca hidrológica, y se estudian de forma colectiva ya que los contaminantes medidos no corresponden necesariamente a una sola fuente. Esgurrimientos de los diferentes usos de suelo como agrícola y urbano, son ejemplos de este tipo de fuentes contaminantes. Para asegurarse de que el inventario de contaminantes es completo y que sirva para tomar las decisiones adecuadas y resolver problemas de contaminación, es importante identificar e incluir estas fuentes difusas de contaminantes. Esta categoría incluye también los sedimentos como fuentes secundarias de contaminantes y aquella procedente del transporte y el depósito atmosférico. Debido a su carácter volátil

y semi-volátil o su capacidad de ser transportados por partículas suspendidas en el aire, los contaminantes que se transportan atmosféricamente pueden originarse de fuentes localizadas lejos de los sitios de monitoreo en las cuencas hidrológicas.

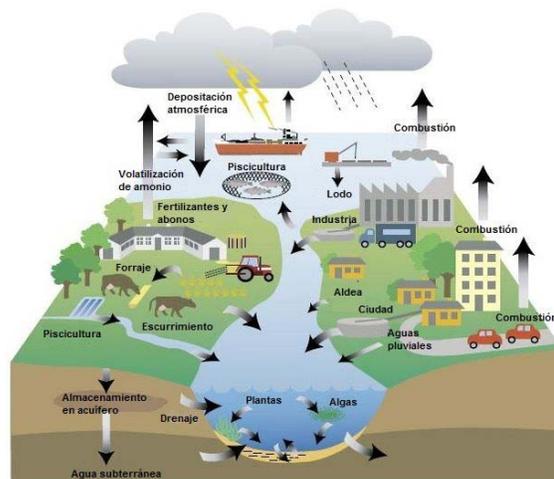


Figura 5. Fuentes contaminantes en la cuenca hidrológica.

Debido a su origen disperso, las fuentes difusas son difíciles de evaluar y, por tanto, difíciles de regular. Pueden estimarse las cargas contaminantes por estas fuentes mediante métodos indirectos, que consisten en la determinación de los escurrimientos y las concentraciones de contaminantes en las descargas, a través del método de lluvia-escurrimiento (Aparicio, 2009) para diferentes suelos y sistemas de información geográfica (Figura 6).



Figura 6. Balance lluvia-escurrimiento en el ciclo hidrológico.

De esta manera, Corzo-Juárez (2009) y Villanueva-Beltrán (2011) analizaron la información hidrológica para diferentes zonas de estudio y obtuvieron los factores de escurrimiento. Multiplicando éstos con las concentraciones de contaminantes medidas o recopiladas de la literatura, estos autores determinaron las cargas de nitrógeno y fósforo provenientes de fuentes puntuales y difusas (Figura 7). La información generada permitió clasificar las diferentes fuentes y evaluar escenarios para su control.

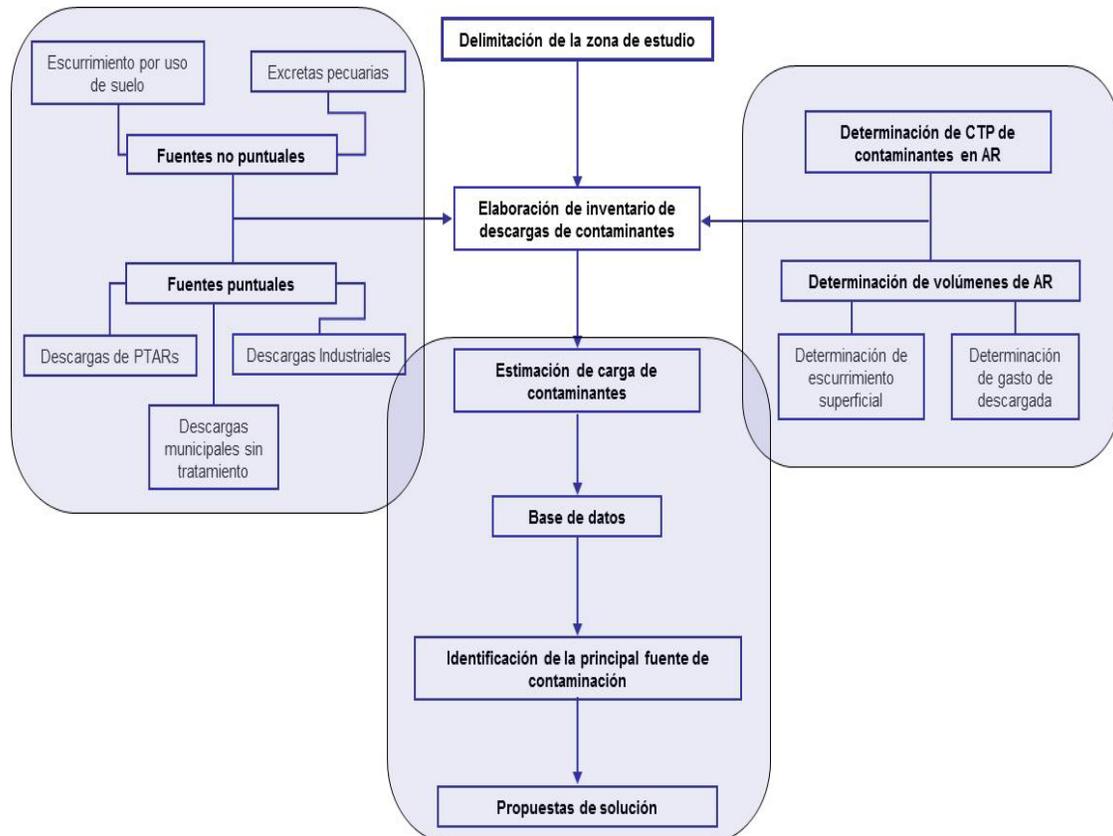


Figura 7. Determinación de las cargas de contaminantes en cuencas hidrológicas.

Asimismo, Rivas-Valdés (2014) determinó la huella hídrica gris (HHG o volumen de agua requerida para asimilar una carga contaminante y que se basa en las concentraciones naturales y en los criterios de calidad del agua), por las

descargas de nitrógeno y fósforo en una cuenca hidrológica. Analizó de qué forma se pueden reducir las HHG para alcanzar concentraciones aceptables de estos contaminantes en un cuerpo de agua. Por su lado, Jayme-Torres (2014) aplicó el modelo NEWS2 (Mayorga *et al.*, 2010)

para evaluar la atenuación natural de nutrientes en agua y suelo en la misma cuenca hidrológica. Encontró que, aunque las emisiones pecuarias representan más del 95% de los nutrientes y las de aguas residuales, menos del 5%, ambos contribuyen con similares cargas de nutrientes en el cuerpo de agua. Atribuye esto a la forma de descarga directa de las aguas residuales, con y sin tratamiento, a los ríos por lo que se atenúan los nutrientes en menor grado que cuando se depositan en el suelo. Asimismo, por la forma de disposición de las descargas pecuarias en suelos, estos nutrientes se retienen en mayor grado que las de aguas residuales. Concluye que para resolver el problema de eutroficación en el cuerpo de agua, es necesario implementar acciones adicionales de tratamiento de aguas residuales y de reúso de nutrientes provenientes de las actividades pecuarias.

Los plaguicidas alcanzan los cuerpos de agua por escurrimiento, infiltración y erosión del suelo en áreas donde se aplican estas sustancias. De esta manera, se acumulan en el sedimento o se infiltran al agua subterránea. Algunos plaguicidas son transportados atmosféricamente (van Afferden *et al.*, 2002). Existen relativamente pocos estudios sobre la distribución geográfica de plaguicidas en nuestro país y la mayoría de ellos se enfocan a plaguicidas organoclorados. Hernández-Antonio y Hansen (2011) desarrollaron inventarios de usos de plaguicidas en dos zonas agrícolas, basados en información sobre superficies cultivadas, dosis y frecuencia de agroquímicos aplicados. Por último, para inferir acerca del destino de los plaguicidas aplicados y el peligro de contaminar el agua, se obtuvo y se analizó información de la literatura sobre las categorías toxicológicas de los

plaguicidas, los coeficientes de partición en carbono orgánico ( $K_{OC}$ ), los coeficientes de distribución sedimento-agua ( $K_d$ ) y la vida media ( $t_{1/2}$ ).

### Interacción agua-sedimento

La acumulación de contaminantes en sedimentos de cuerpos de agua puede representar una amenaza para la vida acuática y para la calidad del agua. Los STPB y los nutrientes, que causan eutroficación de los cuerpos de agua, comparten una alta afinidad por los sedimentos, sobre todo bajo condiciones de oxidación. Cuando un contaminante se adsorbe fuertemente en el sedimento, su efecto ambiental puede ser no evidente de forma inmediata. Sin embargo, las interacciones agua-sedimento son dinámicas (Figura 8) y varían bajo diferentes condiciones del cuerpo de agua de manera que el sedimento contaminado puede considerarse como reservorio de contaminantes, que pueden liberarse de forma gradual a la columna de agua.

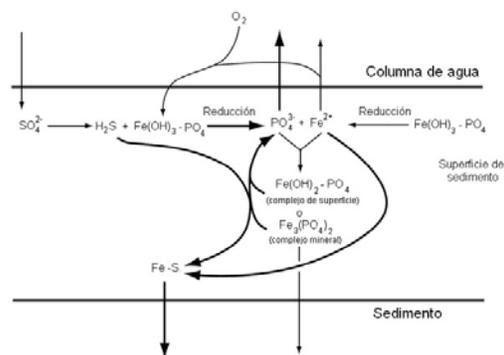


Figura 8. Dinámica de hierro en la interfase agua-sedimento.

Esta liberación ocurre cuando el sedimento es perturbado o se producen cambios en pH o en potencial redox (Eh). Márquez-Pacheco *et al.* (2013) y Hansen *et al.* (2013) estudiaron el papel de la liberación de metales y nutrientes de

sedimentos bajo diferentes condiciones de Eh. Los resultados indican una fuerte dependencia de la distribución de los contaminantes entre agua y sedimento y las variaciones del hierro en ambientes oxidadas y reducidas, sugiriendo que la geoquímica de este elemento controla la liberación de las sustancias adsorbidas, bajo las condiciones evaluadas. Asimismo, Márquez-Pacheco *et al.* (2013) reportaron que la difusión de contaminantes puede ocurrir desde profundidades del sedimento de hasta 20 cm.

Ninguna regulación relaciona la calidad del sedimento con la del agua. Por tanto, debe evaluarse el potencial de liberación de contaminantes acumulados en el sedimento de la columna de agua conforme se alcanzan condiciones anóxicas o cuando el sedimento se re-suspende debido a los flujos de tormenta. Se han reportado varios estudios para predecir la desorción de metales del sedimento. Estos estudios suelen medir la liberación de los metales de los sedimentos durante condiciones experimentales controladas en el laboratorio (Bordas y Bourg, 2001, Linge y Oldham, 2002). Algunos incluyen modelación de la cinética de desorción (Millward y Liu, 2008) o modelación de equilibrio (Martino *et al.*, 2002). La modelación de formación de complejos en superficie (SCMs) ha demostrado ser útil para describir las interacciones de metales con minerales puros. Sin embargo, pocos estudios han aplicado estos modelos para describir la interacción de metales con sedimentos y suelos (Koretsky *et al.*, 2008).

Hansen y González-Márquez (2011) evaluaron la interacción de metales entre agua y sedimento y utilizaron un SCM

para describir la distribución de metales cuando el sedimento es re-suspendido durante flujos de tormenta. Consideraron variaciones en Eh y la relación contaminante/sedimento del cuerpo de agua. Asimismo, Hansen y Márquez-Pacheco (2012) y Hansen *et al.* (2013) emplearon métodos de investigación experimental y de simulación numérica para pronosticar la liberación de metales y nutrientes del sedimento. Demostraron que, mediante la interpretación de procesos geoquímicos de equilibrio, se puede describir la distribución de estos contaminantes entre agua y sedimento. Emplearon este conocimiento para pronosticar los riesgos de contaminación de cuerpos de agua por la liberación de los contaminantes del sedimento durante eventos de re-suspensión o periodos de anoxia causada por la estratificación de la columna de agua, debido a gradientes formados por diferencias en densidad ocasionadas por cambios en temperatura, salinidad u otros.

### Consideración final

Los administradores del agua en México están empezando a usar información sobre inventarios de contaminantes y la dinámica de interacción agua-sedimento como sistema de alerta temprana para reducir riesgos de que aumenten las concentraciones de contaminantes en los cuerpos de agua y para formular métodos sostenibles de saneamiento.

### Referencias

1. Aparicio, F. J. (2009) Fundamentos de hidrología de superficie, Noriega Ediciones (Limusa Wiley) México City, 303 p.
2. Bordas, F. y Bourg, A. (2001) Effect of solid/liquid ratio on the remobilization of Cu, Pb, Cd and Zn from polluted river sediment. Modeling of the results obtained and

- determination of association constants between the metals the sediment. *Water Air Soil Poll*, 128, 391–400.
3. CONABIO (Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad) (2012) Cuencas hidrológicas (CNA). Escala 1:250000. Disponible en: <http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/>, Consulta Agosto 2014
  4. CONAGUA (Comisión Nacional del Agua) (2014) Programa Nacional Hídrico 2014-2018, 139 p. Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales. Disponible en: <http://www.conagua.gob.mx/conagua07/contenido/documentos/PNH2014-2018.pdf>, Consulta Agosto 2014.
  5. Corzo-Juárez, C. (2009) Contaminación de la cuenca del Arcediano y propuesta de saneamiento, Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Campus IMTA, Jiutepec, Morelos.
  6. DOF (Diario Oficial de la Federación) (2013) Ley de Aguas Nacionales, última reforma publicada el 7 de junio del 2013. Disponible en: [http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Noticias/3\\_LeyDeAguasNacionales.pdf](http://www.conagua.gob.mx/CONAGUA07/Noticias/3_LeyDeAguasNacionales.pdf), Consulta Agosto 2014.
  7. Hansen, A. M. (2012a) Programa de monitoreo y evaluación de STPB en cuencas hidrológicas y acuíferos. *Tecnología y Ciencias del Agua*, vol. III, 4, Oct-Dec 2012, 167-195
  8. Hansen, A. M. (2012b) Lake sediment cores as indicators of historical metal(loid) accumulation-a case study in Mexico. *Applied Geochemistry*. 27, 1745-1752.
  9. Hansen, A. M. y Corzo-Juárez, C. (2011) Evaluation of pollution in hydrological basins: priorities and necessities. En: Oswald-Spring U (ed.) *Water Research in Mexico. Scarcity, Degradation, Stress, Conflicts, Management, and Policy*, Springer Verlag, Berlín: p. 201-230.
  10. Hansen, A. M., Ferrario, J. y Byrne, C. (2011) Historical Depositions of Dioxins and Furans in Laguna De Miramar, Mexico. 31st International Symposium on Halogenated Persistent Organic Pollutants, Bruselas, Bélgica, Agosto 21-25, 2011.
  11. Hansen, A. M. y González-Márquez, L. C. (2010) Scenarios of metal concentrations in the Arcediano Dam (State of Jalisco, Mexico). *Journal of Environmental Science and Health Part A*, 45 (1) 99–106.
  12. Hansen, A. M., Mahé, F. y Corzo-Juárez, C. (2013) Metodología para determinar la liberación de metales del sedimento al agua en lagos y embalses. *Rev Int Contam Ambie* 29 (3) 179-190, 2013.
  13. Hansen, A. M. y Márquez-Pacheco, H. (2012) Procedimiento para evaluar cargas internas de nutrientes en cuerpos de agua. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 29, núm. 1, p. 265-275.
  14. Jayme-Torres, G. (2014) Movilización de nitrógeno y fósforo en la cuenca hidrológica del río Verde. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Campus IMTA, Jiutepec, Morelos.
  15. Koretsky, C. M., Landry, C. J. y Lund, T. J. (2008) Copper and cobalt adsorption on assemblages of kaolinite, silica and hydrous ferric oxide, En: *Advanced Approaches to Investigating Adsorption at the Solid-Water Interface*, Annual Meeting, Clay Minerals Society and the Division of Geochemistry, American Chemical Society, New Orleans, LA, April 6-10 2008; Abstract GEOC 106. Disponible en: <http://oasys2.confex.com/acs/235nm/techprogram/S27304.HTM>. Consulta Agosto 2014.
  16. Linge, K. L. y Oldham, C. E. (2002) Arsenic Remobilization in a Shallow Lake. The Role of Sediment Resuspension. *J Environ Qual* 31, 822–828.
  17. Márquez-Pacheco, H., Hansen, A. M. y Falcón-Rojas, A. (2013) Phosphorous control in a eutrophied reservoir. *Environ Sci Pollut Res*, DOI 10.1007/s11356-013-1701-2, December 2013, Volume 20, Issue 12, pp 8446-8456.
  18. Martino, M., Turner, A., Nimmo, M. y Millward, G. E. (2002) Resuspension, reactivity and recycling of trace metals in the Mersey Estuary, UK. *Mar Chem* 77, 171–186.
  19. Mayorga, E., Seitzinger, S. P., Harrison, J. A., Dumont, E., Beusen, A. H., Bouwman, A. F., Fekete, B. M., Kroeze, C. y Van Drecht, G. (2010). Global nutrient export from WaterSheds 2 (NEWS 2): model development and implementation. *Environmental Modelling & Software*, 25(7), 837-853.
  20. Millward, G. E. y Liu, Y. P. (2003) Modelling metal desorption kinetics in estuaries. *Sci Tot Environ* 314-316, 613–623
  21. Rivas-Valdés, M. T. (2014) Determinación de la huella hídrica gris por las cargas de nitrógeno y fósforo en un cuerpo de agua. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Campus IMTA, Jiutepec, Morelos.
  22. SEMARNAT (Secretaría del Medio Ambiente y Recursos Naturales) (2012) Calidad del Agua. Disponible en:

- [http://aplicaciones.semarnat.gob.mx/estadisticas/compendio2010/10.100.13.5\\_8080/ibi\\_apps/WFServlet28b9.html](http://aplicaciones.semarnat.gob.mx/estadisticas/compendio2010/10.100.13.5_8080/ibi_apps/WFServlet28b9.html). Consulta Agosto 2014.
23. USGS (United States Geological Survey) (2014). The Water Cycle. Disponible en: <http://ga.water.usgs.gov/edu/watercycle.html>. Última modificación 18 de marzo 2014. Consulta Agosto 2014.
  24. Veira, M. y Hansen, A. M. (2014) Historical accumulation of heavy metals in two Mexican water bodies. 4<sup>th</sup> International Symposium on Sediment Management, Ferrara, Italia, Ref. nr. 100, Septiembre 17-20, 2014.
  25. Villanueva-Beltrán, J. T. (2011) Evaluación de la carga externa de fósforo y nitrógeno en la presa Valle de Bravo y propuesta de solución. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Campus IMTA, Jiutepec, Morelos, México.

### **Disponibilidad del recurso hídrico y caracterización hidrogeoquímica de la sub-cuenca del municipio de Caborca, Sonora**

Duarte-Martínez, L. y Kretzschmar, T.

*CICESE, Departamento de Geología.*

*Correspondencia [tkretzsc@cicese.mx](mailto:tkretzsc@cicese.mx)*

**Palabras clave:** Hidroquímica, balance hídrico, cuenca hidrológica, isótopos estables, Caborca, Sonora.

El área de estudio se encuentra delimitada por la sub-cuenca Caborca, Sonora, en la cual se encuentra la zona agrícola del Distrito de Riego No. 037, en la Región Noroeste del Estado de Sonora en el Municipio de Caborca y produce cultivos altamente rentables, cuyo destino son el mercado internacional en un gran porcentaje (Amelia Reyes y María Quintero, 2009). Sin embargo, la poca disponibilidad de agua para el riego ocasionada por las bajas precipitaciones y por la demanda del bombeo de agua

subterránea para riego, provoca que el recurso hídrico sea de gran importancia y debido a un manejo no sustentable, se encuentra en estado de sobreexplotación convirtiéndose en una de las principales limitantes de la actividad agrícola. Por ello, el objetivo del presente proyecto es el de realizar una caracterización hidrogeoquímica y balance hídrico del agua subterránea en la sub-cuenca Caborca.

Para llevar a cabo el estudio se realizó un análisis hidrogeoquímico (aniones, cationes, pH y sólidos totales disueltos para las muestras de agua de pozo de los muestreos durante los meses de Abril y Septiembre del 2013; y la determinación de las proporciones de isótopos estables deuterio y  $^{18}\text{O}$  de aguas de pozo y lluvias del mes de Septiembre del 2013. El tipo de agua subterránea en el área es de tipo clorurada sódico. El pH se determinó dentro de los límites permisibles de 6.5 y 8.4 de la NOM. Mientras que los STD variaron de 475 a 1,363 mg/l para el mes de Abril del 2013 y para el mes de Septiembre del 2013 de 368 a 921 mg/l. En los isótopos estables se observó una fuerte influencia de la evaporación en las muestras principalmente de lluvia, lo que sugiere un enriquecimiento isotópico mayor en estas en el agua subterránea (entre 6.2 a 7.3 de  $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$  y de 48 a 53 de  $\delta\text{D}\text{‰}$ ).

Se realizó el balance hídrico para los años hidrológicos del 2011 y 2012, utilizando diversas técnicas como el infiltrómetro de doble anillo y la determinación de la evapotranspiración real (EVTR) por el método de Turck, ya que estos son factores que generalmente influyen directamente en los acuíferos, sin embargo, al ser un área desértica estos datos tienden a no tener la influencia

esperada. Además, se utilizaron datos históricos de lluvias y datos bibliográficos como el flujo subterráneo y del bombeo para obtener la Recarga Horizontal (RH) y la Recarga inducida (Ri).

Para la determinación del Balance se estimó la recarga de  $\sim 135\text{Hm}^3$  para el 2011 y  $\sim 135\text{Hm}^3$  y la descarga de  $\sim 211\text{Hm}^3$  para el 2011 y  $196\text{Hm}^3$  para el 2012 y utilizando la fórmula de balance de masas llegar a un déficit de  $\sim 75\text{Hm}^3$  para el 2011 y  $\sim 60\text{Hm}^3$  para el 2012.

### **Condiciones geoquímicas que dictan la movilidad del As (V) en sistemas acuosos contaminados**

Vaca-Escobar, K. y Villalobos, M.

*Grupo de Bio-Geoquímica Ambiental, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Coyoacán, Ciudad Universitaria, México D.F., 04510, México.*

#### **Correspondencia**

*kathyvaca22@hotmail.com*

#### **Resumen**

La movilidad del oxianión arseniato en ambientes oxidantes está controlada por su interacción con oxi-hidróxidos de hierro mediante procesos de adsorción. Sin embargo, su precipitación como arseniatos sólidos de metales pesados representa un mecanismo competitivo potencialmente significativo en ambientes en que el As(V) está acompañado con altas concentraciones de estos metales (Gustafsson, 2010). Es posible predecir de forma termodinámica el comportamiento del As en sistemas contaminados heterogéneos donde se

llevan a cabo un gran número de equilibrios simultáneos, a través del acoplamiento de equilibrios de adsorción con los sólido-acuosos, siempre que las constantes de equilibrio empleadas sean robustas.

En este trabajo se modeló la influencia de los procesos de adsorción y precipitación en la movilidad del As(V), en presencia de especies de Pb (II) y goetita, mediante la variación de las relaciones molares As/Fe y As/Pb, el tamaño de partícula de la goetita y el pH, usando el programa Visual MINTEQ (Salazar-Camacho y Villalobos, 2010). La influencia de los iones sulfato y cloruro también se investigó con el fin de aproximarse progresivamente a la complejidad de escenarios de contaminación reales. Se utilizó un modelo de complejación superficial unificado enfocado para goetitas de diferente tamaño de partícula (Vaca-Escobar *et al.*, 2012), y se acopló con un modelo de especiación que describe termodinámicamente equilibrios acuosos y en fase sólida (Villalobos *et al.*, 2010).

#### **Conclusiones**

Las condiciones que favorecen la adsorción del As(V) son: muy bajas relaciones molares As/Fe, altas relaciones molares As/Pb, altas concentraciones de sulfato a pH bajo, y especialmente goetitas de mayor tamaño de partícula, además de la ausencia de cloruros. Condiciones opuestas favorecen la precipitación de arseniatos de plomo. Sorprendentemente, los procesos de precipitación son mucho más frecuentes de lo esperado y son altamente favorecidos desde bajas relaciones molares As/Fe, en presencia de cloruro, o con goetitas ideales de partículas

pequeñas. Ambos mecanismos limitan la movilidad acuosa del As (V), sólo en condiciones de pH ácido, concentraciones altas de sulfato y una alta relación molar As/Pb ocurre una movilidad considerable del As(V).

## Referencias

1. Gustafsson, J. P. (2010) Visual MINTEQ. Ver. 3.0. Free equilibrium speciation model software.
2. Salazar-Camacho, C. y Villalobos, M. (2010) Goethite surface reactivity: III. Unifying arsenate adsorption behavior through a variable crystal face - Site density model. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, v.74, p. 2257-2280.
3. Vaca-Escobar, K., Villalobos, M y Cenicerós-Gómez, A. E. (2012) Natural arsenic attenuation via metal arsenate precipitation in soils contaminated with metallurgical wastes: III. Adsorption versus precipitation in clean As(V)/goethite/Pb(II)/carbonate systems. *Applied Geochemistry*, v.27, p.2251-2259.
4. Villalobos, M., García-Payne, D. G., López-Zepeda, J. L., Cenicerós-Gómez, A. E. y Gutiérrez-Ruíz, M. E. (2010) Natural Arsenic Attenuation via Metal Arsenate Precipitation in Soils Contaminated with Metallurgical Wastes: I. Wet Chemical and Thermodynamic Evidences. *Aquatic Geochemistry*, v.16, p.225-250.

## Remoción de arsénico (III) por la biomasa modificada de *Aspergillus niger*

Santos-Domínguez, E.<sup>1</sup>, Cárdenas-González, J. F.<sup>1</sup>, Martínez-Juárez, V. M.<sup>2</sup>, Moctezuma-Zárate, M. G.<sup>1</sup> y Acosta-Rodríguez, I.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Laboratorio De Micología Experimental. CIEP. Facultad de Ciencias Químicas. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Av. Dr. Manuel Nava No. 6. Zona Universitaria. C.P. 78320. San Luis Potosí, S.L.P. México.

<sup>2</sup>Área Académica de Medicina Veterinaria y Zootecnia. Instituto de

Ciencias Agropecuarias. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

*Correspondencia* iacosta@uaslp.mx

**Palabras clave:** Bioadsorción, arsénico (III), biomasa fúngica modificada.

## Introducción

El arsénico es un elemento que de forma natural contamina el agua de consumo humano, se encuentra en la corteza de la tierra y el agua de mar (Thirunavukkarasu *et al.*, 2003). Se introduce en el medio ambiente a través de diferentes procesos, tales como reacciones de meteorización, actividad biológica, emisiones volcánicas, minería de oro, fundición de metales no ferrosos, refinación de petróleo, combustión de combustibles fósiles en plantas de energía, y el uso de pesticidas y herbicidas arsenicales (Thirunavukkarasu *et al.*, 2003). La exposición crónica a concentraciones superiores de 100 ppb puede causar trastornos vasculares, como pigmentos dérmicos (enfermedad Blackfoot), daño en hígado y cáncer de pulmón. La Organización Mundial de la Salud ha recomendado una concentración de arsénico de 10 mg/L como un valor de referencia para el agua potable (Cebrian y Albores, 1994; SSA, 1994).

El arsénico se encuentra principalmente como arseniato [As (V)] y arsenito [As (III)]. En condiciones oxidantes, la especie predominante es el As (V), que existe como oxianiones desprotonados de ácido arsénico ( $\text{H}_2\text{AsO}_4^-$ ,  $\text{HAsO}_4^{2-}$  y  $\text{AsO}_4^{3-}$ ). En condiciones reductoras, el As (III) es termodinámicamente estable y existe en solución como ácido arsenioso, ( $\text{H}_3\text{AsO}_3^0$ ) (Smedley y Kinniburgh, 2002).

Las especies de As (III) son más tóxicas que el As (V), ya que tienen una afinidad muy alta por los grupos sulfhidrido de las proteínas, las enzimas son particularmente afectadas, si el grupo –SH está ubicado en un sitio crítico para su actividad. Se han utilizado diferentes tecnologías para tratar de eliminar el Arsénico (III) de nichos acuáticos contaminados, entre las que se encuentran:

**Coagulación/precipitación:** proceso de desestabilización de las partículas suspendidas, donde se reducen las fuerzas de separación entre ellas, formando una malla tridimensional y porosa de coágulos (D'Ambrosio, 2005).

**Osmosis inversa:** consiste en separar los iones metálicos del efluente al hacerlos pasar a través de una membrana semipermeable con alta presión, quedando retenidos en la membrana (Viraraghavan, 1999).

**Electrodialisis:** consiste en separar iones de un fluido mediante la utilización de membranas selectivas catiónicas y aniónicas. Estas membranas se colocan de forma alterna, constituyendo celdas; al final del apilamiento de membranas se activan electrodos, estableciendo una diferencia de potencial eléctrico (Smedley y Kinniburgh, 2002).

**Adsorción:** se utiliza un sólido como adsorbente para eliminar sustancias solubles del agua, las cuales se unen a la superficie mediante fuerzas electrostáticas o de van der Waals. Dentro de los materiales con capacidades más altas de adsorción, están el carbón activado, alúmina activada, arenas, zeolitas naturales, entre otros (D'Ambrosio, 2005; Huang y Fu, 1984). Oros adsorbentes que

se han utilizado para la remoción de arsénico son: arena recubierta con óxido de hierro, residuos industriales de zumo de naranja, *Penicillium purpurogenum*, algunas otras especies de hongos y químicamente con polielectrolitos, dodecilamina y bromuros (D'Ambrosio, 2005; Biswas *et al.*, 2008; Acosta *et al.*, 2013). Por lo anterior, el objetivo de este trabajo fue estudiar la remoción de arsénico (III) en solución acuosa por la biomasa del hongo contaminante ambiental *Aspergillus niger*.

## Método

### Microorganismos y Medios de cultivo

Se trabajó con una cepa de *Aspergillus niger* aislada a partir de aire contaminado de una zona aledaña a la Facultad de Ciencias Químicas, de la UASLP, San Luis Potosí, S.L.P., México, en placas de Petri que contenían medio mínimo de Lee adicionado de 200 ppm de As (III), los cultivos se incubaron a 28 °C durante 7 días. La cepa se identificó en base a sus características morfológicas, tanto macro como microscópicas.

### Producción y pre-tratamiento de la biomasa

Se utilizó una cepa de *A. niger*, la cual se mantiene de manera rutinaria en agar papa dextrosa (compuesto por dextrosa (20 g/L), peptona (10 g/L) y agar 20 (g/L). La propagación del hongo se llevó a cabo en matraces Erlenmeyer conteniendo 100 mL de caldo Sabouraud dextrosa, incubándolo de 5 a 7 días a una temperatura de 28 °C y 100 rpm. Después, se obtuvo la biomasa por filtración, se lavó con agua tridesionizada, y se colocó en cajas de Petri, incubando a una temperatura de 70 °C en un horno

hasta sequedad para después pulverizarla en un mortero, y se guardó en un frasco ámbar hasta su uso.

### Preparación de la Biomasa recubierta con óxido de hierro

Después de haber obtenido la biomasa en polvo, un total de 80 mL de  $\text{Fe}(\text{NO}_3)_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$  2M, y 1,0 mL de NaOH 10M se mezclaron con 20 g de la biomasa fúngica en un olla de porcelana, se homogenizo y se mantuvo en un horno durante 3 h, a 80 °C, y posteriormente se aumentó la temperatura a 120 °C y se incubo durante 24 horas.

### Soluciones de arsénico (III)

Para el análisis, se preparó una de solución de arsénico ( $\text{NaAsO}_2$ ) de 100 mg/L, preparada en agua tridesionizada, para posteriormente hacer diluciones a concentraciones de (1, 2, 3, 4, y 5 mg/L), el pH se ajustó con ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) y/o hidróxido de sodio (NaOH) según sea necesario, para obtener las soluciones de pH (3, 4, 5, 6, 7, 8, 9), antes de adicionarla a la biomasa.

### Determinación de la concentración de arsénico (III)

La concentración de iones arsénico en solución se determinó por Espectrofotometría por Absorción Atómica, en un Espectrómetro de Absorción Atómica Varian, modelo Spectra AA-20.

### Resultados

Se observó que la biomasa fúngica no modificada de *A. niger* tiene muy baja eficiencia ya que se observó un porcentaje

de remoción de 7.9 % durante un periodo de incubación de 24 h. Como se muestra en la Figura 1, también demuestra que con esta biomasa el pH más óptimo esta alrededor de 7.0.

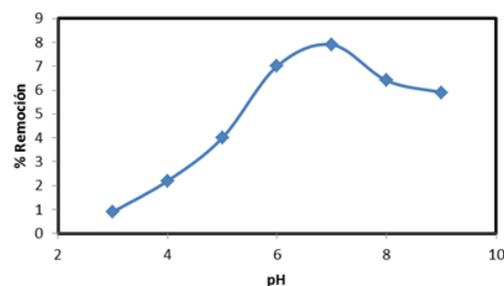


Figura 1. Remoción de As (III) con la biomasa no modificada de *A. niger*. 1 g biomasa. 28 °C.

Por otra parte, la biomasa modificada del hongo, resulto ser un muy buen bioadsorbente para el arsénico (III) (1 mg/L en un volumen de 100 mL), durante un tiempo de incubación de 24 h, observándose un alto porcentaje de remoción (Figura 2) con un porcentaje de remoción de 66 %, con un pH óptimo de 6.0.

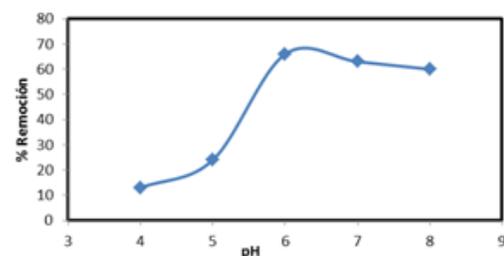


Figura 2. Remoción de As (III) por la biomasa modificada de *A. niger*. 1 g biomasa. 28 °C.

Con respecto a la temperatura de incubación sobre la remoción de As (III) a un pH 6.0 con 1g de biomasa modificada de *A. niger*, se observó que la temperatura óptima de remoción fue de 28 °C, con un porcentaje de remoción de 66 % (Figura 3), mientras que el tiempo de incubación óptimo fue de 28 h, a 28 °C

y un pH de 6.0, con 1 g. de biomasa tratada del hongo (Figura 4).

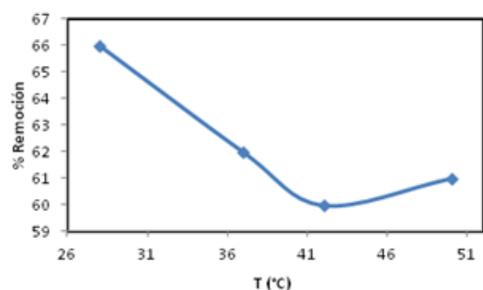


Figura 3. Efecto de la temperatura de incubación sobre la bioadsorción de As (III) por la biomasa modificada de *A. niger*.

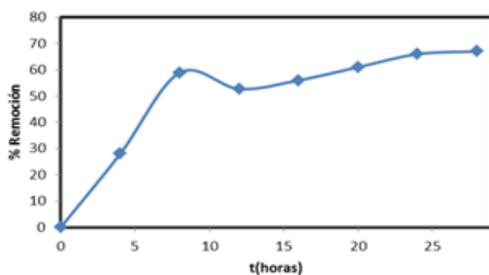


Figura 4. Efecto del tiempo de incubación sobre la bioadsorción de As (III).

También, se analizó la remoción de diferentes concentraciones de As (III) en solución (1, 2, 3, 4 y 5 mg/L) a un pH 6.0 con 1 g de biomasa modificada, observando que el porcentaje de remoción es mayor a medida que se aumenta la concentración de la biomasa (Figura 5).

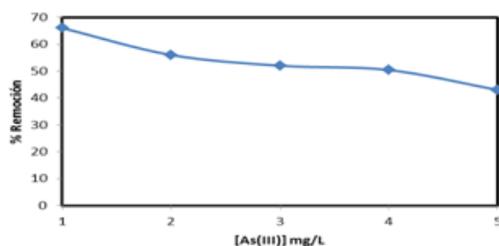


Figura 5. Efecto de la concentración de As (III) sobre la remoción del mismo.

## Conclusiones

La biomasa tratada del hongo *A. niger*, es viable para la remoción de As (III) en solución, pues el porcentaje de remoción que se obtuvo es muy aceptable, (66%) sobre todo al compararlo con la biomasa no tratada del mismo hongo (9%).

## Referencias

- Acosta, I., Martínez, V. M., Cárdenas, J. y Moctezuma, M. G. 2013. Biosorption of Arsenic (III) from Aqueous Solutions by Modified Fungal Biomass of *Paecilomyces* sp. *Bioinorganic Chemistry and Applications*, Article ID 376780, 5 pages.
- Biswas, B. K., Inoue, J. I., y Inoue, K. (2008). Adsorptive removal of As(V) and As(III) from water by a Zr(IV) loaded orange waste gel. *Journal of Hazardous Materials*, v. 154, No. 1-3, p. 1066-1074.
- Cebrian, M. y Albores, A. (1994). Chronic arsenic poisoning in the North of Mexico. *Human Toxicology*. V. 2, p. 121.
- D'Ambrosio, C. (2005). Evaluación y selección de tecnologías disponibles para remoción de arsénico. *Memorias. IV Congreso Hidrogeológico Argentino*. Río Cuarto, Argentina. 25 al 28 de octubre, 2005. p 1-11.
- Huang, C. P. y Fu, P. L. K. (1984) Treatment of arsenic (V) containing water by the activated carbon process. *Journal of the Water Pollution Control Federation*, v. 56, No. 3, p. 233-242.
- Smedley, P. L. y Kinniburgh, D. G. (2002) A review of the source, behavior and distribution of arsenic in natural waters. *Applied Geochemistry*, v. 17, No. 5, p. 517-568.
- SSA (1994). Modificación de Norma Oficial Mexicana NOM-127-SSA1-1994. Salud ambiental. Agua para uso y consumo humano. Límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización. Secretaría de Salud. Diario Oficial de la Federación, México, 22 de noviembre de 2000.
- Thirunavukkarasu, O. S., Viraraghavan, T. y Subramanian, K. S. (2003). Arsenic removal from drinking water using iron oxide coated sand,"*Water, Air, and Soil Pollution*, vol. 142, no. 1-4, pp. 95-111.
- Viraraghavan, T., Subramanian, K. S. y Aruldoss, J. A. (1999). Arsenic in Drinking Water Problems and Solutions. *Water Science Technology*. v. 40 No. 2, p. 69.

## DetECCIÓN Y DESTINO AMBIENTAL DE CONTAMINANTES EMERGENTES EN SUELOS AGRÍCOLAS REGADOS CON AGUA RESIDUAL

Durán-Álvarez, J. C.

*Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.*

*Correspondencia azotojcd@hotmail.com*

**Palabras clave:** Adsorción, biodegradación, disruptores endocrinos, fármacos, transporte.

### Introducción

El reúso de agua residual municipal para riego agrícola es una práctica en expansión en zonas en donde existe una importante escasez de agua. Esta clase de reúso trae consigo importantes beneficios, tales como: a) el reciclaje de agua; b) el incremento en la producción agrícola por el aporte de macro y micro nutrientes presentes en el agua residual; c) el ahorro de importantes volúmenes de agua de primer uso –la agricultura es la actividad humana que más agua demanda–; d) el incremento del valor de la tierra, entre otros. En contraste, el uso de agua residual cruda o inadecuadamente tratada para el riego agrícola trae consigo el riesgo de contaminación del suelo, los cultivos y las fuentes cercanas a la zona de riego. Uno de los temas que está atrayendo la atención tanto de la comunidad científica como de los organismos encargados de la calidad del agua y la salud es la presencia, destino ambiental y toxicidad de los llamados “contaminantes emergentes”. Esta clasificación se refiere a sustancias químicas presentes en productos de uso común para las personas, las cuales son tras su uso son desechadas a través de los

sistemas de drenaje y se encuentran a nivel de trazas en el agua residual.

Algunos ejemplos de contaminantes emergentes son las sustancias farmacéuticamente activas, los productos de aseo personal, los plastificantes, retardantes de flama, entre muchos otros. Los efectos causados por la presencia ambiental de los contaminantes emergentes, aun a niveles de trazas, en la salud de los organismos expuestos son sutiles pero constantes; algunos ejemplos son la disrupción del sistema endocrino, el desarrollo de resistencia a antibióticos en patógenos o daños teratogénicos. Muchos de los contaminantes emergentes son sólo parcialmente removidos por los sistemas convencionales de tratamiento de aguas residuales, por lo que tanto los compuestos originales como algunos sub-productos de degradación entran continuamente al ambiente a través de los efluentes de las plantas de tratamiento. En sitios en donde se emplea agua residual cruda o tratada para el riego agrícola, la presencia de esta clase de contaminantes es una realidad, por lo que es necesario desarrollar estrategias para conocer: a) su presencia en los diferentes compartimientos ambientales; b) el destino ambiental de estos contaminantes durante y después del riego con agua residual; y, c) los potenciales efectos que tiene la presencia de estos compuestos en los organismos expuestos (efectos en la salud física y reproductiva, desarrollo de resistencia a antibióticos, mutaciones, entre otros.).

Un sistema *ad hoc* para desarrollar el estudio de esta clase de contaminantes en México se encuentra en el Valle de Tula, en el Estado de Hidalgo. Este sitio ha recibido el agua residual de la Ciudad de México y la usado para riego de cultivos,

sin tratamiento alguno, por más de una centuria. Es por ello que el objetivo de este estudio fue el desarrollo de técnicas analíticas para la detección y cuantificación de un grupo de contaminantes emergentes en agua y suelo, así como determinar el destino ambiental de estos contaminantes en un sitio en donde se ha practicado el riego con agua residual cruda por periodos prolongados.

### Localización del área de estudio

El Valle de Tula se localiza al suroeste del estado de Hidalgo, aproximadamente a 80 km de la Ciudad de México (Figura 1), entre los 19°54' y 20°30' de latitud norte; y los 99°22' y 98°56' longitud oeste, a una altitud promedio de 1900 m sobre el nivel del mar. Limita hacia el norte con el valle de Ixmiquilpan, al este con el valle y la sierra de Actopan, al oeste con la sierra de Xinthé y al sur con el estado de México. La zona de riego con agua residual abarca cerca de 85 000 ha y catorce municipios, y está compuesta de los Distritos de Riego 03 (Tula), 100 (Alfajayucan) y 112 (Ajacuba). El clima en la zona es BS<sub>1</sub>kw(i)gw, es decir, representa el más húmedo de los climas áridos, es templado, con una temperatura media anual de 16.7 °C, y un verano cálido con 19.8 °C en promedio. La época de lluvias es entre los meses de Junio y Septiembre y la precipitación media anual varía entre los 435 mm/año en la zona norte y los 650 mm/año en la zona sur. La evapotranspiración es de 1750 mm/año. La vegetación del Valle de Tula se limita a las partes montañosas y se compone principalmente de matorrales xerófilos, prevaleciendo los mezquites, huizaches, yucas, así como una gran diversidad de cactáceas. Las zonas bajas del valle están dedicados a la agricultura, en las que el

maíz y la alfalfa representan del 60 al 80% de la producción, seguidos por la avena, cebada y frijol, y en menor proporción, trigo y hortalizas (Jiménez *et al.*, 2004).

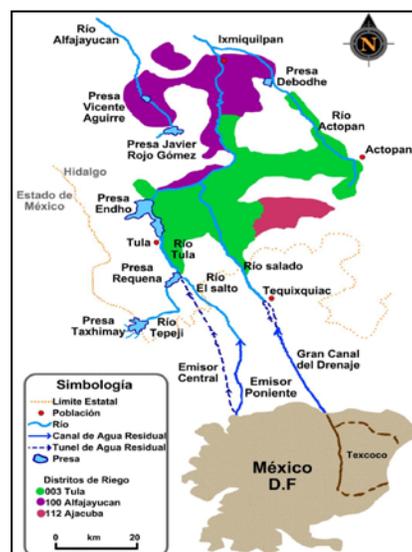


Figura 1. Plano de localización del área de estudio.

El riego agrícola con agua residual en esta zona comenzó en 1912; en ese entonces, sólo la parte central valle era regada con agua residual debido al volumen limitado del recurso que llegaba desde la Ciudad de México. Con la construcción del Emisor Central en 1975 fue posible llevar las aguas residuales del centro de la Ciudad de México al valle, así el área de irrigación fue creciendo con dirección Este hasta 1984. Posteriormente, la zona bajo riego comenzó a desarrollarse hacia el Sur y finalmente hacia la zona Sureste en la década 1990 (BGS; CONAGUA, 1998). Éste patrón de crecimiento paulatino del área de riego, hace posible encontrar zonas con diferentes antigüedades bajo riego a lo largo del Valle de Tula.

Cerca del 90% del agua residual producida en la Ciudad de México es transportada al Valle de Tula mediante

tres vías: el Emisor Central, el Emisor del Poniente y el Gran Canal de Desagüe. El tiempo aproximado de recorrido que emplea en llegar el agua residual desde la Ciudad de México hasta la cabecera de los ríos en el Valle de Tula es de un día (BGS; CONAGUA, 1998). Del agua residual cruda que entra al Valle de Tula por medio del Emisor Central una parte es distribuida a los usuarios directamente por medio de los canales primarios y secundarios, mientras que el agua restante pasa a la presa Endhó, en donde permanece almacenada hasta tres meses antes de su distribución a los agricultores en la época de estiaje.

El riego en la zona se lleva a cabo mediante la inundación de las parcelas; luego el agua se deja infiltrar a través del suelo, y después una cantidad adicional de agua residual se aplica al suelo para evitar la acumulación de sales en el mismo. Del agua aplicada en el riego, una muy pequeña fracción es aprovechada por las plantas, debido a las condiciones áridas de la zona, un considerable volumen de agua se pierde por evaporación, mientras que el agua restante se infiltra a través del suelo, recargando el acuífero. La recarga prolongada del acuífero con agua residual infiltrada ha resultado en el afloramiento de manantiales en la zona sur del Valle de Tula. Tanto el agua del acuífero recargado, como los cuerpos de agua superficial son empleados para consumo humano previa cloración. Por otra parte, los cultivos producidos en la zona se emplean para la alimentación de ganado; los productos pecuarios generados se comercializan en la zona y en la misma Ciudad de México.

## Método

Las muestras de suelo para este estudio fueron tomadas en diferentes parcelas, las cuales han sido regadas con agua residual por diferentes periodos de tiempo. El suelo (aproximadamente 1 kg) se tomó del horizonte más superficial en el perfil de suelo. Todas las muestras de suelo se almacenaron en bolsas de plástico y se mantuvieron en cuarto frío hasta su uso en los experimentos. La toma de muestras se llevó a cabo en diferentes viajes realizados a la zona de estudio.

Para los experimentos de transporte de los contaminantes a través del suelo se obtuvieron columnas inalteradas directamente en las parcelas muestreadas. La colección de las muestras consistió en los siguientes pasos: a) cavar un hueco de aproximadamente 50 cm de profundidad; b) esculpir el monolito a mano desde una de las paredes del hueco; c) los monolitos de suelo esculpidos (15 cm de altura  $\times$  9 cm de diámetro en la base) se colocaron dentro de una carcasa de acero inoxidable y parafina líquida a 60°C fue adicionada para fijar la columna de suelo a la carcasa. Tres columnas fueron obtenidas en cada sitio de estudio y llevadas al laboratorio en hieleras.

Para la determinación de contaminantes emergentes en el suelo se ha desarrollado una técnica analítica basada en la extracción de los analitos del suelo usando fluidos supercríticos, seguida por la purificación de la muestra mediante extracción en fase sólida, y cuantificación por cromatografía de gases en tándem con espectrometría de masas. La cuantificación de los contaminantes se llevó a cabo mediante el método del estándar interno, mientras que el control de calidad de los análisis se aseguró mediante el uso de estándares de

recuperación, los cuales se adicionaron al inicio de la preparación de la muestra. Un esquema de la técnica analítica desarrollada se muestra en la Figura 2.

Los estudios de destino ambiental de los contaminantes emergentes en suelos regados con agua residual se llevaron a cabo a nivel de laboratorio. Para ello, ensayos en lote de fotólisis y biodegradación se corrieron usando los suelos muestreados, a los cuales se adicionó una concentración conocida de los contaminantes de interés, mediante aspersión de un volumen determinado de la solución de los compuestos. Para las pruebas de fotólisis, las muestras de suelo fortificadas con la mezcla de tres compuestos (naproxeno, carbamazepina y triclosán) se colocaron en cajas Petri formando una capa fina de no más de 3 mm de espesor; luego, el suelo se colocó en un simulador solar SUNTEST CPS+, en donde una lámpara de xenón proporcionó una irradiación similar a la solar. La irradiación duró 2 horas, en los cuales se suministró una cantidad de 3600 kJ/m<sup>2</sup>, equivalente a 48 horas de irradiación solar continua en días de verano de la zona de Tula.

Los experimentos de biodegradación se llevaron a cabo bajo condiciones aerobias. Las muestras de suelo fortificadas con los compuestos en estudio (naproxeno, carbamazepina y triclosán) se colocaron en frascos de vidrio color ámbar y se mantuvieron a 25°C en la oscuridad – para evitar fotodegradación–. La humedad del suelo se mantuvo en 33% (cerca a la capacidad de campo). Dos concentraciones de la mezcla de los compuestos fueron probadas a fin de observar algún efecto inhibitorio de la biodegradación por el incremento de la masa de contaminantes. Adicionalmente,

la biodegradación de la hormona  $\beta$  17 estradiol fue probada en suelos regados con agua residual cruda por diferentes periodos de tiempo (cronosecuencia).

Por último, los experimentos de transporte de los contaminantes emergentes a través del perfil de suelo se llevaron a cabo en columnas tomadas tanto en suelos regados con agua residual como en uno de temporal. Para este experimento se estudiaron las hormonas estrogénicas estrona y  $1\beta$  estradiol, así como el fármaco ibuprofeno. Los experimentos de transporte se llevaron a cabo bajo condiciones de flujo constante o régimen permanente y consistieron de los siguientes pasos: a) una solución 0.01 M de CaCl<sub>2</sub> se hizo pasar a través de las columnas con ayuda de una bomba peristáltica a un flujo de 7 mL/h hasta alcanzar condiciones de equilibrio en la humedad del suelo, el pH y la conductividad eléctrica de la solución a la salida de la columna; b) la mezcla de los compuestos, así como el trazador conservativo KBr fueron introducidos a la columna de suelo a través de la solución de CaCl<sub>2</sub>; c) El suministro de los contaminantes y del trazador se llevó a cabo durante 30 horas, la concentración de la mezcla de los contaminantes y del trazador fueron 10 µg/L y 0.1 M, respectivamente; d) Finalmente, se adicionó a las columnas solución de CaCl<sub>2</sub> sin los compuestos o el trazador, este paso tuvo una duración de 30 días. El lixiviado de las columnas fue colectado y discretizado en sub-muestras de 7 mL.

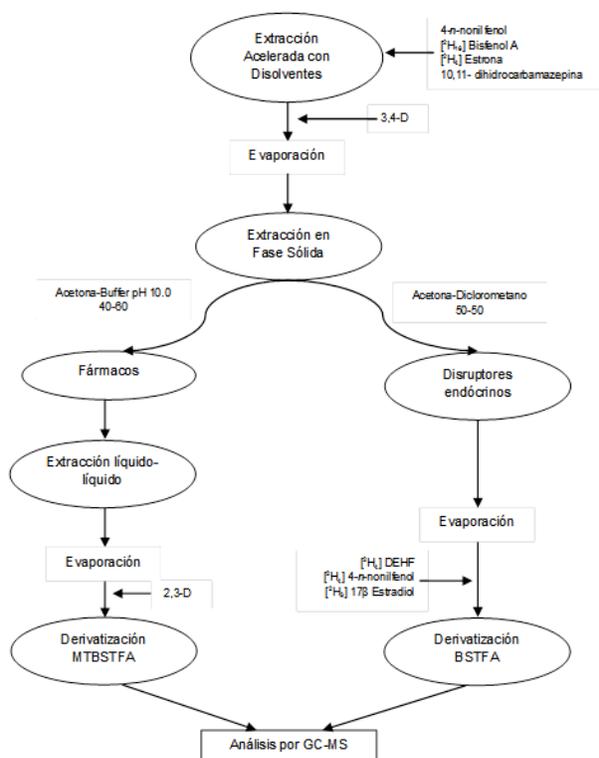


Figura 2. Descripción esquemática del método analítico desarrollado.

Las muestras obtenidas en los experimentos fueron analizadas para determinar la concentración remanente de los compuestos en estudio y obtener las cinéticas de degradación, en el caso de los experimentos de biodegradación y fotólisis. En el caso de los experimentos de transporte, se obtuvieron las curvas de quiebre para los contaminantes y el trazador, pudiendo determinar el factor de retardo ( $R_F$ ) para cada contaminante en los suelos estudiados.

## Resultados

La técnica analítica desarrollada se empleó para la cuantificación de contaminantes emergentes en suelos de las clases Phaeozems y Leptosols, los cuales han sido regados con agua residual cruda por 80 años. La Figura 3 muestra las concentraciones encontradas de tres fármacos (Figura 3), un agente antibacteriano (triclosán) y dos químicos empleados en productos de uso cotidiano, el plastificante Bisfenol A y el surfactante nonilfenol (Figura 3).

Las concentraciones más altas se observaron en el suelo de tipo Leptosol, el cual se caracteriza por ser somero (de poca profundidad), mientras que concentraciones menores se encontraron en el suelo de clase Phaeozem, el cual se caracteriza por ser más profundo, tener un mayor contenido de arcilla, y menor conductividad hidráulica. Esto es especialmente cierto para los compuestos ionizables, como ibuprofeno, naproxeno y triclosán; no obstante, cuando se trata de moléculas no polares, como carbamazepina, las mayores concentraciones se encontraron en el suelo con mayor contenido de materia orgánica, en este caso, el suelo Phaeozem.

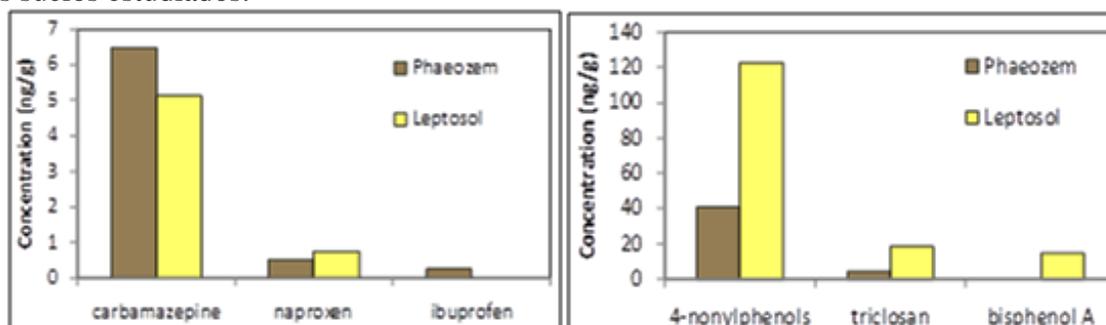


Figura 3. Concentraciones de contaminantes emergentes encontradas en suelos regados con agua residual.

Ciertamente, una correlación positiva entre el contenido de materia orgánica en el suelo y la concentración de los compuestos no polares fue observada, tal y como se observa en la Figura 4. Al analizar suelos con mayor contenido de material orgánico, se observa mayor presencia de contaminantes orgánicos con baja solubilidad en agua, o no polares. Esto se explica por la partición química de los compuestos orgánicos a la materia orgánica del suelo. La afinidad química que lleva a la partición de los contaminantes a la materia orgánica se puede ver incrementada conforme la naturaleza de la materia orgánica del suelo es más apolar, por ejemplo, cuando en el suelo hay altas concentraciones de materia orgánica humificada.

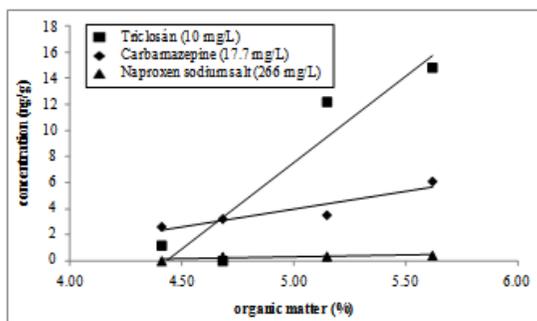


Figura 4. Correlación entre el contenido de material orgánico en el suelo y la concentración de contaminantes emergentes.

Adicionalmente, se analizaron muestras de suelo tomadas a diferentes profundidades del perfil de suelo de tipo Phaeozem –por ser de mayor profundidad que el Leptosol y mostrar mayor número y variedad de horizontes–. En la Figura 5 se muestran las concentraciones de tres fármacos y tres ésteres del ácido ftálico (los cuales son usados como plastificantes) determinadas en los horizontes Ah y B de un suelo de la clase Phaeozem que ha sido regado con agua

residual cruda por 80 años. Es posible observar bajas concentraciones del ibuprofeno y el naproxeno, lo cual se explica por su alta solubilidad en agua y con ello su capacidad para movilizarse a través del suelo sin ser retenidos en la materia orgánica de la matriz sólida. En contraste, los compuestos menos polares, carbamazepina y los ésteres, se retienen a lo largo del perfil del suelo, estando por ello presentes a diferentes profundidades. La rápida lixiviación de los antiinflamatorios naproxeno e ibuprofeno puede representar un riesgo de contaminación del acuífero, si estas sustancias no son degradadas en el mismo suelo antes de lixiviar. Por el contrario, los compuestos menos móviles pueden ya sea ser adsorbidos irreversiblemente en el suelo, quedando confinados en este, o bien, ser débilmente adsorbidos en el suelo y quedar disponibles para ser degradados por los microorganismos presentes en la matriz sólida.

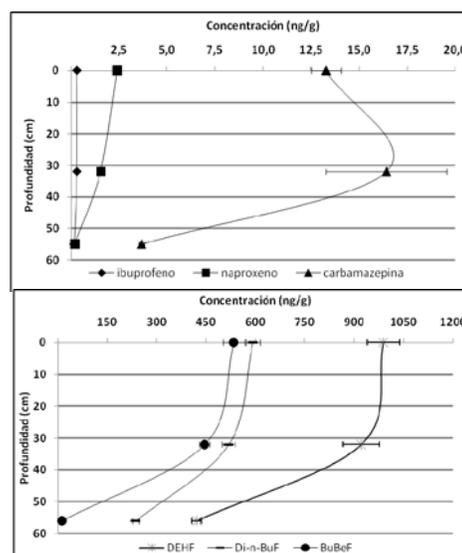


Figura 5. Concentraciones de contaminantes emergentes encontradas en los primeros 60 cm de un perfil de suelo de la clase Phaeozem.

Nota: DEHF: di-2(etilhexil)ftalato; Di-n-BuF: di-n-butilftalato; BuBeF: butilbencilftalato

Debido a lo encontrado en los eventos de monitoreo se procedió a estudiar los procesos que llevan a la degradación natural de los contaminantes emergentes una vez que éstos llegan al suelo tras el riego con agua residual.

La fotodegradación de tres contaminantes emergentes tipo, fue estudiada en un simulador de luz solar. En este estudio se encontró una remoción baja de los compuestos tras dos horas de irradiación –la cual simula dos días de irradiación solar continua de días de verano en el Valle de Tula–. La Figura 6 muestra las cinéticas de degradación de los compuestos registradas en los ensayos de irradiación. El antiepiléptico carbamazepina mostró ser el compuesto más recalcitrante, mientras que el agente antimicrobiano triclosán se degradó en mayor medida.

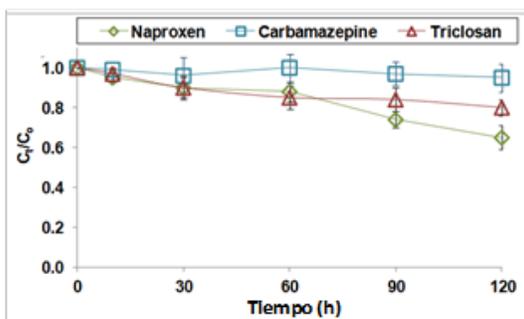


Figura 6. Cinéticas de fotodegradación de tres contaminantes emergentes en suelo regado con agua residual.

Las bajas velocidades de fotodegradación de los compuestos hallan su explicación en la baja penetrabilidad de la luz a través del suelo. De hecho, estudios previos de fotodegradación de plaguicidas en suelo muestran que la fotodegradación de compuestos orgánicos en suelo se lleva a cabo apenas en los primeros 0.5 mm de profundidad.

En lo que respecta a la biodegradación de los contaminantes emergentes en suelos regados con agua residual, la Figura 7 muestra las cinéticas de biodegradación de los mismos tres compuestos en el mismo suelo. Los resultados muestran nuevamente a carbamazepina como el compuesto más recalcitrante, mientras que el naproxeno se degradó más rápidamente. Sorprendentemente, el agente antibacteriano triclosán pudo ser degradado en el suelo casi con la misma facilidad que el naproxeno, lo que indica que los microorganismos del suelo están ya aclimatados para emplear a esta clase de sustancias como fuente de carbono.

A este mismo respecto, cuando se incrementó la concentración inicial de la mezcla de los compuestos (Figura 7b) no se observó una caída drástica en la biodegradación de los mismos, lo cual indica que los microorganismos nativos en este suelo son tolerantes a no solo a la presencia de esta clase de contaminantes, si no a las variaciones en su concentración, lo cual ha sido conseguido por el prolongado tiempo bajo riego.

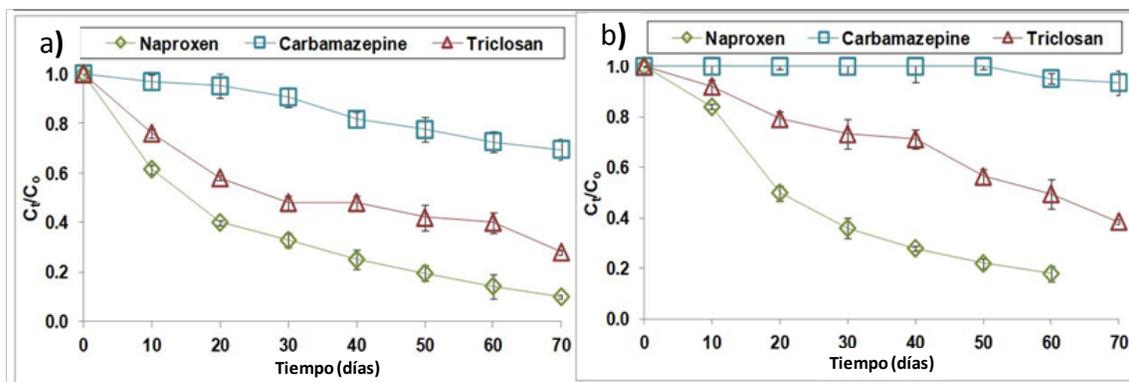


Figura 7. Cinéticas de biodegradación de de tres contaminantes emergentes en suelo regado con agua residual.

**Nota:** La concentración inicial de la mezcla de contaminantes en a) fue de 10 µg/kg, mientras que en b) se probó 50 µg/kg. Con el fin de probar la correlación entre la antigüedad bajo riego del suelo y la capacidad de los microorganismos nativos para degradar contaminantes emergentes, se procedió a correr pruebas de biodegradación con suelos que han sido regados con agua residual cruda por diferente tiempo. En este experimento se empleó a la hormona estrogénica  $1\beta$  estradiol, la cual es de importancia toxicológica por su capacidad de impactar en la reproducción relación de género en la población de nematodos en suelo. La Figura 8 muestra las cinéticas de degradación de este contaminante en suelos regados durante 35, 65 y 100 años, así como la comparación con un suelo de temporal.

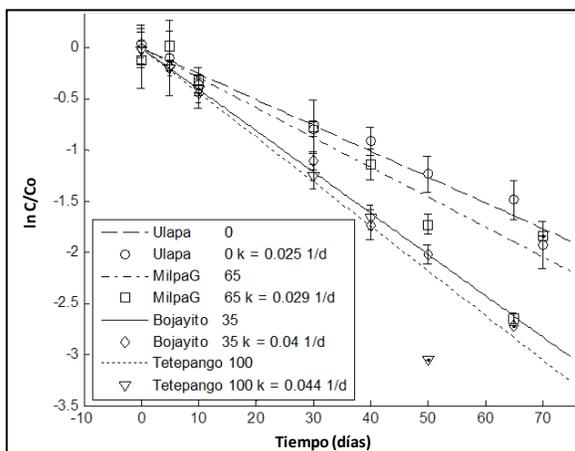


Figura 8. Cinéticas de degradación de  $17\beta$  estradiol en una cronosecuencia.

**Nota:** La concentración inicial empleada en este experimento fue de 50 µg/kg

Como se puede observar en la Figura 8, la mayor velocidad de biodegradación se encontró en el suelo que ha sido regado con agua residual por más tiempo, reafirmando la hipótesis de aclimatación de los microorganismos nativos del suelo. En contraste, en el suelo de temporal se

observó una menor velocidad de degradación para este compuesto, lo cual indica que las poblaciones microbianas del suelo son por si mismas capaces de hacer frente a algunos de estos contaminantes, aunque su desempeño se mejor conforme ocurre el riego con agua residual.

En lo que respecta al transporte de los contaminantes a través del suelo, la Figura 9 muestra las curva de quiebre obtenidas para tres contaminantes emergentes –dos hormonas estrogénicas y un agente antiinflamatorio–. De acuerdo con estas curvas de quiebre, es posible deducir que el ibuprofeno se mueve rápidamente a través del suelo, casi con el frente de infiltración del agua de riego, mientras que las hormonas son retenidas por la matriz sólida, y son liberadas hasta después de 6 volúmenes de poro; tiempo durante el cual, podrían ser degradados por los microorganismos del suelo.

Cuando se compara la movilidad de los compuestos entre el suelo regado por 80 años y el suelo de temporal, se encuentra un comportamiento muy similar, en lo que respecta al orden en que los compuestos se mueven. No obstante, una mayor dispersión se observó en el suelo regado con agua residual, lo que indica que existen mayores interacciones químicas entre las moléculas de los contaminantes y los componentes químicos del suelo, a saber la materia orgánica, la arcilla, entre otros.

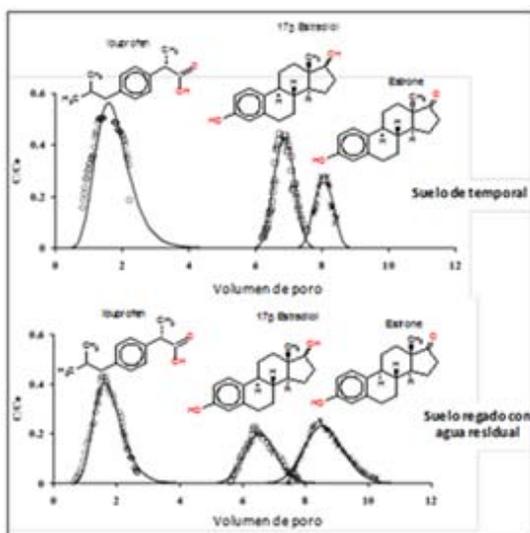


Figura 9. Curvas de quiebre para tres contaminantes emergentes obtenidas en un suelo regado con agua residual y uno de temporal.

## Conclusiones

El riego agrícola con agua residual trae consigo la entrada de contaminantes a los suelos, y potencialmente a los cultivos y las fuentes de agua cercanas. No obstante, el suelo ha demostrado ser un potente filtro de estos contaminantes, minimizando o neutralizando su llegada al acuífero a través de procesos de atenuación natural, tales como la biodegradación o la adsorción.

A través del desarrollo de una técnica analítica *ad hoc* y estudios de destino ambiental a nivel de laboratorio, ha sido posible dilucidar el mecanismo que lleva a algunos de estos procesos y las variables que los favorecen, siendo una de ellas, el tiempo que el suelo ha sido regado con agua residual.

## Referencias

1. B.G.S.; CONAGUA; LSHTM.; UB. (1998) Effects of wastewater reuse on groundwater in the Mezquital Valley. Final Report. BGS Technical report WC/98/42.
2. Jiménez-Cisneros B.; Siebe Ch.; Cifuentes E. (2004) El reúso intencional y no intencional del agua en el Valle de Tula. El agua en México vista desde la academia. Editado por Blanca Jiménez y Luis Marín. Academia Mexicana de Ciencias. Primera Edición. México D.F.

## La vermicomposta y su efecto en las propiedades físicas, químicas y biológicas de un suelo de Lerma, Estado de México

Sánchez-Ramírez, H.<sup>1</sup>, Santana-Velasco, D. L.<sup>1</sup>, Carrasco-Salero, F.<sup>1</sup> y Lugo, J.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidad Tecnológica del Valle de Toluca. Carr. del Departamento del D.F. Km 7.5. Santa María Atarasquillo, Lerma, México. C.P. 52014.

<sup>2</sup>Facultad de Ciencias, UAEMex. Campus el Cerrillo, Piedras Blancas, Carr. Toluca-Ixtlahuaca Km 15.5, Edo de México. C.P. 50295.

## Correspondencia

horte\_417@yahoo.com.mx

**Palabras clave:** Abono orgánico, enmiendas, lombricomposta, respiración microbiana, suelo.

## Introducción

El presente trabajo pretende determinar el estrés microbiano derivado de la actividad metabólica de los microorganismos de una vermicomposta con estiércol, para establecer su calidad como acondicionador del suelo. El vermicomposteo es una forma de reutilizar los desechos animales para convertirlos en abono orgánico. Los abonos orgánicos son un producto altamente demandado, los abonos más comunes son las compostas convencionales, aunque también se aplican otro tipo de abonos orgánicos como, la vermicomposta, abonos verdes, residuos de cosechas, y residuos orgánicos industriales (Orozco, *et al.*, 1996). Entre los diferentes abonos orgánicos varían sus nutrientes, características físicas y composición química, pero la aplicación constante de ellos, se ha visto que mejora las características físicas, químicas y biológicas del suelo. La vermicomposta contiene sustancias activas que actúan como reguladoras de crecimiento, posee gran capacidad de intercambio catiónico (CIC), así como un alto contenido de ácidos húmicos, además de gran capacidad de retención de humedad, porosidad elevada que facilita la aireación y drenaje del suelo y de los medios de crecimiento (Castillo *et al.*, 2000). La lombriz de tierra (*Eisenia foetida*), es una especie que se reproduce rápidamente, alcanza en poco tiempo altas densidades de población, cava túneles en el suelo blando y húmedo, succiona o chupa el desecho orgánico y digiere de ella las partículas vegetales o animales en descomposición, expulsando los elementos no digeribles y los residuos metabólicos, que son los que forman el humus (Ndegwa *et al.*, 2000) y es el

componente principal en la elaboración de la vermicomposta.

Debido a la demanda de productos alimenticios para satisfacer las necesidades de la población, el suelo se ha degradado, por lo que se están buscando alternativas para aumentar la fertilidad de los suelos de tal forma que permitan hacer un uso más eficiente y sostenible del mismo (Santamaría *et al.*, 2001). Los fertilizantes químicos y plaguicidas tienen un alto costo, además de que su aplicación puede provocar daños al ambiente, los cuales impactan con el paso de los años a la salud humana (Nieto *et al.*, 2002). La agricultura orgánica es una alternativa para la producción sostenida de alimentos limpios y sanos; ya que no se utilizan químicos que dañen las plantas, al ser humano, el agua, el suelo y el ambiente (Alvajana *et al.*, 2004; IFOAM, 2003; Huang *et al.*, 2005). El objetivo del presente estudio es determinar el CO<sub>2</sub> en mgCO<sub>2</sub>/100 gSS producido por una vermicomposta a diferentes tiempos de incubación y analizar cuál es la dosis es la óptima como acondicionador del suelo.

## Sección experimental

El suelo agrícola (SA) fue obtenido de una parcela en las inmediaciones de la Universidad Tecnológica del Valle de Toluca (UTVT) con un muestreo sistemático, la parcela es de uso agrícola de temporal donde se cultiva comúnmente haba, trigo, maíz y avena. De acuerdo a la FAO el suelo es *Cambisol vertico* asociado a *Feozem háplico*, con textura fina. Se obtuvieron 20 muestras de suelo de 1 kg con ayuda de una barrena, considerando los primeros 20 cm de profundidad. Posteriormente se elaboró una muestra compuesta, la cual se dejó

secar a temperatura ambiente y a la sombra; se homogenizó y se cuarteó para obtener una muestra compuesta. Una cuarta parte se destinó para los análisis preliminares y el resto se utilizó en el experimento.

El muestreo del abono orgánico (AO) fue de tipo preferencial en un establo de la localidad de Ixtlahuaca, en el lugar donde se deposita el estiércol de los animales. Se obtuvieron 20 muestras de 1 Kg con ayuda de una pala, para elaborar una muestra compuesta, la cual se secó al aire y a la sombra; se cuarteó y homogeneizó. Una cuarta parte para los análisis preliminares y el resto se utilizó en el experimento.

La lombriz de tierra (*E. foetida*) roja californiana que se utilizó fueron individuos de color rojo tenue, característico de lombrices jóvenes, con el clitelum bien desarrollado (anillo de mayor tamaño localizado en la segunda sección del cuerpo), lo que indica que sexualmente están desarrolladas; con una longitud de 4 a 6 cm y un peso de 0.5 g por individuo.

A partir de las muestras compuestas de AO y SA se prepararon diferentes mezclas de vermicomposta y se colocaron en recipientes de plástico (40 X 30 X 15 cm). Las dosis fueron 4, 8 y 16 ton ha<sup>-1</sup> de AO que equivalen a 600, 1600 y 2000 g de peso en seco de estiércol, respectivamente, por un periodo de 60 días. Cabe señalar que para llevar un control respecto a los tratamientos se elaboraron muestras de suelo solo y suelo con lombriz. Para cada tratamiento se homogeneizó y al día siguiente de preparadas las tinas del experimento se le agregaron 10 lombrices a cada tratamiento, elaborados los tratamientos

se trasladaron al invernadero y se mantuvieron por un periodo de 60 días procurando que no se secan. Se tomaron muestras de los tratamientos a los 15, 30 y 60 días después de iniciado el proceso de vermicomposteo.

Las muestras de SA y las diferentes dosis de AO se analizaron en el laboratorio de acuerdo a la NOM-021-SEMARNAT-2000. Los análisis determinados fueron pH por el método AS-02, conductividad eléctrica (CE) con un conductivímetro, textura por el método de Bouyoucos, materia orgánica (MO) por calcinación y respiración microbiana. La respiración se determinó por el método de la evolución de CO<sub>2</sub> (bióxido de carbono) vía trampa alcalina (Brewer y Sullivan, 2003). El procedimiento de incubación, se realizó en recipientes de vidrio con cierre hermético y se llevaron a una incubadora a 25°C durante 15 días. El experimento se realizó por triplicado para cada tratamiento.

Se prepararon 3 blancos (3 recipientes de cristal con cierre hermético sin suelo) y se realizaron determinaciones de CO<sub>2</sub> desprendido diariamente, en los días no laborales se colocó el NaOH a concentración doble (0.2 N). Para la captura del CO<sub>2</sub> se sacaron los viales de NaOH del día anterior y se sustituyeron por otros con 10 mL de NaOH de normalidad conocida. Se determinó el CO<sub>2</sub> desprendido mediante la valoración del NaOH con HCl de normalidad igual al NaOH.

## Resultados y Discusión

De acuerdo a la clasificación de la NOM-021-SEMARNAT-2000, el pH del SA es neutro (6.6), mientras que el AO es fuertemente alcalino (9.1), la CE del SA

es muy baja ( $0.21 \mu\text{s/cm}$ ) mientras que el AO habrá que poner un valor ( $2600 \mu\text{s/cm}$ ). La MO del SA fue 2.95 que se considera de clase muy baja y para el AO fue mayor (20%) y la textura del SA resultado franco arcilloso. Los resultados de respiración se presentan en  $\text{mgCO}_2/100 \text{ gSS}$  (gramos de suelo seco).

La respiración basal del sustrato, medida indirectamente como  $\text{CO}_2$  en la vermicomposta a 15 días que se observa en la Figura 1, se puede aseverar que la mayor actividad microbiológica se presentó en la dosis de  $10 \text{ ton ha}^{-1}$  de AO con un valor de  $616.64 \text{ mgCO}_2/100 \text{ gSS}$  para la incubación correspondiente al día 1 de aplicado el estiércol y al final de la incubación  $6440.76 \text{ mgCO}_2/100 \text{ gSS}$ . De acuerdo a Jezierska y Frac (2008), la respiración microbiana es solo uno de los métodos para la determinación de la actividad microbiana y depende de la disponibilidad de MO y tamaño de las poblaciones microbianas. Mientras que el valor al final de la incubación es menor y similar para los tratamientos con 4 y  $8 \text{ ton ha}^{-1}$  de AO con 5909.61 y 5978.26, respectivamente, de  $\text{mgCO}_2/100 \text{ gSS}$ .

Respecto a los resultados para los tratamientos de suelo solo y suelo con lombriz, los valores obtenidos de  $\text{mgCO}_2/100 \text{ gSS}$  obtenidos fueron ligeramente cercanos al 0 por lo que se optó por no incluirlos en las gráficas respecto a 15.

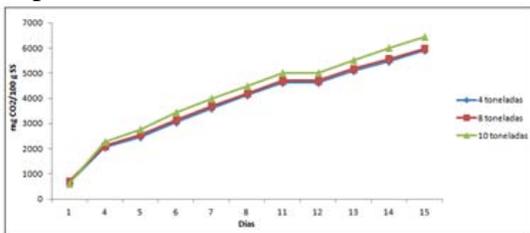


Figura 1. Respiración a 15 días del proceso de vermicomposteo.

A 30 días del proceso de vermicomposteo, la evolución de  $\text{mgCO}_2/100 \text{ gSS}$  aumentó a diferencia de lo obtenido a 15 días (Figura 2). Esto puede deberse a que las condiciones de pH y MO para los microorganismos fueron más estables, haciendo más disponible el carbono orgánico de fácil degradación al adicionarle el estiércol. Lo que se aprecia para los tres tratamientos es que incrementan su velocidad de acumulación después del cuarto día de incubación provocando que los organismos desintegradores se multipliquen rápidamente al encontrar, de forma fácil, una forma de energía y nutrientes asimilables. Sin embargo, la sumatoria de los valores de respiración ( $\Sigma$ ), que representa la producción total acumulada de  $\text{CO}_2$  en el AO durante 15 días, muestra niveles que se incrementan respecto al tiempo de tal forma que al final  $10 \text{ ton ha}^{-1}$  de AO con un valor de  $9856.28 \text{ mgCO}_2/100 \text{ gSS}$ ,  $8 \text{ ton ha}^{-1}$   $9042.07532 \text{ mgCO}_2/100\text{gSS}$  es mayor que  $4 \text{ ton ha}^{-1}$   $7013.83 \text{ mgCO}_2/100\text{gSS}$ .

Para los resultados de los tratamientos de suelo solo y suelo con lombriz, los valores obtenidos de  $\text{mgCO}_2/100 \text{ gSS}$  obtenidos no fueron detectados por lo que se optó por no incluirlos en las graficas respecto a 30 días del periodo de vermicomposteo, lo mismo ocurre a 60 días.

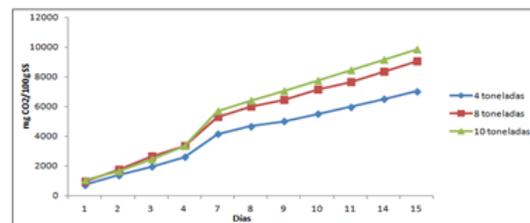


Figura 2. Respiración a 30 días del proceso de vermicomposteo.

Finalmente a 60 días del proceso de vermicomposteo (Figura 3), se muestran los valores acumulados de la producción microbiana de CO<sub>2</sub> de la incubación durante un periodo de 15 días bajo condiciones aptas de temperatura y humedad. En ella se observa que al final de la incubación en 8 ton ha<sup>-1</sup> de AO (7815.19 mgCO<sub>2</sub>/100gSS) presenta la curva más ascendente de producción acumulada de CO<sub>2</sub> y en 10 ton ha<sup>-1</sup> de AO (6785.62 mgCO<sub>2</sub>/100gSS) y finalmente en 4 ton ha<sup>-1</sup> de AO (6265.01 mgCO<sub>2</sub>/100gSS). Los tratamientos de 4 y 10 ton ha<sup>-1</sup> de AO presentan las curvas menos ascendentes. Se observa los tres tratamientos incrementan su velocidad de acumulación después del cuarto día de incubación. Es probable que la mineralización del C en la dosis alta se haya dado a una mayor velocidad durante el desarrollo del cultivo atrayendo a más microorganismos, por lo que al llegar al final del desarrollo del cultivo ya no se encontró mayor contenido de C mineralizado.

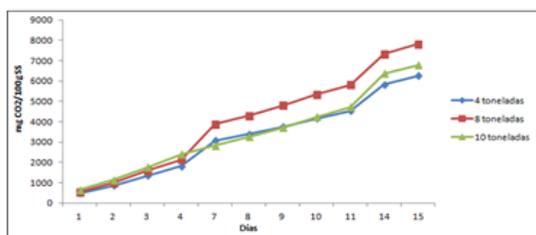


Figura 3. Respiración a 60 días del proceso de vermicomposteo.

La lombriz promueve la actividad microbiana incrementando el área superficial para su posterior colonización microbiana, durante este proceso los nutrimentos como el nitrógeno, potasio, fósforo y calcio presentes en el estiércol se convierten en formas más solubles y disponibles para la planta. Las lombrices son voraces consumidores de los residuos

orgánicos y utilizan solo una pequeña proporción para la síntesis en su cuerpo, ellas excretan gran parte de este desecho material en forma digerida; ya que en el intestino de la lombriz existen microorganismos, enzimas, y hormonas, que ayudan a la desintegración. La mitad del sustrato digerido se degrada rápidamente y es transformado en forma de vermicomposta en un corto tiempo. Este proceso se lleva a cabo en un rango de temperatura de 35-40°C (Jing *et al.*, 2007).

## Conclusiones

Cuanto mayor es la dosis de aplicación de la vermicomposta elaborada con estiércol, aumenta la actividad microbiológica. Los valores obtenidos de mgCO<sub>2</sub>/100 gSS en los tratamientos con 10 ton ha<sup>-1</sup> de AO, fueron los que resultaron más altos en 15 y 30 días del proceso de vermicomposteo, mientras que a 60 días el valor más alto fue para 8 ton ha<sup>-1</sup>. El agregar el estiércol al suelo modificó el pH y la MO en cada uno de los tratamientos.

## Referencias

1. Alvajana, M. C. R., Hoppin, J. A. y Kamel, F. (2004) Health effects of chronic pesticide exposure: cancer and neurotoxicity. *Annu. Rev. Public Health*, vol. 25, p. 155–197.
2. Brewer, L. J. y Sullivan, D. M. (2003) Maturity and stability evaluation of composted yard trimmings. *Compost Science & Utilization*, vol. 11, p. 96–112.
3. Castillo, E. A., Quarín, H. S. y Iglesias, C. M. (2000) Caracterización química y física de composta de lombrices elaboradas a partir de residuos orgánicos puros y combinados. *Agricultura Técnica (Chile)*, vol. 60, p. 74–79.
4. Huang G. F., Wong, J., Nagar, B. B., Wu, Q. T. y Li, F. B. (2005) Bioavailability of heavy metals during humification of organic matter in Pig Manure compost, recuperado de <http://www.eco-web.com/edi/050915.html>.

5. IFOAM (2003) International Federation of Organic Agriculture Movements (IFOAM). Normas básicas de IFOAM para producción y procesamiento orgánico. Victoria, Canadá. p. 158, Agosto 2002.
6. Jezierska, T. S. y Frac, M. (2008) Microbiological indices of soil quality fertilized with dairy sewage sludge. *Int. Agrophysics*, vol. 22, p. 215–219.
7. Jing, Y. D., He, Z. L. y Yang, X. E. (2007) Effects of pH, organic acids, and competitive cations on mercury desorption in soils. *Chemosphere*, v. 69, p. 1662–1669.
8. Ndegwa, P. M., Thompson, S. A. y Dass, K. C. (2000) Effects of stocking density and feeding rate on vermicomposting of biosólidos. *Biores. Technol.*, vol. 71, p. 5–12.
9. Nieto, G. A., Murillo, A. B., Troyo, D. E., Larrinaga, M. L., y García, H. J. L. (2002) El uso de compostas como Vermicomposta como alternativa ecológica para la producción sostenible de Chile (*Capsicum annum* L.) en zonas áridas. *Interciencia*, vol. 27, p. 417–421.
10. Norma Oficial Mexicana *NOM-021-SEMARNAT-2000*, Que establece las especificaciones de fertilidad, salinidad y clasificación de suelos.
11. Orozco, F. H., Cegarra, J., Trujillo, L. y Roig, A. M. (1996) Vermicomposting of coffee pulp using the earthworm *Eisenia foetida*: effects on C and N contents and the availability of nutrients. *Biology and Fertility of Soils*, vol. 22, p. 162–166.
12. Santamaría, R. S., Ferrera, C. R., Almaraz, S. J. J., Galvais, S. A. y Barois, B. I. (2001) Dinámica y relaciones de microorganismos, C-orgánico y N-total durante el composteo y vermicomposteo. *Agrociencia*, vol. 35, p. 377–384.

### **El uso de la cáscara de la semilla de calabaza (*Cucurbita maxima*) para la eliminación de cromo (VI) en solución**

Ruíz-Trujillo, K.<sup>1</sup>, Cárdenas-González, J. F.<sup>1</sup>, Martínez-Juárez, V. M.<sup>2</sup>, Moctezuma-Zárate, M. G.<sup>1</sup> y Acosta-Rodríguez, I.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> *Lab. De Micología Experimental. CIEP. Facultad de Ciencias Químicas. Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Av. Dr. Manuel Nava No. 6. Zona Universitaria. C.P. 78320. San Luis Potosí, S.L.P. México.*

<sup>2</sup> *Área Académica de Medicina Veterinaria y Zootecnia. Instituto de Ciencias Agropecuarias. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.*

*Correspondencia iacosta@uaslp.mx*

**Palabras clave:** Remoción, cromo (VI), biomasa, calabaza

### **Introducción**

Debido a las actividades industriales, como la producción de acero, minería, cemento y curtido de pieles, ciertas zonas de la República Mexicana, tienen altos niveles de cromo en suelo y agua (Viti y Giovanetti, 2003). El uso de lodos de aguas negras o de fertilizantes con diferentes concentraciones del catión, en algunas prácticas agronómicas, son otros de los factores contribuyentes a la contaminación ambiental por el metal. Pese a que este metal es un elemento esencial para hombres y animales, niveles elevados del mismo (15 µg en agua de ríos y 0.10 mg /L en agua potable) resultan tóxicos en los seres vivos. Particularmente, el Cr (VI) tiene efectos carcinogénicos y mutagénicos en humanos, animales y bacterias (Viti y Giovanetti, 2003). En las aguas residuales, el Cr (VI), se encuentra en solución como  $\text{CrO}_4^{2-}$  (Cotton y Wilkinson, 1990), puede removerse por reducción, por precipitación química, por adsorción y por intercambio iónico (Cervantes *et al.*, 2001). Actualmente, el proceso más utilizado es la adición de un agente reductor que convierta el Cr (VI) a Cr (III) y posteriormente se le precipita con soluciones básicas a  $\text{Cr}(\text{OH})_3$  (Cervantes *et al.*, 2001).

Recientemente, se ha analizado el uso de metodologías alternativas, como la

remoción y/o reducción de Cr (VI) a Cr (III) por bacterias, algas, levaduras y hongos (Cervantes *et al.*, 2001). Por otro lado, también se han utilizado materiales de desecho, como residuos industriales agrícolas o urbanos para la eliminación y/o recuperación de metales pesados de efluentes industriales contaminados, entre los que se encuentran: residuos de manzana, corteza de árbol, cáscara de avellana, cáscara de naranja y tamarindo (Verma *et al.*, 2006) con resultados altamente satisfactorios. Por lo anterior, es de gran interés analizar otros materiales de desecho y por lo tanto económicos, para tratar de eliminar este metal de aguas y suelos contaminados, así como la biorremediación de los mismos. Por lo que el objetivo de este trabajo fue estudiar la remoción de Cromo (VI) por la cáscara de la semilla de calabaza (*Cucurbita máxima*).

### Método

Se utilizó la biomasa celular de cáscara de semilla de calabaza obtenida de diferentes mercados sobre ruedas de la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, en el período mayo-junio de 2012. Ésta, se lavó con agua tridesionizada durante 72 h, y se calentó a ebullición 60 min, para remover el polvo y los componentes orgánicos adheridos, se volvió a lavar con agua tridesionizada 24 h, se secó (60°C, 24 h) en estufa bacteriológica, se molió hasta la obtención de un polvo fino, y se guardó hasta su uso, en frascos de vidrio ámbar a temperatura ambiente.

Se trabajó con 100 mL de una solución de 50 mg/L de concentración de Cr (VI) obtenida por dilución de una solución patrón de 71.86 mg/L preparada en agua tridesionizada a partir de K<sub>2</sub>CrO<sub>4</sub>. Se ajustó el pH de la dilución a analizar con

H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 1 M y/o NaOH 1 M, antes de adicionarla a la biomasa celular.

1g de biomasa celular se mezcló con 100 mL de una solución de 50 mg/L de concentración del metal (a diferentes pH's y 28°C) y se incubaron con agitación constante (100 rpm) durante 24 horas. A diferentes tiempos se tomaron alícuotas de 5 mL cada una, se centrifugaron a 3000 rpm (5 min), y al sobrenadante respectivo se le determinó la concentración de Cr (VI), utilizando el método colorimétrico de la difenilcarbazida.

### Resultados

En este trabajo, se encontró que la biomasa de la semilla de la cáscara de Calabaza remueve eficientemente 50 mg/L de Cromo (VI) en solución, pues a las 8 h, 1g de biomasa remueve el 100% del metal como se observa en la Tabla 1. Con respecto a la influencia del pH inicial sobre la eficiencia de remoción, se encontró que la mayor actividad se evidenció a pH 1.0 ± 0.2, pues a las 8 h se remueve el 100% del metal (Tabla 1).

Tabla 1. Efecto del pH y tiempo de incubación sobre la remoción de 50 mg/L de Cromo (VI) por la biomasa de la cáscara de semilla de calabaza. 28°C, 1 g de biomasa. 100 rpm.

**Porcentaje de Remoción  
pH**

Tiempo de Incubación (horas)	1	2	3	4
0	0	0	0	0
1	65			
2	78	30	0	0
3	83.5			
4	88	30	0	0
5	90			

6	91	32	2	1
7	93	33	3	2
8	100	34	4	3

Con respecto a la temperatura, no hubo diferencias, pues a las temperaturas de 40, 50 y 60°C, se remueve el 100% de Cromo (VI) en solución (50 mg/L) a los 150 min., como se observa en la Tabla 2, mientras que a diferentes concentraciones del metal tampoco hay diferencias en su remoción tanto a 28°C como a 40°C (Tabla 3).

Tabla 2. Efecto de la temperatura de incubación sobre la remoción de 50 mg/L de Cromo (VI) por la biomasa de la cáscara de semilla de calabaza. pH 1.0, 1 g de biomasa. 100 rpm.

**Porcentaje de Remoción  
Temperatura (°C)**

Tiempo de Incubación (minutos)	28	40	50	60
0	0	0	0	0
30		81.4	77.7	79.7
60	65	85	84	84.3
90		93	92.6	93.5
120	78	99.2	97.7	98.8
150		100	100	100

Tabla 3. Efecto de la concentración de Cromo (VI) sobre la remoción del mismo por la biomasa de la cáscara de semilla de calabaza. pH 1.0, 1 g de biomasa. 100 rpm. 28°C.

**Porcentaje de Remoción  
Concentración de Cromo (VI) mg/L**

Tiempo de Incubación (minutos)	200	400	600	800	1000
0	0	0	0	0	0
5	11.6	13	21.1	13.2	13
10	12.1	66	67	62.4	66
20	30.4	76.6	73.6	98.5	98
30	96	96	97.2	99.9	100

40	98.1	97.5	100	100	
45	100	100			

Por otro lado, al analizar el efecto de la concentración de la biomasa analizada sobre la remoción de 50 mg/L de Cromo (VI), se observó que a mayor concentración de biomasa la remoción es más rápida y eficiente (Tabla 4) y al realizar un análisis de biorremediación de tierra (297 mg/g de tierra) y agua (167 mg/L de agua) contaminados con el metal, el resultado fue muy eficiente, pues a los 7 días de incubación a 28°C y 100 rpm, y con 5 g de biomasa, se remueven 93% y 94.75%, respectivamente (Tabla 5).

Tabla 4. Efecto de la concentración de biomasa sobre la remoción de 50 mg/L de Cromo (VI). pH 1.0. 100 rpm. 28°C.

**Porcentaje de Remoción  
Concentración de biomasa (g)**

Tiempo de Incubación (minutos)	1	2	3	4	5
0	0	0	0	0	0
5				60	66
10			63	72.5	95.8
15				79.8	96.5
20			69.8	83.5	98
25				97.2	100
30		83.8	84.3	98	
35				100	
50			98.3		
60	65	97.5	98.7		
70			100		
90		98.5			
120	78	100			

Tabla 5. Biorremediación de tierra y agua contaminados con Cromo (VI) (297 mg/g de tierra, y 167 mg/L), respectivamente) por la biomasa de la cáscara de semilla de calabaza. 28°C, 5 g de biomasa. 100 rpm.

**Porcentaje de Remoción**

Tiempo de Incubación (días)	Tierra	Agua
0	0	0
1	17.5	33.5
2	17.5	33.5
3	23.5	35.7
4	36	39
5	49.7	91
6	94.7	93
7	95	93

**Conclusiones**

La biomasa analizada tiene la capacidad de remover eficientemente Cr (VI) en solución, y es por esta característica que puede ser usada en la descontaminación de efluentes industriales conteniendo dicho metal, por lo que la aplicación de esta tecnología presenta mucho potencial para la eliminación de éste; además de que la biomasa es natural, fácil de transportar, fácil de obtener en grandes cantidades y es considerada un material de desecho.

**Referencias**

1. Cervantes, C., Campos-García, J., Devars, S., Gutiérrez-Corona, J. F., Loza-Tavera, H., Torres-Guzmán, J. C. y Moreno-Sánchez, R. (2001). Interactions of chromium with microorganisms and plants. *FEMS Microbiology Review*.25, 333-347.
2. Cotton, F.A. y Wilkinson, G. (1990). *Advanced Inorganic Chemistry*.4a. ed.; Chichester: U.K., p. 121.
3. Greenberg, A., Clesceri, L. y Eaton, A. (2002). *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater*, 18a. ed.; American Public Health Association, Washington, D.C., p. 3.58-3.60.
4. Verma, A., Chakraborty, S. y Basu, J. K. (2006). Adsorption study of hexavalent chromium using tamarind hull-based adsorbents. *Separation and Purification Technology*. 50, 336-341.
5. Viti, C., Pace A. y Giovannetti, L. (2003). Characterization of Cr (VI)-resistant bacteria

isolated from Chromium-contaminated soil by tannery activity. *Current Microbiology*.46, 1-5.

**Beneficios, impactos negativos y retos del reúso de agua residual en el riego agrícola**

Durán-Álvarez, J. C.

*Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.*

*Correspondencia* azotojcd@hotmail.com

**Palabras clave:** Atenuación natural, contaminantes orgánicos, patógenos, producción agrícola.

La escasez de agua para actividades humanas, como la producción de alimentos y energía, consumo de agua potable o conservación de los ecosistemas, es un problema global cuya solución va más allá que la mera preservación de las fuentes de agua limpia (Elimelech, 2006). Aun cuando tres cuartas partes de la superficie del planeta son agua, la mayor parte de ésta es agua salada, y las fuentes de agua dulce de buena calidad se reparten inequitativamente. Más aun, la desertificación de grandes áreas debido al cambio climático ha intensificado la escasez de agua en un número creciente de centros urbanos alrededor del mundo (FAO, 2012).

La escasez de agua trae como resultado la carencia de alimentos, ya que el 70% del agua empleada por el hombre se usa en el riego agrícola. (Earth Trends, 2013). El uso de agua de primer uso en la agricultura incrementa la escasez de agua que puede ser empleada para tomar –o agua de primer uso–; por ello, el reúso del

agua se hace necesario a fin de evitar preocupantes déficit de agua en las zonas áridas en donde se practica la agricultura. La idea de reusar agua en la agricultura no es nueva, de hecho, viene desde el año 3000 antes de nuestra era, cuando las personas creían que el agua residual tenía una sustancia misteriosa que hacía crecer los cultivos mejor que el agua de la lluvia; y no se equivocaban (DeFeo *et al.*, 2011).

Comúnmente, emplear aguas negras en riego agrícola se ve como una práctica perniciosa que trae consigo la contaminación del ambiente, problemas de olores y el riesgo de la transmisión de enfermedades. No obstante, esta clase de reúso puede resultar en importantes beneficios para la calidad del suelo, los cultivos y los agricultores. Hoy en día, el reúso del agua residual en la agricultura es visto como una estrategia ambiental y hasta de seguridad nacional (Lazarova *et al.*, 2001); para estos fines, el agua residual municipal –es decir, la que viene de los hogares, se considera como una buena opción para su reúso en el riego agrícola. Este tipo de agua residual contiene una importante carga de materia orgánica biodegradable (carbono y nitrógeno) así como otros macronutrientes (*e.g.* fósforo, potasio, magnesio y boro) y micronutrientes (*e.g.* molibdeno, selenio y cobre), los cuales son necesarios para el crecimiento de los cultivos. La acumulación de material orgánico en el suelo regado con agua residual puede ser beneficiosa dado que puede mejorar la estructura física del suelo, debido al incremento en la formación y cimentación de agregados de suelo.

Una mejor estructura del suelo favorece el crecimiento de las raíces, así como una

mejor aeración del suelo, lo que puede resultar en un mejor desempeño en la degradación de los contaminantes que llegan al suelo a través del agua residual (Durán-Álvarez *et al.*, 2014). El riego con agua residual también puede enriquecer a la fauna microbiana del suelo, incrementando poblaciones que son tolerantes a la presencia de contaminantes orgánicos e inorgánicos (Durán-Álvarez *et al.*, 2014).

Por el contrario, el agua residual ciertamente es la entrada de una gran variedad de contaminantes al suelo y potencialmente a los cultivos y las fuentes de agua cercanas a la zona de riego. Tanto contaminantes orgánicos (*e.g.* hidrocarburos poliaromáticos y bifenilos policlorados), metales pesados y agentes patógenos se han encontrado en una gran variedad de suelos agrícolas que han sido regados con agua residual (Hussain *et al.*, 2002).

Debido a la presencia de estos contaminantes en el agua residual, un sistema de tratamiento es necesario antes del riego a fin de evitar la contaminación del suelo y la diseminación de enfermedades. Dicho tratamiento debe ser capaz de eliminar a las sustancias peligrosas y los agentes patógenos del agua residual sin eliminar su valor como fertilizante por la presencia de material orgánico. Sistemas de tratamiento primario (coagulación–floculación con sedimentación o lagunas de estabilización) pueden ser usadas cuando el agua tratada se destina al riego de cultivos forrajeros, mientras que sistemas biológicos se recomiendan cuando se riegan cultivos que se comen crudos o que están en contacto directo con el agua de riego (WHO, 1989; Shelef *et al.*, 1996). En la mayor parte de los países en

vías de desarrollo el agua residual no se trata antes de su reúso en riego (Jiménez, 1995; Hussain *et al.*, 2002). En México, China, India y Pakistán, por ejemplo, grandes zonas agrícolas han sido regadas con agua residual cruda por largos periodos (Jiménez y Asano, 2008). De hecho, se estima que hasta 80% de los vegetales consumidos en estas zonas se producen mediante el riego con agua residual (Ensink *et al.*, 2004). Estas prácticas no planeadas de reúso ponen en riesgo la calidad del agua en los acuíferos de la zona de riego y con ello, la salud de la población.

La contaminación por agentes patógenos es la principal causa de preocupación en los distritos de riego en donde se aplica agua residual cruda (Cifuentes *et al.* 2000; Mara *et al.*, 2007). La presencia de patógenos resistentes a antibióticos, así como el desarrollo de estas resistencias *in situ* debido a la presencia de agentes antimicrobianos a nivel de trazas en el agua residual son temas cada vez más investigados debido a su potencial impacto en la salud tanto de los agricultores como de los consumidores (Baquero *et al.*, 2008; Knapp *et al.*, 2010).

Por otro lado, están los llamados “contaminantes orgánicos de interés emergente” o “contaminantes emergentes”. Estos contaminantes son sustancias presentes en productos de uso cotidiano, tales como medicamentos, productos de aseo personal, envases de plástico, detergentes, o la misma ropa que vestimos y que son desechadas vía el agua residual tras su uso. Los efectos que estas sustancias causan en los organismos terrestres, una vez que llegan a través del agua residual son sutiles, pero reales (Beausse, 2004). Tales efectos pueden ser

las distorsiones en la relación de género en nematodos, la caída en la germinación de las semillas de gramíneas, entre otros (Durán-Álvarez *et al.*, 2014); la realidad es que muy poco se ha estudiado aun sobre los efectos que esta clase de contaminantes causan a los organismos del suelo. Más alarmante aun es la creciente cantidad de compuestos químicos orgánicos que se sintetizan para formar parte de productos novedosos; actualmente, se conocen alrededor de 7 millones de compuestos químicos que están presentes en productos de uso cotidiano por la población, y que son desechados al drenaje tras su uso (Daughton, 2004).

A pesar de la enorme variedad de contaminantes que regularmente reciben los suelos regados con agua residual, este ecosistema es capaz de auto-depurarse a través de procesos de atenuación que mantienen la homeostasis del sistema. Tales procesos de auto-depuración pueden inactivar a los organismos patógenos o confinarlos en la matriz sólida, impidiendo su movilidad hacia los cuerpos de agua cercanos; mecanismos como depredación por los microorganismos nativos, adsorción y desecación han sido observados (Foppen y Schijven, 2006; Read *et al.*, 2006). En lo que respecta a los contaminantes de origen orgánico, los procesos de fotólisis, biodegradación o hidrólisis promueven la disipación de los contaminantes en el suelo, mientras que la adsorción lleva a la retención parcial o total de los contaminantes –y el potencial confinamiento– en el suelo (Yamamoto *et al.*, 2009). Es importante conocer los procesos de atenuación natural que ocurren en el suelo regado con agua residual a fin de llevar a cabo evaluaciones de riesgo de contaminación

para los cultivos y las Fuentes de agua cercanas a la zona de riego.

## Referencias

- Baquero, F., Martínez, J. L. y Cantón, R. (2008) Antibiotics and Antibiotics Resistance in Water Environments. *Current Opinion in Biotechnology*; 19(3) 260–265.
- Beausse, J. (2004) Selected Drugs in Solid Matrices: A Review of Environmental Determination, Occurrence and Properties of Principal Substances. *Trends in Analytical Chemistry*; 23(10–11) 753–761.
- Cifuentes, E., Gomez, M., Blumenthal, U., Tellez-Rojo, M. M., Romieu, I., Ruiz-Palacios, G. y Ruiz-Velazco, S. (2000) Risk Factors for *Giardia Intestinalis* Infection in Agricultural Villages Practicing Wastewater Irrigation in Mexico. *American Journal of Tropical Medicine and Hygiene*; 62(3) 388–392.
- Daughton, C. G. (2004) Non-Regulated Water Contaminants: Emerging Research. *Environmental Impact Assessment Review*; 24(7–8) 711–732.
- DeFeo, G., Mays, L. W. y Angelakis, A. N. (2011) Water and Wastewater Management Technologies in the Ancient Greece and Roman Civilizations. In: Wilder P. (ed.) *Treatise in Water Science*. Oxford: Elsevier. p3–22.
- Durán-Álvarez, J. C. y Jiménez-Cisneros, B. (2014) Beneficial and negative impacts on the soil by the reuse of treated/untreated municipal wastewater for agricultural irrigation – A review of the current knowledge and future perspectives. In: Hernández Soriano, M.C. (Ed.) *Environmental Risk Assessment of Soil Contamination*. InTech, 61 pp. ISBN: 980-953-307-1137-6.
- Earth Trends: Environmental Information. (2013). <http://www.wri.org/project/earthtrends/> (Accesado el 4 de agosto de 2013).
- Elimelech, M. (2006). The Global Challenge for Adequate and Safe Water. *Aqua – Journal of Water Supply: Research and Technology*; 55(1) 3–10.
- Ensink, J. H. J., Simmons, R. W. y van der Hoek, W. (2004). Wastewater Use in Pakistan: The Cases of Haroonabad and Faisalabad. In: Scott C.A., Faruqui N.I., Raschid-Sally L. (eds.) *Wastewater Use in Irrigated Agriculture: Confronting the Livelihood and Environmental Realities*. Wallingford: CAB International; p91–99.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations, FAO. (2012) *Coping with Water Scarcity: An Action Framework for Agriculture and Food Security*. Rome: FAO.
- Foppen, J. W. y Schijven, J. F. (2006) Evaluation Data from the Literature on the Transport and Survival of *Escherichia Coli* and Thermotolerant Coliforms in Aquifers Under Saturated Conditions. *Water Research*; 40(3) 401–426.
- Hussain, I., Raschid-Sally, L., Hanjra, M. A., Marikar, F. y van der Hoek, W. (2002) *Wastewater Use in Agriculture: Review of Impacts and Methodological Issues in Valuing Impacts*. Colombo: International Water Management Institute, IWMI.
- Jiménez, B. (1995) Wastewater Reuse to Increase Soil Productivity. *Water Science and Technology*; 32(12) 173–180.
- Jimenez, B. y Asano T. (2008) Water Reclamation and Reuse Around the World. In: Jimenez B., Asano T. (eds.) *Water Reuse – An international Survey of Current Practice, Issues and Needs*. London: IWA Publishing; p3–27.
- Knapp, C. W., Dolfing, J., Ehlert, P. A. I. y Graham, D. W. (2010) Evidence of Increasing Antibiotic Resistance Gene Abundances in Archived Soils Since 1940. *Environmental Science and Technology*; 44(2) 580–57.
- Lazarova, V., Levine, B., Sack, J., Cirelli, G., Jeffrey, P., Muntau, H., Salgot M. y Brissaud, F. (2001) Role of Water Reuse for Enhancing Integrated Water Management in Europe and Mediterranean Countries. *Water Science and Technology*; 43(10) 25–33.
- Mara, D. D., Sleight, P. A., Blumenthal, U. J. y Carr, R.M. (2007) Health Risks in Wastewater Irrigation: Comparing Estimates from Quantitative Microbial Risk Analyses and Epidemiological Studies. *Journal of Water and Health*; 5(1) 39–50.
- Read, D. S., Sheppard, S. K., Bruford, M. W., Glen, D. M. y Symondson, W. O. C. (2006) Molecular Detection and Predation by Soil-Arthropods on Nematodes. *Molecular Ecology*; 15(7) 1963–1972.
- Shelef G. y Azov Y. (1996) The Coming Era of Intensive Wastewater Reuse in the Mediterranean Region. *Water Science and Technology*; 33(10–11) 115–125.
- Yamamoto, H., Nakamura, Y., Morigushi, S., Nakamura, Y., Honda, Y., Tamura, I., Hirata, Y., Hayashi, A. y Sekizawa, J. (2009) Persistence and Partitioning of Eight Selected Pharmaceuticals in the Aquatic Environment: Laboratory Photolysis,

- Biodegradation and Sorption Experiments. Water Research; 43(2) 351–362.
21. World Health Organization, WHO. (1989) Health Guidelines for the Use of Wastewater and Excreta in Agriculture. Geneva: WHO.

### **Modelación hidrogeoquímica de los acuíferos Chihuahua-Sacramento y El Sauz-Encinillas, Chihuahua, México**

Rodríguez-Núñez, N., Zamarrón-Sosa, L. E., Villalobos-Aragón, A. y Espejel-García V. V.

*Facultad de Ingeniería, UACH.*

#### **Correspondencia**

*nayelirodriguez@hotmail.com*

**Palabras clave:** Modelación hidrogeoquímica, acuíferos, Chihuahua.

#### **Introducción**

Los acuíferos Chihuahua-Sacramento y El Sauz-Encinillas son dos de las principales fuentes de agua potable para la ciudad de Chihuahua. Debido a lo anterior, la importancia de un estudio que nos demuestre el comportamiento químico de ciertos elementos contenidos en estos cuerpos de agua subterránea se magnifica. Las propiedades del agua subterránea son función de la presencia de iones disueltos, los cuales a su vez son producto de la interacción del agua subterránea con los diferentes materiales geológicos que encuentra a su paso, así como actividades físicas como el intemperismo y la erosión. Los contaminantes subterráneos pueden ser de origen natural o antropogénicos (Del Hierro, 1999).

Con base en estudios anteriores (Consultores en Agua Subterránea, S. A., 1985; IEPSA, 1996; UACH, 2009; UACH, 2011.) se sabe que las familias de agua presentes en el área son principalmente bicarbonatada-cálcica, bicarbonatada-sódica y bicarbonatada-mixta (Pinales, 2012) y los elementos que más ampliamente se encuentran distribuidos y que exceden el límite máximo permisible para agua para consumo humano de acuerdo con la NOM-127-SSA1-1994 son Fluoruro, Hierro, Arsénico y Aluminio (Zamarrón, 2013).

Por medio de la modelación hidrogeoquímica se puede conocer de manera cuantitativa el funcionamiento de los acuíferos y permite conocer la calidad del agua en los mismos. El comportamiento hidrogeoquímico de los acuíferos se puede alterar cuando la recarga presenta compuestos orgánicos, desechos industriales, sales minerales, entre otros (Gutiérrez-Ángeles, 2009).

Los modelos hidrogeoquímicos requieren como datos de entrada resultados de análisis físico-químicos de agua y como datos de salida dan información de la distribución de las especies acuosas y el índice de saturación de las fases sólidas posibles, de acuerdo a la composición química de la solución. Estos modelos se basan en la termodinámica, por lo cual es importante conocer las características físico-químicas del agua (Gutiérrez-Ángeles, 2009). Las propiedades termodinámicas del agua son alcalinidad, pH, concentraciones de elementos obtenidas de los análisis químicos de las muestras, así como los índices de saturación. Los valores de estos conceptos reflejarán el tiempo de residencia y el tipo de materiales con los

que el agua ha tenido contacto. Los modelos pueden ser utilizados para: 1) determinar los minerales que controlan la composición química del agua; 2) simulación de mezclas de aguas y los efectos que se puede tener en el acuífero; 3) conocer el índice de saturación específico de ciertos minerales o especies acuosas.

Esta investigación tiene como objetivo identificar las posibles fuentes de los elementos presentes en el agua, es especial, aquellos que son dañinos para el consumo humano. El análisis se basa principalmente en correlacionar los materiales geológicos presentes en el área de estudio y el carácter del agua en los acuíferos en cuestión.

### Área de estudio

El acuífero Chihuahua-Sacramento se localiza en la parte central del estado de Chihuahua, entre las coordenadas  $28^{\circ}24'$  y  $28^{\circ}56'$  de latitud norte y  $105^{\circ}57'$  a  $106^{\circ}31'$  de longitud oeste (Figura 1). La geología presente en el acuífero consiste en Riolita-Toba ácida Tom (R-Ta), que es la litología predominante en el área del acuífero, aflora en la parte este y central, es una roca ígnea extrusiva del Cenozoico-Terciario. El aluvión Q(al) aflora en zonas de la parte noreste del acuífero, es una roca de tipo aluvial de edad cenozoica, que se caracteriza por depósitos de grava, arena, limo y arcilla no consolidadas. La caliza Ki(cz) se encuentra presente en una porción de la parte suroeste del área de estudio así como en menor proporción en la zona este central, es tipo caliza de edad del Mesozoico (SGM, 1998).

El acuífero El Sauz-Encinillas, está localizado en la parte central del estado

de Chihuahua, entre las coordenadas geográficas  $28^{\circ}53'$  y  $29^{\circ}39'$  de latitud norte y  $106^{\circ}08'$  a  $106^{\circ}42'$  de longitud oeste (Figura 1). La geología predominante es Riolita-Toba riolítica Tom (R-Ta), la cual cubre la mayor parte del área de estudio y aflora en la parte oeste principalmente; Aluvión Q(al), este tipo de roca aflora en toda la parte este del acuífero en estudio, es una roca de tipo aluvial del Cenozoico; Caliza Ki(cz), presente en una porción de la parte suroeste del área de estudio, es tipo caliza del Mesozoico (SGM, 1998).

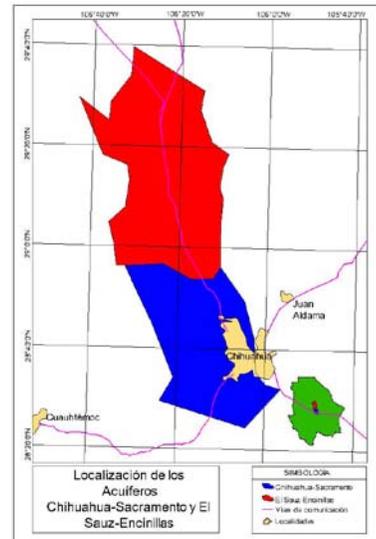


Figura 1. Localización de los acuíferos El Sauz-Encinillas y Chihuahua – Sacramento.

### Metodología

Se realizó una investigación sobre trabajos previos disponibles, asimismo se solicitó información a CONAGUA sobre el área de estudio con el fin de tener información detallada (litología, geología estructural, hidrología superficial, entre otros) y tener una idea preliminar del área de estudio. La información recopilada fue analizada y clasificada por Zamarrón (2013), verificada (balance de masa y energía) en búsqueda de errores y se

registró en forma de tablas (Excel) y mapas (ArcGIS10).

Con base en la información geológica, piezométrica y de análisis hidroquímicos se elaboró un modelo conceptual, el cual nos indica que en el acuífero Chihuahua-Sacramento la recarga del acuífero proviene de las partes más altas (al este Sierra Nombre de Dios y al oeste Sierra Majalca) y consisten en los flujos regionales. Los flujos regionales se producen en altos topográficos menores hacia las zonas de descarga localizadas en el valle. Se pudo determinar que el tiempo de residencia es corto, debido a los contenidos de STD, Ca y Na (Zamarrón, 2013) (Figuras 2 y 3). El acuífero el Sauz-Encinillas se encuentra delimitado por la Sierra Peña Blanca al este, y al oeste por la sierra Los Fresnos y Majalca; lugares donde se generan los flujos regionales. Los sólidos totales disueltos aumentaron en las partes más cercanas al valle debido a la extracción en aumento. No se observa mezcla de aguas (Zamarrón, 2013) (Figuras 4 y 5).

En la porción norte del Sauz-Encinillas la clasificación de familia de agua ha cambiado de bicarbonatada cálcica y/o magnésica a bicarbonatada sódica. En la parte sur este cambio ocurrió al contrario. En la zona de la Laguna del Sauz se aprecia un aumento de sodio por acumulación de sales debido a sequías y los STD disminuyen, lo que representa zona de recarga. En el valle de Chihuahua-Sacramento existe mezcla de aguas, esto se puede asumir debido a la disminución de STD (Zamarrón, 2013) (Figura 6).

Posteriormente, la información hidroquímica fue vaciada en visual MINTEQ. MINTEQA2 es un modelo de

equilibrio químico para la resolución de especiación, solubilidad, equilibrio y otros en aguas naturales. Probablemente es el modelo más ampliamente utilizado para estos propósitos y además es reconocido por su estabilidad. Visual MINTEQ se alimenta por medio del uso de ventanas, lo cual elimina la elaboración de archivos de entrada, de datos recabados del análisis químico de muestras de agua como temperatura y pH.

Posteriormente se seleccionan las unidades en las cuales se alimentaran las concentraciones (meq, me/L, moles, etc.) y finalmente, se introducen las concentraciones de los iones Ca, Mg, Na, K, etc., así como de los otros elementos de los que se tengan valores (F, As, Fe, Mn, etc.). Cuando se cerciora que los datos introducidos son los correctos se procede a correr el programa el cual nos brinda un archivo de salida, el cual nos proporciona, entre otros datos, parámetros como especies presentes y su índice de saturación (IS). Los valores del IS pueden ser expresados para explicar la disolución o precipitación de minerales, también pueden ser utilizados para descubrir los componentes principales que controlan la solubilidad de los elementos mayores, así como para delinear el efecto causado por mezclas de agua (por ejemplo agua salada y agua dulce) en acuíferos (Bethke, 1996).

Se compararon las muestras incluidas en varios estudios (diferentes años) para verificar si los índices de saturación han cambiado con el tiempo y si dicha información coincide con el comportamiento del acuífero. A su vez las muestras analizadas son comparadas con las normas mexicanas que regulan la calidad del agua potable y se genera su

posterior correlación con la geología regional.

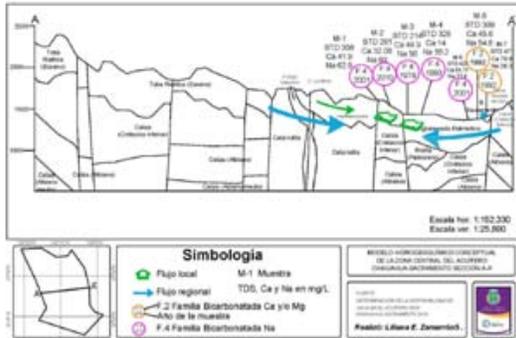


Figura 2. Modelo conceptual A del acuífero Chihuahua-Sacramento (Zamarrón, 2013).

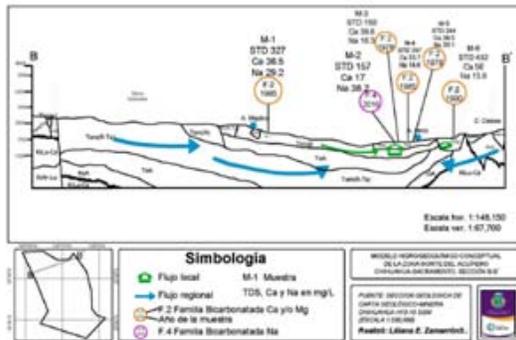


Figura 3. Modelo conceptual B del acuífero Chihuahua-Sacramento (Zamarrón, 2013).

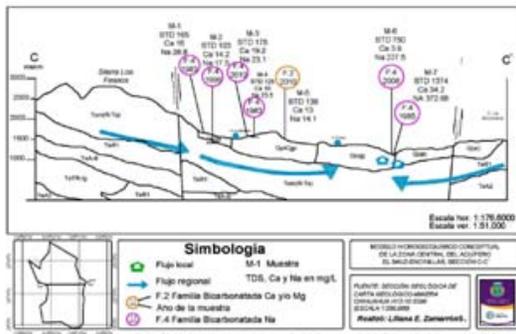


Figura 4. Modelo conceptual C del acuífero El Sauz-Encinillas (Zamarrón, 2013).

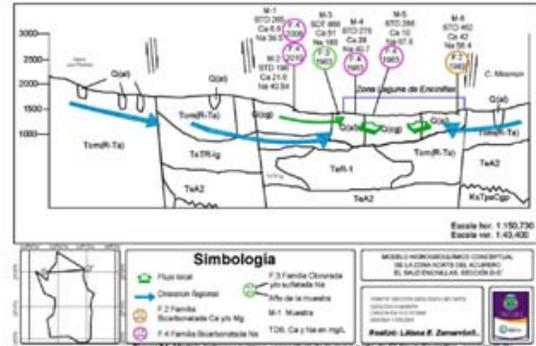


Figura 5. Modelo conceptual D del acuífero El Sauz-Encinillas (Zamarrón, 2013).

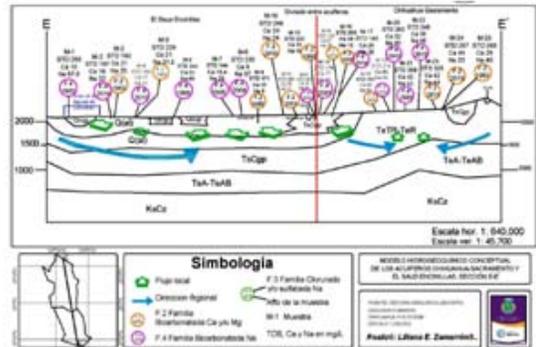


Figura 6. Modelo conceptual de ambos acuíferos (Zamarrón, 2013).

### Resultados preliminares

Se analizaron 260 muestras, las cuales tienen un pH entre 7-8, con temperatura promedio de 22.6 °C y las especies minerales más abundantes son carbonato de calcio, sulfato de magnesio, sulfato de calcio y sulfato de sodio.

En la Tabla 1 se muestra la comparación realizada con la NOM-127 vigente en el momento de muestreo y el porcentaje de muestras que rebasan los límites establecidos por la misma.

Tabla 1. Porcentaje de muestras que superan los límites máximos permitidos por la NOM-127-SSA1-1944.

<b>CHIHUAHUA-SACRAMENTO</b>									
Aluminio	Arsénico (V)	Cromo (total)	Hierro	Fluoruros	Manganeso	Sodio	Nitratos	Plomo	Zinc
<i>1985 (Total de muestras=11)</i>									
							27.27%		
<i>1992 (Total de muestras=27)</i>									
							37.04%		
<i>2010 (Total de muestras=54)</i>									
57.41%	11.11%	96.30%	90.74%	24.08%	1.85%		44.44%	7.41%	3.70%
<b>EL SAUZ-ENCINILLAS</b>									
<i>1985 (Total de muestras=87)</i>									
						2.30%	25.29%		
<i>1996 (Total de muestras=19)</i>									
				57.90%					
<i>2008 (Total de muestras=17)</i>									
	5.88%		23.53%	64.71%			17.65%		
<i>2010 (Total de muestras=45)</i>									
35.56%	22.22%	97.78%	73.33%	55.56%	6.67%			13.33%	

A través del programa Visual MINTEQ se obtuvieron las especies (Tablas 2 y 3) que se encuentran superando el índice de saturación, es decir especies precipitadas y las que aún se hallan en disolución. A continuación se muestran algunos de estos minerales.

Tabla 2. Especies precipitadas en el acuífero Chihuahua-Sacramento.

<b>CHIHUAHUA-SACRAMENTO</b>		
1985	1992	2010
Aragonita y calcita.	Aragonita, calcita y dolomita.	Aragonita, calcita, calcedonia, dolomita, gibbsita, magnesoferrita, cuarzo y rutilo.

Tabla 3. Especies precipitadas en el acuífero El Sauz-Encinillas

<b>EL SAUZ-ENCINILLAS</b>			
1985	1996	2008	2010
Aragonita, calcita y dolomita.	Calcedonia, cristobalita y cuarzo.	Aragonita, calcita, goetita y magnesoferrita.	Cuprita, fluorita, gibbsita, goetita, magnesoferrita, cuarzo, rutilo.

### Conclusiones preliminares y recomendaciones

La presencia de elementos con concentraciones por encima de la NOM y con posibles efectos dañinos para el ser humano en los acuíferos Chihuahua-Sacramento y El Sauz-Encinillas es evidente. Por esta razón es de vital importancia realizar un estudio que nos brinde la distribución de estos, la evolución espacio temporal de los mismos y de esta manera acercarnos al origen de estas especies. La evolución de la composición química del agua a través de los años nos muestra la aparición de nuevas especies minerales. Al superar el

índice de saturación nos señala que la concentración de los elementos que componen estos minerales ha ido aumentando.

El acuífero Chihuahua-Sacramento en los años 80's muestra una tendencia carbonatada cálcica, si comparamos estos muestreos con años más recientes como lo son los análisis químicos realizados en 2010 podemos observar la aparición de polimorfos de sílice, hidróxidos de aluminio, óxidos de hierro y magnesio, y óxidos de titanio, el posible origen de estos minerales son las rocas ígneas presentes en el área del acuíferos. Todos estos minerales presentan elementos que son dañinos para el consumo humano.

Por su parte el acuífero El Sauz-Encinillas en el muestro realizado en 1985 muestra la presencia de carbonatos de calcio y ha evolucionado hasta contener óxido de cobre, magnesio hierro y titanio, fluoruro de calcio, hidróxido de aluminio, oxihidróxido de fierro y polimorfos de sílice.

Se recomienda realizar un análisis de sedimentos y tipos de roca en el área de estudio, para de esta manera poder establecer una relación entre la modelación del agua con la litología presente.

## Referencias

1. Bethke, C. M. (1996) A model of the fractionation of stable isotopes in reacting geochemical systems. *American Journal of Science*, 296, p. 965–988.
2. Consultores en Agua Subterránea, S. A. (1985) Estudio Geohidrológico cuantitativo de la zona del Sauz para proporcionar agua en bloque a la ciudad de Chihuahua, Chihuahua, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos.
3. Del Hierro Ochoa, J. C. (1999) Comportamiento Hidrogeoquímico del bolsón del hueco, en el área urbana de ciudad Juárez, Chihuahua, México.
4. Gutiérrez Ángeles, S. (2009) Aplicación de un Modelo hidrogeoquímico en el Valle del Mezquital, Hidalgo. Comisión Nacional del Agua, gerencia regional de aguas del valle de México gerencia técnica.
5. IEPSA S. A. de C. V. (1996) Simulación Hidrodinámica del acuífero El Sauz-Encinillas, Chihuahua (Tomo I, II), Comisión Nacional del Agua.
6. Pinales, A. (2012) Caracterización hidrogeológica y química del acuífero El Sauz- Encinillas, *GEOS*, Vol. 32, p. 45.
7. UACH-Facultad de Ingeniería (2009) Actualización Geohidrológica de los acuíferos: Chihuahua-Sacramento, Laguna el Diablo y El Sauz-Encinillas, Estado de Chihuahua. Comisión Nacional del Agua.
8. UACH-Facultad de Ingeniería (2011) Monitoreo de la disponibilidad y calidad del agua superficial y subterránea de los acuíferos Chihuahua-Sacramento y El Sauz-Encinillas. Proyecto FOMIX.
9. Zamarrón, L. E. (2013) análisis hidrogeoquímico de los acuíferos Chihuahua-Sacramento y El Sauz-Encinillas, Chihuahua, México, Tesis de Maestría, Universidad Autónoma de Chihuahua.

## Sesión Geoquímica de Sistemas Hidrotermales y Mineralogénesis

### La energía geotérmica en México: algunos aspectos geológicos de los principales campos productores de energía

González-Partida, E.<sup>1</sup>, Pérez-Zárate, D.<sup>2</sup>, Santoyo-Gutiérrez, E.<sup>2</sup>, González-Ruiz, L. E.<sup>1</sup>, Díaz-Carreño, E.<sup>1</sup>, Romero-Roja, M. C.<sup>1</sup>, Romero-Rojas, W.<sup>1</sup>, Gutiérrez-Armendáriz, E.<sup>1</sup> y Vásquez-Ramírez, J.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla; Apartado postal 1-742, C.P. 7600, Querétaro, Qro., México.

<sup>2</sup>Instituto de Energías Renovables – UNAM, Temixco Morelos. Proy. CeMIEgeo 207032 SENER-CONACyT.

*Correspondencia* edgopa@gmail.com

### Resumen

La energía geotérmica es un recurso renovable y se le considera como un tipo de energía verde, cuyo uso implica impactos ambientales y sociales mínimos, fácilmente prevenibles y mitigables. El origen de esta energía está asociado con la estructura interna de nuestro planeta y de los procesos físicos y químicos que ocurren dentro del mismo. Un campo geotérmico susceptible de aprovechamiento, debe tener como principales características: a) Una anomalía térmica, b) Un yacimiento constituido por rocas permeables donde circule el fluido geotérmico, situado a profundidades a las que su explotación sea económicamente rentable y c) Una cobertura impermeable del yacimiento, que impida la pérdida de calor por

circulación del fluido geotérmico hacia la superficie. En la actualidad, la energía geotérmica se considera como un recurso económicamente explotable, limpio, flexible, confiable y abundante, con posibilidades de usarse en una amplia variedad de aplicaciones entre las que se encuentran: (i) la generación de electricidad; (ii) el acondicionamiento de viviendas mediante el uso de bombas de calor geotérmicas (enfriamiento-calentamiento); (iii) la recreación (balneología y turismo); (iv) los invernaderos en agricultura; (v) los criaderos de peces y (vi) los procesos industriales y de manufactura (p.ej., secado de madera o productos agrícolas). A la fecha, México ocupa el cuarto lugar a nivel mundial en utilizar la energía geotérmica para la producción de electricidad con una capacidad instalada de 958. Existen cuatro campos geotérmicos en operación para la producción de electricidad: Cerro Prieto, Los Azufres, Los Humeros y Las Tres Vírgenes, y un campo en desarrollo: Cerritos Colorados.

El campo de Cerro Prieto, se encuentra localizado en el estado de Baja California a 30 km del sureste de Mexicali y se encuentra emplazado sobre la Cuenca de Saltón formada por los sistemas de fallas Cerro Prieto-Imperial, los cuales forman parte del sistema de Fallas de San Andrés. Es un campo geotérmico de líquido dominante, alojado en un ambiente sedimentario. Actualmente tiene una capacidad instalada de 720 MW.

El campo geotérmico de Los Azufres es el segundo campo geotérmico más grande

en operación en México. Está localizado en la parte central del país a 250 km de la ciudad de México. Las características geológicas están distinguidas por una actividad volcánica del Neógeno dominada por lavas basálticas y andesíticas de una supuesta caldera graben reciente relacionada al sistema de fallas Acambay.

El campo geotérmico de Los Humeros está localizado en la parte centro-oriental de México, al oriente del Cinturón Volcánico Mexicano. Hasta la fecha se han perforado 43 pozos en una caldera volcánica reciente, su litología es compleja e incluye rocas sedimentarias, metamórficas, volcánicas intrusivas provenientes del periodo Paleozoico al Cuaternario. El sistema volcánico tiene diversas estructuras geológicas donde la principal es la caldera de Los Humeros. Esta estructura tiene un diámetro de 16 km y contiene los colapsos de Los Potreros, Central y Xalapazco. Las rocas características del campo son en orden de basamento a la superficie: caliza, calizas metamorfozadas e intrusivas, basaltos, andesitas de hornblenda, toba vítrea, augita, andesita e ignimbritas, pómez, basaltos y andesitas.

El campo geotérmico de Las Tres Vírgenes está localizado en la cuenca de Santa Rosalía en el estado de Baja California, está relacionada a un sistema calderico, donde el basamento está conformado por una granodiorita biotita: Una secuencia de sedimentos y rocas piroclásticas conformadas por areniscas del Mioceno, tobas andesíticas y basaltos; andesitas y areniscas más jóvenes cubren este basamento.

El campo geotérmico de Cerrito Colorados está emplazado en la

intersección de tres elementos estructurales: el Graben de Colima, Graben de Chapala y el Graben de Tepic en un complejo volcánico principalmente riolítico proveniente del Pleistoceno Tardío que conforman una caldera reciente.

## Introducción

La palabra geotermia se refiere a la energía térmica natural existente en el interior de la Tierra. En la práctica se le denomina así al estudio y utilización de la energía térmica que es transportada a través de la roca y/o fluidos y se desplaza desde el interior de la corteza terrestre hacia los niveles superficiales de la misma, dando origen a los sistemas geotérmicos. Se sabe que la geotermia es un recurso renovable porque, mediante un manejo adecuado, el calor extraído de un yacimiento se restaura continuamente por la producción natural de calor proveniente del interior de la Tierra y se transporta a la superficie por conducción y/o convección. A la geotermia se le considera como un tipo de energía verde, cuyo uso implica impactos ambientales y sociales mínimos, fácilmente prevenibles y mitigables con un manejo apropiado de los recursos. La energía geotérmica es un recurso energético que puede aprovecharse/explotarse cuando las condiciones geológicas de un territorio son favorables para que se acumule un fluido con altas temperatura y presión a una profundidad comercialmente recuperable. De hecho, un campo geotérmico susceptible de aprovechamiento, ya sea para producción de vapor con fines de generación eléctrica; o bien de agua caliente (baja entalpía, la cantidad de energía que un sistema intercambia con su entorno) para

finés no energéticos, debe tener como principales características:

- a) Una anomalía térmica, b) Un yacimiento constituido por rocas permeables donde circule el fluido geotérmico, situado a profundidades a las que su explotación sea económicamente rentable y c) Una cobertura impermeable del yacimiento, que impida la pérdida de calor por circulación del fluido geotérmico hacia la superficie, como se muestra en la Figura 1.



Figura 1. Caricatura geológica que muestra los elementos que definen un campo geotérmico (Izquierda) y principales campos mexicanos (Derecha).

### Justificación

El amplio estudio y entendimiento de los sistemas hidrotermales convectivos han permitido la explotación comercial de la energía geotérmica para la generación de electricidad (Santoyo y Torres-Alvarado, 2010). De esta forma, un yacimiento geotérmico debe estar formado por (Barbier, 2002; Arnórsson *et al.*, 2006) rocas de permeabilidad adecuada, con un volumen suficientemente grande para asegurar la explotación prolongada de fluidos geotérmicos. Además, es fundamental que esté localizado dentro de un sistema hidrológico que permita la recarga hidráulica del área en explotación. La delimitación del yacimiento es el problema más difícil de la exploración geológica, ya que frecuentemente existe una cubierta de rocas en superficie que impide el estudio directo de los substratos profundos, y por tanto se requieren realizar otro tipo de aproximaciones. La

energía geotérmica, en términos generales, es la energía térmica almacenada y accesible dentro de la corteza terrestre (Mock *et al.*, 1997). El origen de esta energía está asociado con la estructura interna de nuestro planeta y de los procesos físicos y químicos que ocurren dentro del mismo (Barbier, 2002). Globalmente la energía almacenada en la corteza terrestre, esta alrededor de 5 km de profundidad (Bertani, 2012). Sin embargo, aún es imposible extraer todo el calor almacenado en el interior de la corteza terrestre debido a la carencia de tecnología que permita el aprovechamiento de todos los recursos geotérmicos (Gallup, 2009). En la actualidad, la energía geotérmica se considera como un recurso económicamente explotable, limpio, flexible, confiable y abundante, con posibilidades de usarse en una amplia variedad de aplicaciones (Lund *et al.*, 2010). Entre los usos más comunes de la energía geotérmica se encuentran: (i) la generación de electricidad; (ii) el acondicionamiento de viviendas mediante el uso de bombas de calor geotérmicas (enfriamiento-calentamiento); (iii) la recreación (balneología y turismo); (iv) los invernaderos en agricultura; (v) los criaderos de peces y (vi) los procesos industriales y de manufactura (p.ej., secado de madera o productos agrícolas). Más aún el uso de la energía geotérmica presenta la mayor contribución en escenarios futuros de sistemas energéticos en comparación con otras energías renovables (Lund, 2007; Bayod-Rújula, 2009; Ostergaard, 2009; Lenzen, 2010).

### Principales campos mexicanos

A la fecha, México ocupa el cuarto lugar a nivel mundial en utilizar la energía geotérmica para la producción de

electricidad con una capacidad instalada de 958 MW (Chamorro *et al.*, 2012; Bertani, 2012). Existen cuatro campos geotérmicos en operación para la producción de electricidad: Cerro Prieto, Los Azufres, Los Humeros y Las Tres Vírgenes, y un campo en desarrollo: Cerritos Colorados (Gutiérrez-Negrín, 2012). Hasta el momento se han localizado 20 zonas hidrotermales distribuidas en todo el territorio nacional (Hiriart *et al.*, 2011; Gutiérrez-Negrín, 2012): 15 zonas con temperaturas de fondo de 190 °C que pueden ser explotadas instalando plantas de condensado y 5 zonas hidrotermales con temperaturas de fondo estimadas entre 150 y 190 °C que pueden ser explotadas instalando plantas de ciclo binario.

### **Cerro Prieto**

Se encuentra localizado en el estado de Baja California a 30 km del sureste de Mexicali y se encuentra emplazado sobre la Cuenca de Salton formada por los sistemas de fallas Cerro Prieto-Imperial, los cuales forman parte del sistema de Fallas de San Andrés. Es un campo geotérmico de líquido dominante, alojado en un ambiente sedimentario.

Actualmente tiene una capacidad instalada de 720 MW cuya generación requiere de 5,800 ton/h de vapor. Existen un total de 353 pozos perforados, sin embargo, solo un promedio anual de 164 pozos se encuentran integrados en los procesos productivos (Bertani, 2012; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010). Las posibles fuentes de recarga de agua del sistema geotérmico de Cerro Prieto incluye agua meteórica, agua del río Colorado, agua de mar, agua de *Salton Sea*, agua volcánica y magmática (Truesdall *et al.*, 1981). Se estima que el

área de perforación de pozos nuevos llegará a su máxima capacidad en el año 2017 donde la producción de vapor será de 3,600 ton/h y existirá la necesidad de realizar convenios para una futura extensión del campo (*e.g.*, Los Ejidos de Nuevo León, Saltillo y la zona geotérmica de *Tulecheck*; CFE, 2011). La CFE tiene programado tres proyectos geotermoeléctricos en la etapa de prefactibilidad en el estado de Baja California: (i) Nuevo León I con una unidad de 53.5 MW; (ii) Nuevo León II con una unidad de 26.6 MW y (iii) Saltillo I con una unidad de 53.5 MW; y un proyecto comisionado para el año 2017 nombrado Cerro Prieto V (CFE, 2011).

*Los Azufres.* El campo geotérmico de Los Azufres (CGLA) es el segundo campo geotérmico más grande en operación en México. Está localizado en la parte central del país a 250 km de la ciudad de México. La primera planta en operación se puso en marcha en 1982 y actualmente existen 14 unidades en operación: una unidad de condensación de 50 MW, cuatro unidades de condensación de 25 MW, siete unidades *back-pressure* de 5 MW y dos plantas de ciclo binario de 1.5 MW. La capacidad total instalada es de 188 MW (Bertani, 2012; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010). La CFE tiene dos proyectos programados para este campo geotérmico: (i) Azufres III (Fase I-comisionado para el año 2014) con una unidad de 50 MW, este proyecto se encuentra en la etapa de factibilidad y (ii) Azufres IV (Fase II-comisionado para el año 2018). Las características geológicas del CGLA están distinguidas por una actividad volcánica del Neógeno dominada por lavas basálticas y andesíticas (Gutiérrez y Aumento, 1982; Torres-Alvarado, 2002). Los minerales

primarios que se encuentran en el *CGLA* son olivino, piroxenos/anfiboles, biotita y feldspatos. Los minerales que llenan las vesículas y fracturas en los minerales primarios son principalmente clorita, cuarzo, calcedonia, sílice amorfa, calcita y epidota. Por otro lado, zeolita, hematita, piritita y sericita son los minerales hidrotermales menos comunes y observados sobre los minerales primarios del *CGLA* (Torres-Alvarado *et al.*, 2007). La alteración de plagioclasa primaria puede ser dividida en tres grupos diferentes dependiendo de la temperatura del campo. El primer grupo de alteración son granos finos de filosilicatos (sericita, minerales arcillosos y clorita), el segundo grupo por carbonatos y el tercer grupo, a temperaturas elevadas, la plagioclasa está preferentemente alterada a epidota y zeolita (Torres-Alvarado, 2002; Pandarinath *et al.*, 2008).

*Los Humeros.* El campo geotérmico de Los Humeros (*CGLH*) está localizado en la parte centro-oriental de México, al oriente del Cinturón Volcánico Mexicano. Las dos primeras plantas comenzaron su comercialización en 1990 y existen ocho unidades *back-pressure* de 5 MW cada una genera una capacidad total instalada de 40 MW. La unidad más reciente fue comisionada en Abril del 2008. Hasta la fecha se han perforado 43 pozos en una caldera volcánica conocida como Los Potreros. (Bertani, 2012; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010).

La litología de *CGLH* y sus alrededores es compleja e incluye rocas sedimentarias, metamórficas, volcánicas intrusivas provenientes del periodo Paleozoico al Cuaternario. El sistema volcánico tiene diversas estructuras geológicas donde la principal es la caldera de Los Humeros. Esta estructura tiene un

diámetro de 16 km y contiene los colapsos de Los Potreros, Central y Xalapazco (Campos- Enríquez *et al.*, 2005). Las rocas características del campo son en orden de basamento a la superficie: caliza, caliza metamórfica e intrusivas, basaltos, andesitas hornoblenda, toba vítrea, augita, andesita e ignimbritas, pómez, basaltos y andesitas (Izquierdo *et al.*, 2007; Gutiérrez-Negrín y Izquierdo, 2010).

Las áreas de expansión del *CGLH* son el Colapso Central y el corredor entre las Fallas Antigua y Maztaloya. Sin embargo la producción en zonas profundas en Colapso Central ha mostrado problemas de corrosión y escalamiento a planta anteriormente (Gutiérrez-Negrín y Izquierdo, 2010). La *CFE* tiene programado dos proyectos geotermoeléctricos en etapa de factibilidad denominado Humeros II (comisionado para el año 2012) y Humeros III (comisionado para el año 2015) utilizando dos unidades de 26.6 MW cada una (*CFE*, 2011; Gutiérrez-Negrín, 2012).

*Las Tres Vírgenes.* El campo geotérmico de Las Tres Vírgenes (*CGLTV*) está localizado en la cuenca de Santa Rosalía en el estado de Baja California. Existen dos unidades de condensado generando 5 MW que iniciaron su operación en el año 2002 (Bertani 2012; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010). El *CGLTV* es un sistema de líquido dominante y está relacionado a un vulcanismo joven (< 1Ma) y el fluido producido por los pozos geotérmicos presenta un carácter sódico-clorurado característico de una salmuera de origen geotérmico totalmente equilibrada a 280 °C (González-Partida *et al.*, 2001b; Tello-Hinojosa *et al.*, 2005; Verma *et al.*, 2006). Los fluidos producidos en la

mayoría de los pozos se encuentran en equilibrio con albita-K feldespato y zoisita-K feldespato (Barragán *et al.*, 2010). Sin embargo existe información de inclusiones fluidas de muestras profundas que soportan la presencia de un paleofluido en el sistema geotérmico y una posible recarga del sistema con agua de mar proveniente del Golfo de California (Portugal *et al.*, 2000, Verma *et al.*, 2006; Barragán *et al.*, 2009). El basamento en el CGLTV está conformado por una granodiorita biotita, la cual no florece en el área geotérmica pero ha sido interceptada por todos los pozos geotérmicos a una profundidad de 1,000 m (Verma *et al.*, 2006). Una secuencia de sedimentos y rocas piroclásticas cubren este basamento. Estos sedimentos consisten del fondo a la superficie de (Verma *et al.*, 2006; Pandarinath, 2011): (i) areniscas del Mioceno, tobas andesíticas y basaltos; (ii) andesitas y (iii) areniscas más jóvenes. Las alteraciones hidrotermales más prevaletes son la alteración argílica y depositación de calcita (Ocampo-Díaz y Rojas-Bribiesca, 2004; Verma *et al.*, 2006; Barragán *et al.*, 2010). Estudios de simulación numérica indican la posibilidad de operar sin problemas el CGLTV por un periodo de 25 años con una capacidad de 20 MW, sin embargo esta expansión requerirá estudios de exploración a través de las estructuras geológicas, como la falla de Cerro Blanco.

### Cerritos Colorados

El campo geotérmico de Cerrito Colorados (CGCC; antes conocido como La Primavera) está localizado al oeste del cinturón volcánico mexicano, a 15 km del Noroeste de la ciudad de Guadalajara. El campo está emplazado en la intersección de tres elementos estructurales: el Graben

de Colima, Graben de Chapala y el Graben de Tepic (Luhr *et al.*, 1985). El sistema de fallas de Tepic es la más importante en la región y genera la permeabilidad secundaria que caracteriza al reservorio. El CGCC está localizado en un complejo volcánico riolítico proveniente del Pleistoceno Tardío (Mahood, 1980). La cámara magmática (La Primavera) tiene una edad de 0.15 millones de años, con una profundidad de 4 km y un volumen de 600 km<sup>3</sup> (Verma *et al.*, 2012). Se han detectado la presencia de minerales que contienen óxidos de hierro e hidroxilos, diferentes zonas identificadas presentan una correlación con los fluidos de descarga del yacimiento geotérmico, así como las estructuras principales que controlan la permeabilidad del yacimiento y de la capa sello. Esta información ha sido útil en la identificación de la descarga de fluidos del yacimiento geotérmico (Fernández de la Vega-Márquez *et al.*, 2001).

La CFE comenzó la exploración del CGCC durante 1980 perforando 12 pozos geotérmicos, sin embargo estos pozos aún no se han puesto en operación debido al conflicto ambiental con el gobierno municipal a partir de 1988 (Gutiérrez-Negrín, 1988; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2002). Durante el año 2003 la CFE consiguió la licencia necesaria para continuar la instalación de tres unidades de condensación con capacidad de 25 MW cada una generando un total de capacidad instalada de 75 MW y decidió utilizar el nombre de Cerritos Colorados para no generar confusión sobre la extensión del campo geotérmico (Sánchez-Velasco, 2003; CFE, 2011; Iglesias *et al.*, 2011).

### Agradecimientos

El Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) y la Secretaría de Energía (SENER), a través del Fondo Sectorial CONACyT – SENER - Sustentabilidad Energética, han lanzado la convocatoria para crear el Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CEMIEGEO) todo bajo un proyecto numerado 207032, a quien agradecemos por su apoyo en la elaboración de este documento.

## Referencias

1. Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., y Svavarsson, H. (2006) The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47: 567-577.
2. Barbier, E. (2002) Geothermal Energy Technology and Current Status: an Overview. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 1: 1-69.
3. Barragán, R. M., Iglesias, E., Arellano, V. M., y Ramírez, M. (2010) Fluid-Mineral equilibrium at Las Tres Vírgenes B.C.S. (México) Geothermal Reservoir. *Geothermal Resources Transactions*, 34: 1-5.
4. Barragán, R. M., Iglesias, E., Torres, R. J., Arellano, V. M., Reyes-Pizasso, N. R., Ramírez, M., Tapia, R. y Hernández, P. (2009) Mixing and Dilution Processes at the Las Tres Vírgenes (Mexico) Geothermal Reservoir Indicated by 1997-2007 Geochemical Data. *Geothermal Resources Transactions*, 33: 1-7.
5. Bayod-Rújula, A. A. (2009) Future development of the electricity systems with distributed generation. *Energy*, 34: 377-383.
6. Bertani, R. (2012) Geothermal Power Generation in the World 2005-2010 Update Report. *Geothermics*, 41: 1-29.
7. CFE (2011) Programa de Obras e Inversiones del Sector Eléctrico 2011-2025. Subdirección de Programación, Coordinación de Planificación: 312.
8. Fernández-Vega-Márquez, T., Prol-Ledesma, R. M., y Orozco, G. (2001) Hydrothermal alteration and main structures mapping using TM images in La Primavera geothermal field (Mexico). *Geofísica Internacional*, 40 (3): 147-162.
9. Gallup, D. L. (2009) Production Engineering in Geothermal Technology: A review. *Geothermics*, 38: 326- 334.
10. González-Partida, E., Tello-Hinajosa, E. y Verma, M. P. (2000) Análisis geoquímico e isotópico de aguas geotérmicas y manantiales para definir el estado de equilibrio agua-roca del reservorio de Los Azufres, Michoacán, México. *Ingeniería hidráulica en México*, 15 (3): 89-99.
11. González-Partida, E., Tello-Hinajosa, E. y Verma, M. P. (2001a) Características geoquímicas de las aguas del reservorio del sistema hidrotermal actual de Las Tres Vírgenes, Baja California Sur, México. *Ingeniería Hidráulica en México*, 16 (1): 47-56.
12. González-Partida, E., Tello-Hinajosa, E. y Verma, M. P. (2001b) Interacción agua geotérmica-manantiales en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. *Ingeniería Hidráulica en México*, 16 (2): 185-194.
13. Gutiérrez, A. y Aumento, F. (1982) The Los Azufres, Michoacán, Mexico, Geothermal Field. *Journal of Hydrology*, 56: 137-162.
14. Gutiérrez-Negrín, L. C. A. (1988) The La Primavera, Jalisco, Mexico, Geothermal Field. *Geothermal Resources Transactions*, 12: 6 p.
15. Gutiérrez-Negrín, L. C. A. (2012) Update of the Geothermal Electric Potential in Mexico. *Geothermal Resources Council Transactions*, 36: 671-677.
16. Gutiérrez-Negrín, L. C. A. y Izquierdo, G. M. (2010) Review and Update of the Main Features of the Los Humeros Geothermal Field, Mexico. In: *Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia*, 7 p.
17. Gutiérrez-Negrín, L. C. A., Ramírez-Silva, G. R., Martínez-Ménez, y López-López, C. (2002) Hydrographic Characterization of the La Primavera, Mexico, Geothermal Field. *Geothermal Resources Transactions*, 26: 6 p.
18. Hiriart, L. B. G., Gutiérrez-Negrín, L. C. A., Quijano-León, J. L., Ornelas-Celis, A., Espíndola, S. y Hernández, I. (2011) Evaluación de la Energía Geotérmica en México. In: *Informe para el Banco Interamericano de Desarrollo y la Comisión Reguladora de Energía, D.F., México*, 167 p.
19. Iglesias, E. R., Torres, R. J., Martínez-Estrella, J. I. y Reyes-Picasso, N. (2011). Resumen de la evaluación 2010 de los recursos geotérmicos mexicanos de temperatura intermedia a baja. *Geotermia*, 24 (2): 39-48.
20. Izquierdo, G. M., Arellano, V. M. y Aragón, A. A. (2007) The Los Humeros Geothermal Reservoir, Puebla, Mexico. *Geothermal Resources Council Transactions*, 31: 7 p.
21. Lenzen, M. (2010) Current State of Development

- of Electricity-Generating Technologies: A Literature Review. *Energies*, 3: 462-591.
22. Luhr, J. F., Nelson, S., Allan, J. y Carmichael, J. (1985) Active rifting in South-western Mexico: Manifestations of an incipient fastward spreading-ridge jump. *Geology*, 13: 54-57.
  23. Lund, H. (2007) Renewable energy strategies for sustainable development. *Energy*, 32: 9-12.
  24. Lund, J. W., Gawell, K., Boyd, T. L. y Jennejohn, D. (2010) The United State of America country update the 2010. In: *Proceedings of the 2010 World Geothermal Congress*, Bali, Indonesia, April 25-30, 18 p.
  25. Mahood, G. A. (1980) Geological Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center: Sierra La Primavera, Jalisco, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8: 199-230.
  26. Mahood, G. A. (1980) Geological Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center: Sierra La Primavera, Jalisco, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8: 199-230.
  27. Ocampo-Díaz, J. D. y Rojas-Briebesca, M. (2004) Production problems review of Las Tres Virgenes Geothermal Field, Mexico. *Geothermal Resources Council Transactions*, 28: 5 p.
  28. Ostergaard, P. A. (2009) Reviewing optimization criteria for energy system analysis of renewable energy integration. *Energy*, 34: 1236-1245.
  29. Pandarinath, K. (2011) Solute geothermometry of springs and wells of the Los Azufres and Las Tres Virgenes geothermal fields, Mexico. *International Geology Review*, 53 (9): 1032-1058.
  30. Pandarinath, K., Dulski, P., Torres-Alvarado, I. S. y Verma, S. P. (2008) Element mobility during the hydrothermal alteration of rhyolitic rocks of the Los Azufres geothermal field, Mexico. *Geothermics*, 37: 53- 72.
  31. Portugal, E., Birkle, P., Barragán, R. M., Arellano, V. M., Tello, E. y Tello, M. (2000) Hydrochemical- isotopic and hydrogeological conceptual model of the Las Tres Virgenes geothermal field, Baja California Sur, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101 (3-4): 223-244.
  32. Sánchez-Velasco, R. A. (2003) Update of the Cerritos Colorados Geothermal Project, Mexico. *Geothermal Resources Council Transactions*, 27: 6 p.
  33. Santoyo, E. y Torres-Alvarado, I. S. (2010) Escenario Futuro de Explotación de la Energía Geotérmica: Hacia un Desarrollo Sustentable. *Revista Digital Universitaria UNAM*, 11 (10): 26 p.
  34. Tello-Hinojosa, E., Verma, M. P. y González-Partida, E. (2005) Geochemical Characteristics of Reservoir Fluids in the Las Tres Virgenes, BCS, Mexico. In: *Proceedings World Geothermal Congress*, Antalya, Turkey, 11 p.
  35. Torres-Alvarado, I. S. (2002) Chemical Equilibrium in hydrothermal Systems: The Case of Los Azufres Geothermal Field, Mexico. *International Geology Review*, 44: 639-652.
  36. Torres-Alvarado, I. S., Pandarinath, K., Verma, S. P. y Dulski, P. (2007) Mineralogical and geochemical effects due to hydrothermal alteration in the Los Azufres geothermal field, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24 (1): 15-24.
  37. Verma, S. P., Pandarinath, K., Santoyo, E., González-Partida, E., Torres-Alvarado, I. S. y Tello-Hinojosa, E. (2006) Fluid chemistry and temperaturas prior to exploitation at the Las Tres Virgenes geothermal field. Mexico. *Geothermics*, 35: 156-180.
  38. Verma, S. P., Arredondo-Parra, U. C., Andaverde, J., Gómez-Arias, E. y Guerrero-Martínez, F. J. (2012) Thre-dimensional temperature field simulation of a cooling of a magma chamber, La Primavera caldera, Jalisco, Mexico. *International Geology Review*, 54 (7): 833-843.

### Síntesis y caracterización del nanomineral ferrihidrita de diferentes tamaños de partícula

Ugalde-Arzate, M. T.<sup>1\*</sup>, Villalobos, M.<sup>1</sup>, Arenas-Alatorre, J.<sup>2</sup>, Zanella-Specia, R.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Instituto de Geología UNAM*

<sup>2</sup>*Laboratorio de Microscopía, Instituto de Física UNAM*

<sup>3</sup>*Centro de Ciencias Aplicadas y Desarrollo Tecnológico CCADET UNAM.*

### Correspondencia

\**taube.mariana@gmail.com*

**Palabras clave:** Ferrihidrita, tamaño de partícula, BET, TEM, síntesis

### Resumen

La ferrihidrita [ $\text{Fe}_5\text{O}_3(\text{OH})_9$ ] es un mineral de suma importancia en la geoquímica ambiental dada su alta capacidad para adsorber iones de una gran variedad de elementos. Además, las propiedades del suelo se ven afectadas aún con una pequeña cantidad de este nanomineral (Hiemstra, 2013), por lo que también es muy valioso para remediación ambiental. La elevada reactividad de la ferrihidrita se debe a los altos valores de área superficial específica (ASE), que son resultado de sus pequeños tamaños de partícula – de 2 a 6 nm.

La caracterización de la ferrihidrita es de vital importancia, en particular su tamaño de partícula, ya que de ésta dependerá el ASE que se exprese y, por ende, el comportamiento de las nanopartículas, que está gobernado por la química de la interfaz óxido/ solución acuosa. El ASE puede variar considerablemente con pequeñas diferencias de tamaño de partícula, desde  $280 \text{ m}^2/\text{g}$  para tamaños de 6 nm, hasta  $840 \text{ m}^2/\text{g}$  para tamaños de 2 nm (Villalobos y Antelo, 2011)

En este trabajo se adaptó una metodología para sintetizar ferrihidrita de dos bandas (Schwertmann y Cornell, 2000) controlando las condiciones para obtener de manera reproducible dos tamaños de partícula distintos. Los productos se caracterizaron por Difracción de rayos X (RDX), y Espectroscopia infrarroja por transformada de Fourier acoplada a reflectancia total atenuada (ATR- FTIR). EL ASE de agregados de ferrihidrita se determinó por adsorción de  $\text{N}_2$  usando el método BET, y se cotejó con el tamaño de las partículas en imágenes de Microscopía Electrónica de Transmisión (TEM). De acuerdo a los resultados, se encontró que a un mismo pH de síntesis (pH = 7.5), el tiempo de añejamiento es el

parámetro que define el tamaño final de las partículas. De igual forma, un ligero aumento del pH resulta en un rápido añejamiento de las partículas y por ende su crecimiento. Se presentan las similitudes y diferencias de ambos tamaños de partícula de acuerdo a los diferentes métodos de caracterización mencionados, los cuales pueden servir de manera indirecta para identificar cambios de tamaño en ferrihidrita, dadas las dificultades para observarlos directamente por microscopía electrónica.

### Referencias

1. Hiemstra, T. (2013) Surface and mineral structure of ferrihydrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 105, 316-325.
2. Schwertmann, U. y Cornell, R. (2000) *Iron Oxides in the Laboratory*. Weinheim, Alemania: WILEY-VCH.
3. Villalobos, M. y Antelo, J. (2011) A Unified Surface Structural Model for Ferrihydrite: Proton Charge, Electrolyte Binding, and Arsenate Adsorption. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental*, 27, 139-151.

### Efecto del As(V) y Pb(II) en la estructura, composición y reactividad de la jarosita

Aguilar-Carrillo, J. \*, Villalobos, M. y Romero, F. M.

*Departamento de Geoquímica, Instituto de Geología, UNAM, 04510 México D.F., México.*

### Correspondencia \*

*jaguilarc@geologia.unam.mx*

**Palabras clave:** Minerales secundarios, jarosita, sustitución, difracción rayos X, espectroscopía ATR-FTIR.



Los minerales del subgrupo de la jarosita  $[\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6]$  pueden sufrir diversas sustituciones iónicas dentro de su estructura (Dutrizac y Kaiman, 1976). Esto, unido a su rápida formación en ambientes ácidos ( $\text{pH} < 3$ ), oxidantes, y ricos en Fe (III) y sulfato (Hudson-Edwards *et al.*, 1999), hacen que estos minerales sean especialmente adecuados para la captura de especies potencialmente tóxicas en el medio ambiente. Se ha reportado que la jarosita es capaz de incorporar arsénico en ambientes ácidos (por ejemplo, drenaje ácido de mina) así como en procesos metalúrgicos donde su precipitación se emplea como estrategia para la retención de residuos arsenicales durante largo tiempo (Savage *et al.*, 2005; Slowey *et al.*, 2007). Otros autores observaron que la sustitución o intercambio de aniones en jarositas afecta, a su vez, a la sustitución de cationes en su estructura (Kendall *et al.*, 2013). Sin embargo, el efecto sobre esta capacidad de retención de cationes aún no está bien caracterizado. El propósito de este trabajo es profundizar en el entendimiento del comportamiento geoquímico de la jarosita cuando elementos traza como el As (V) y/o Pb (II) están presentes en su formación.

Se sintetizaron diferentes fases sólidas: K-jarosita, Na-jarosita, Pb-jarosita así como una serie de arsenojarositas  $[\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_{2-z}(\text{AsO}_4)_z(\text{OH})_6]$  en donde la cantidad de arseniato en las soluciones iniciales varió de 0 a 25 mol% (de As+S). Adicionalmente, se sintetizaron una serie de jarositas con As y Pb (Pb-As-jarosita) con diferentes relaciones molares As/Pb (0.18 a 1.8) en el medio de reacción. Finalmente, se llevaron a cabo experimentos de sorción en batch de Pb con las diferentes arsenojarositas (As-jarosita) ya formadas, equilibradas a pH

2, para comprender mejor la influencia de la incorporación del arseniato en la estructura mineral de la jarosita, y determinar el efecto que produce sobre su capacidad de retención de Pb. Por último, la caracterización de las distintas jarositas se realizó mediante experimentos de química húmeda junto con Difracción de Rayos X y espectroscopía infrarroja ATR-FTIR.

La presencia conjunta de As(V) y Pb(II) en condiciones favorables para la formación de jarositas da lugar a la incorporación de ambos elementos en la estructura mineral en determinadas proporciones. Hasta valores próximos a 17 mol% As y con relación molar As/Pb  $< 1.1$ , las fases sólidas resultantes son Pb-As-jarositas con un contenido creciente de ambos elementos dentro de la estructura. Por encima de estos valores ( $> 17$  mol% As y As/Pb  $> 1.1$ ) la formación de otras fases sólidas comienzan a desplazar a la jarosita como mineral predominante hasta que finalmente (25 mol% As y As/Pb = 1.8) sólo se obtiene anglesita ( $\text{PbSO}_4$ ) y una fase amorfa, o pobremente cristalina, identificada como arseniato férrico amorfo (HFA). Por otro lado, la capacidad de retención de Pb(II) aumentó por la presencia de As(V) en la estructura de la jarosita, alcanzando valores próximos a un orden de magnitud mayor para la As-jarosita con mayor contenido de As (mol% As) en comparación con las jarositas sin As(V) en su estructura (K- y Na-jarosita). Esto sugiere un efecto sinérgico entre la incorporación de arseniato en la estructura mineral de la jarosita y la retención de un metal contaminante como Pb(II).

La formación de jarositas puede ser de gran importancia en la regulación de la



solubilidad de elementos potencialmente tóxicos ya que pueden favorecer la sorción e incorporación en su estructura de elementos minoritarios, minimizando su movilidad y, por tanto, su biodisponibilidad. Los resultados de este trabajo tienen implicaciones ambientales importantes. El proceso sinérgico observado en la retención de As(V) y Pb(II) en la estructura de la jarosita implica que la remediación de contaminantes catiónicos se puede producir de manera conjunta con la atenuación del arseniato, siendo especialmente relevante en ambientes minero-metalúrgicos.

## Referencias

1. Dutrizac, J. E. y Kaiman, S. (1976) *The Canadian Mineralogist* 14, 151-158.
2. Hudson-Edwards, K. A., Schell, C. y Macklin, M. G. (1999) *Applied Geochemistry* 14, 1015-1030.
3. Kendall M. R., Madden A. S., Elwood-Madden M. E. y Hu, Q. (2013) *Geochimica et Cosmochimica Acta* 112, 192-207.
4. Savage, K. S., Bird, D. K. y O'Day, P. A. (2005) *Chemical Geology* 215, 473-498.
5. Slowey A. J., Johnson S. B., Newville M. y Brown Jr. G. E. (2007) *Applied Geochemistry* 22, 1884-1898.

## Fenómenos diagenéticos en una porción de la cuenca petrolera del sureste mexicano: primeras observaciones a partir del análisis del microscopio electrónico de barrido y microtomografía 3D

<sup>1,2</sup>González-Ruiz, L. E., <sup>2</sup>Martínez, L.,  
<sup>2</sup>Pironon J., <sup>3</sup>González-Partida, E.,  
<sup>4</sup>Camprubí, A., y <sup>3</sup>Vega-González, M.

<sup>1</sup>*Centro Nacional de Investigación Avanzada en Petrofísica, Qro., Qro. México.*

<sup>2</sup>*U. M. R.-7566-G2R, Nancy-Université,*

*Boulevard des Aiguillettes, B.P. 239, F-54506 Vandœuvre-lès-Nancy, France.*

<sup>3</sup>*Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla; Apartado postal 1-742, C.P. 7600, Querétaro, Qro., México.*

<sup>4</sup>*Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F. (México).*

*Correspondencia edgopa@gmail.com*

## Resumen

Los sistemas Petroleros Mexicanos del Sureste se caracterizan por tener una roca generadora principalmente del Jurásico Superior, una roca almacén Cretácica y una roca sello Cretácico Superior - Terciaria, pero generalmente la mayoría de estos reservorios reflejan una compleja historia diagenética de la cual depende su porosidad y permeabilidad: Nuevas herramientas de análisis como la microtomografía 3D, están permitiendo entender por qué aun a bajas permeabilidades el hidrocarburo se acumula y fluye.

Las muestras de roca analizadas se encuentran fuertemente alteradas por procesos diagenéticos de corrosión-disolución-precipitación generando el desarrollo de fracturas de disolución, estilolitas, vóculos y dolomitas corroídas, la sucesión paragenética de diagénesis determinada está representada por:

Dolomita<sub>1</sub>+calcita<sub>1</sub>+cuarzo<sub>1</sub>+Pirita+Dolomita<sub>2</sub>+Calcita<sub>2</sub>+Cuarzo<sub>2</sub>+Calcita<sub>3</sub>+Cuarzo<sub>3</sub>+Clorita+Zeolita+arcillas+Celestina+calcita<sub>4</sub> con hidrocarburos. Destaca la fuerte presencia de cuarzo y el reemplazamiento parcial de algunos fósiles por pirita: La pirita framboidal, las arcillas y zeolitas

generalmente ocupan espacios dejados por los cristales de dolomita corroída, que igualmente precipitan dentro de los vórgulos y fracturas como una etapa intermedia a tardía. Las etapas o “estadios” de evolución fueron:

- a) Cementación de los carbonatos, b) Alteraciones termobáricas.

Información novedosa obtenida por micrótomografía revela que la mayoría de los vórgulos no están interconectados, que las muestras tienen abundantes fósiles distribuidos al azar en la matriz micrítica y se orientan de acuerdo a la estratificación. Microfracturas y nano-poros de la matriz son los responsables en parte del desarrollo de los vórgulos donde la cavidad se forma a partir de la disolución corrosiva generando al inicio micro-brechas seguido de un llenado parcial por cuarzo y calcita.

### Introducción

El estudio en detalle de la sucesión de eventos diagenéticos de secuencias carbonatadas, ha permitido determinar un conjunto de etapas o “estadios” de evolución que llevan o no a la generación de un reservorio de hidrocarburos en rocas carbonatadas. Un sistema petrolero, es decir, la roca generadora, la roca almacén y la roca sello, es producto de la procedencia de los sedimentos, del ambiente de depósito y de la evolución de los paleofluidos (Flügel 2004; González-Partida *et al.*, 2008). La ausencia o predominancia de alguno de estos procesos, determinará la intensidad de los procesos diagenéticos. En el ambiente diagenético de soterramiento profundo se forman vetillas de disolución y estilolitas, fisura y vórgulos. Las estilolitas y fracturas pueden ser corroídas y agrandadas debido a que los eventos corrosivos afectan a los cementos tardíos. En fin, la maduración,

expulsión y migración de los hidrocarburos hasta la carga del reservorio son parte de los procesos diagenéticos de soterramiento (buriales) en los que las interacciones fluido-roca son de extrema importancia. Para el caso de las rocas carbonatadas, la porosidad y permeabilidad dependen en gran medida de los procesos de diagénesis profunda a la cual fueron involucradas las rocas, y en donde se dan fenómenos de construcción/destrucción de la porosidad-permeabilidad. Estos cambios en las rocas ahora pueden ser evaluados por medio de la tomografía.

### Metodología de trabajo

La técnica de tomografía digital computarizada (Microtomografía digital 3D) es elaborada y de cierta forma artesanal en el proceso de la preparación y montaje de la muestra, esto debido a lo novedoso de la misma y los pocos accesorios que se encuentran disponibles en el mercado. Todo el proceso de adquisición de la imagen y tratamiento y análisis digital dependen netamente de las capacidades y experiencia del operador ya que se deben ajustar la mayoría de los parámetros de forma manual. La técnica de tomografía digital computarizada trabaja a partir de la diferencia de densidades únicamente, no se obtiene información sobre composición química de la muestra, las imágenes de salida obtenidas del tomógrafo son en escala de grises que dan un total de 65,536 diferentes tonos, con los cuales a partir de un software especializado se pueden hacer las diferenciaciones de fases y lograr imágenes a colores según las densidades aisladas, a cada rango de densidad seleccionado se le puede asignar un color diferente, realizar extracciones, adiciones y cálculos avanzados de petrofísica entre

otras operaciones.

## Resultados

Muestras provenientes de 4500 m a 6000 m de profundidad del SE mexicano fueron analizadas por Microtomografía digital 3D, todo previo a un análisis petrográfico y minerográfico. La roca primaria en todas las muestras analizadas es caliza con textura original de wackestone, rudstone, grainstone, brecha, floatstone y mudstone con peloides, intraclastos y bioclastos. La textura y composición originales indican que los sedimentos fueron depositados en ambientes marinos someros bajo condiciones de alta energía, la roca inicial actualmente se encuentra fuertemente alterada por procesos diagenéticos de corrosión-disolución-precipitación generando el desarrollo de fracturas de disolución, vugulos y dolomitas corroídas la sucesión paragenética de diagénesis determinada está representada por:

Dolomita<sub>1</sub>+calcita<sub>1</sub>+cuarzo<sub>1</sub>+Pirita+Dolomita<sub>2</sub>+Calcita<sub>2</sub>+Cuarzo<sub>2</sub>+Calcita<sub>3</sub>+Cuarzo<sub>3</sub>+Clorita+Zeolita+arcillas+Celestina+calcita<sub>4</sub> con hidrocarburos.

Información novedosa obtenida por microtomografía revela que la mayoría de los vugulos no están interconectados, que las muestras tienen abundantes fósiles distribuidos al azar en la matriz micrítica y se orientan de acuerdo a la estratificación. Microfacturas y nano-poros de la matriz son los responsables en parte del desarrollo de los vugulos donde la cavidad se forma a partir de la disolución corrosiva generando al inicio micro-brechas, seguido de un llenado parcial por cuarzo y calcita.

## Referencias

1. Flügel, E. (2004) Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation, and application: Berlin – Heidelberg, Alemania, Springer, 976 p.
2. González-Partida, E., Camprubí-i Cano, A., Carles-Canet, M. y González-Sánchez, F. (2008) Fisicoquímica de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en depósitos minerales tipo Mississippi Valley y asociados. Segunda parte. ejemplos de la cuenca de Sabinas y la cuenca del Sureste, México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 60 (1), 23-42.

### Síntesis de la plumbonacrita, un hidroxicarbonato de Pb(II) poco común, y su comparación con la formación de hidrocerusita.

Mendoza-Flores, A., Villalobos, M. y Pi-Puig, T.

*Grupo de Biogeoquímica Ambiental, Departamento de Geoquímica, Instituto de Geología, UNAM, Coyoacán México, 04510, D.F.*

### Correspondencia

*arturo0100@gmail.com*

### Resumen

Los minerales de plomo son importantes desde un punto de vista ambiental ya que en muchos casos determinan el transporte de este elemento desde las minas hacia la biósfera. La movilidad del plomo en ambientes acuosos a menudo está controlada por una amplia variedad de minerales secundarios formados por aniones mayoritarios, tales como: óxido, hidroxilo, carbonato, sulfato y nitrato (Elkhatib *et al.*, 1991). Los minerales como la hidrocerusita  $Pb_3(CO)_3(OH)_2$  y cerusita  $PbCO_3$  son las fases de carbonatos de plomo más estables y comunes, pero con el fin de comprender y calcular mejor la solubilidad del plomo

(II) en sistemas acuosos en periodos cortos de tiempo, se deben considerar las fases iniciales menos estables, tales como la plumbonacrita  $Pb_{10}(OH)_6O(CO_3)_6$  (Haacke y Williams, 1980; Krivovichev y Burns, 2000) y la shanonita  $Pb_2O(CO_3)$  (Krivovichev y Burns, 2000).

Se han realizado trabajos previos en los que se reportan métodos para la síntesis de carbonatos de plomo, pero existen discrepancias en la caracterización de las fases debido a su estrecha similitud, además de que incluyen técnicas hidrotermales en estado sólido más complicadas y no producen un compuesto único, lo cual puede complicar aún más su estudio.

En este trabajo, se presentan dos métodos de síntesis simples en el laboratorio que se realizan a partir de nitrato de plomo (II) y perclorato de plomo (II) en medio acuoso, obteniendo como productos puros la hidrocerusita y plumbonacrita, respectivamente. Se realizó la determinación cuantitativa de las fases mediante difracción de rayos X y el método de Rietveld, además de un estudio de estabilidad de la plumbonacrita a lo largo del tiempo, así como la caracterización mineralógica de ambas fases por microscopía electrónica de barrido y ATR-FTIR.

## Referencias

1. Elkhatib *et al.* (1991) Environ. Pollut. 69, 269-276.
2. Haacke, D. y Williams, P. (1980) J. Inorg. nucl. Chem., 43, 406.
3. Krivovichev, S. y Burns, P. (2000) Mineralogical Magazine, 64 (6), 1063-1068
4. Krivovichev, S. y Burns, P. (2000) Mineralogical Magazine, 64 (6), 1069-1075

## Relación entre IOCG & porfidos de $Cu \pm Mo \pm Au$ : definición de una tipología de yacimiento del tipo IOCG, del yacimiento de Guaynopa municipio de Madera, Chihuahua.

Gutiérrez-Armendáriz, E. y González-Partida, E.

*Centro de Geociencias Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Boulevard Juriquilla 3001, 76230 Santiago de Querétaro, Qro, México.*

*Correspondencia edgopa@gmail.com*

## Resumen

Guaynopa forma parte de la Provincia Geológica de la Sierra Madre Occidental y está directamente relacionada a cuerpos intrusivos de composición gabroica a granodiorítica que afloran en un área de  $\pm 15km^2$  con edades de  $92.4 \pm 0.5 Ma$  a  $89 \pm 0.7 Ma$  y que afectan a calizas del Cretácico. Los depósitos IOCG por sus siglas en inglés (Iron, Oxide, Copper, Gold) son depósitos hidrotermales que tienen una ocurrencia de minerales tales como titanio, magnetita o hematita con un enriquecimiento de cobre y oro: Generalmente están espacialmente relacionados a pórfidos de cobre, pero existe una gran diferencia entre los depósitos tipo Pórfido de  $Cu \pm Mo \pm Au$  y los depósitos IOCG: Las diferencias incluyen el predominio de minerales de sulfuro de Fe y de una etapa final generalizada de una alteración ácida en los depósitos de pórfidos, en comparación con los minerales de óxidos de Fe donde la alteración es más extensa y con un pH casi neutro, para los depósitos IOCG. Existen zonas de alteración que son características de los depósitos IOCG

relacionadas a altas temperaturas y que van desde 600° a 400° C, donde existen zonas de oxidación ricas en Na con un conjunto de minerales tales como albita y/o escapolita ± anfibolita ± piroxenos, además en otras zonas existe un asociación rica en K-Fe tales como feldespatos potásicos + magnetita ± biotita ± anfibolita, como se observa en Guaynopa. En los pórfidos, en la alteración habitualmente se reconoce las siguientes zonas o aureolas de alteración con la relación de adentro hacia fuera de: Zona Potásica, Zona Fílica o Sericítica, Zona Argílica y Zona Propilítica externa: zonas que no se presentan en Guaynopa.

### Introducción

El objetivo de este estudio es definir la tipología del yacimiento de Guaynopa, municipio de Madera Chihuahua, además de comprender su origen, evolución, relación geológico-tectónico y su distribución de este tipo de yacimientos en México. Guaynopa forma parte de la Provincia Geológica de la Sierra Madre Occidental y se encuentra en el límite del Estado de Chihuahua con Sonora México a ± 40 Km al Norte de la mina de Dolores. Guaynopa forma parte de la gran anomalía de cobre y oro que se extiende desde los Estados Unidos pasando por Milpillas, Cananea y La Caridad, y lo que propicia la generación típica de mineralización: Mantos, vetas y diseminados de oro asociado a cobre y óxidos de hierro, lo que define una tipología composicional denominada IOCG en Guaynopa.

### Descripción general del depósito

¿Qué son los depósitos IOCG?, por sus siglas en inglés (Iron, Oxide, Copper, Gold), este término se ha utilizado para

describir un rango de depósitos hidrotermales, estos yacimientos tienen una ocurrencia de minerales tales como titanio, magnetita o hematita con un enriquecimiento de cobre y oro (Hitzman *et al.*, 1992; Williams and Skirrow, 2000; Sillitoe, 2003; Groves *et al.*, 2005, 2010; Williams *et al.*, 2005; Corriveau, 2007; Hunt *et al.*, 2007, 2010; Skirrow, 2010). Este tipo de depósitos pueden también contener otros elementos que son potencialmente económicos tales como Ag, U, Co, Bi, Mo, F, P y tierras raras. Este tipo de depósito muestra claras características de un notable enriquecimiento de Fe, Cu y Au por procesos tectónicos post-orogénicos.

### Geología local

Para el caso de Guaynopa los estudios geológicos estratigráficos de áreas aledañas fueron realizados por Grijalva y Cubillas (1990), quienes describen dos secuencias (caliza arcillosa y argilita en la base y caliza, dolomía y calizas fosilífera) del Albiano medio. Posteriormente Grijalva y Cubillas (1990), Grijalva-Noriega (1991) y Grijalva *et al.*, (1994) enfocaron sus trabajos a la prospección de yacimientos minerales, mientras que el de Grijalva-Noriega se enfocó en la estratigrafía del Cretácico de Sonora y áreas adyacentes y posteriormente en el 2000, Monreal y Longoria (2000a -b y 2001), y Santa María y Monreal (2002a y 2002b) realizaron trabajos enfocados a la estratigrafía de la Sierra Los Chinos (entre Tecoripa y Río Yaqui) aledaña al área de este trabajo donde concluyen que la secuencia está relacionada con la estratigrafía del área de Lampazos y relacionada paleogeográficamente y tectónicamente con el Cinturón Tectónico de Chihuahua.

La zona minera se encuentra en los límites entre la Sierra Madre Occidental (SMO) y la zona de Cuencas y Sierras. La característica geomorfológica más evidente es un sucesión de sierras alargadas afectadas por grandes fallas regionales de rumbo preferencial NW-SE y truncadas por fallas de orientación NE-SW y ocasionalmente por fallas casi E-W, esta orientación es típica en esta región y es atribuida al último régimen distensivo del Terciario que dislocó las unidades pre terciarias borrando gran parte de los eventos tectónicos anteriores. La estratigrafía que afloran en el área de estudio está constituida por secuencias sedimentarias del Cretácico Inferior, Cretácico Superior y magmatismo del Terciario. La primera secuencia la constituyen las formaciones Agua Salada, Lampazos y Los Picachos (Monreal y Longoria, 2000b) en lo que en este trabajo se llama “caliza cretácica”. La segunda secuencia del Cretácico Superior está constituida por rocas vulcano-sedimentarias (Formación Tarahumara, que no aflora en el área), estas están intrusionadas por rocas plutónicas (granitos y diques), y sobreyacidas por una secuencia volcánica compuesta de rocas volcanoclásticas y volcánicas características de la SMO que localmente cubren la mineralización.

Como basamento local aflora una secuencia de calizas de color gris oscuro con estratificación delgada, lutitas de color gris oscuro y algunas capas de areniscas del Cretácico Inferior denominada Formación Lampazos la cual fue originalmente definida en la literatura por Solano-Rico (1970), posteriormente por Herrera y Bartolini (1983) y más tarde redefinida por González (1988) y Monreal y Longoria (2000a). Del Cretácico Superior al Oligoceno las rocas

preexistentes fueron afectadas por cuerpos intrusivos que varían de gabros a dioritas de hornblenda y biotita y diques porfídicos de composición riolítica que cortan las unidades anteriores.

Durante el Paleoceno-Eoceno se deposita discordantemente una secuencia de rocas volcánicas piroclásticas compuestas por ignimbritas de composición riolítica y tobas riolíticas que afloran principalmente en la porción Sur y Norponiente. El Servicio Geológico Mexicano (2000) realizó la Carta del Campo Magnético Total “El Yerbanis H12D-38”, escala 1:50,000, en la que se observa claramente una anomalía magnética que se extiende en los cuerpos intrusivos, con altos contenidos de minerales ferromagnesianos como magnetita.

#### **Relación entre IOCG & porfidos de Cu ± Mo ± Au**

Existe una gran diferencia entre los depósitos tipo Pórfido de Cu ± Mo ± Au; Las diferencias incluyen el predominio de minerales de sulfuro de Fe y de una etapa final generalizada de una alteración ácida en los depósitos de pórfidos, en comparación con los minerales de óxidos de Fe donde la alteración es más extensa y con un pH casi neutro, en depósitos MH-IOCG (donde: MH = sistemas hidrotermales magmáticos), también están separados por distribución temporal, con depósitos de MH-IOCG que son formando predominantemente en la era precámbrica y los depósitos de pórfido formando predominantemente en el Fanerozoico, con ejemplos raros solos en las rocas más antiguas.

Existen depósitos similares a los MH-IOCG, los cuales pueden ser explicados por diferencias en los contenidos de

sulfuros magmáticos, especialmente en el azufre oxidado (SO<sub>2</sub>), en magmas hidratados ricos en sulfato la exsolución de fluidos acuosos rico en SO<sub>2</sub> una vez que se han emplazado en la corteza superior y es enfriado. El enfriamiento adicional de estos fluidos causa una desproporción de SO<sub>2</sub> en H<sub>2</sub>S y H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, dando como resultado la precipitación de Fe ± Cu ± minerales ricos en Au en forma de sulfuros, sulfatos y la formación de estilos de alteración progresivamente más ácidos. Por el contrario, los fluidos de exsolución de magmas hidratados pero pobres en sulfato precipitan la masa de los residuos transportados de Fe como fases de óxido, con menor (pero económicamente potencialmente importante) Cu ± fases de sulfuro ricos en Au y el desarrollo más restringido de la fase tardía de estilos de alteración ácida.

Por consecuencia los depósitos de pórfidos ricos en S son raramente formados de arcos magmáticos precámbricos, esto por el metamorfismo de la corteza oceánica subducida, se cree que está contribuye el mayor aporte de azufre al manto metasomatizado, en contraste los depósitos MH-IOCG son pobres en S, y en viceversa en el Fanerozoico donde no existió aporte de sulfuro. Algunas excepciones pueden surgir: en condiciones oxidantes a nivel local en el Fanerozoico (por ejemplo en la zonas de subducción poco profundas que implican oxidación, en aguas superiores del océano), podría explicar la rara aparición de depósitos de pórfido en rocas más antiguas y localmente rocas pobres en S, como los residuos litosféricos hidratados de una etapa temprana del arco magmático o condiciones de S empobrecidos generados durante los eventos de anoxia oceánica, podría explicar también la aparición de depósitos

importantes locales de MH-IOCG en el Fanerozoico.

### Alteración

Existen zonas de alteración que son características de los depósitos IOCG relacionadas a altas temperaturas y que van desde 600° a 400° C, donde existen zonas de oxidación ricas en Na con un conjunto de minerales tales como albita y/o escapolita ± anfibolita ± piroxenos, además en otras zonas existe un ensamblaje rico en K-Fe tales como feldspatos potásicos + magnetita ± biotita ± anfibolita. En las zonas donde las temperaturas son bajas (< 400° a 200° C) en la zona de oxidación son ricos en K-Fe-Ca-Co<sub>2</sub> (hematita + sericita + clorita + carbonato + cuarzo). En zonas distales donde se tienen bajas temperaturas de los rangos 250° a 100° C existen un conjunto de vetas con cuarzo ± hematita ± carbonato.

En los porfidos, en la alteración habitualmente se reconoce las siguientes zonas o aureolas de alteración con la relación de a dentro a fuera.

- Zona Potásica: Siempre está presente. Caracterizada por la presencia de FK secundario, biotita y clorita reemplazando al FK primario, a la Pl y a los máficos.
- Zona Fílica o Sericítica: No siempre presente. Se caracteriza por desarrollo de cuarzo en vetas, sericita, pirita. Más escasos, clorita, illita y rutilo reemplazan a la biotita y al FK.
- Zona Argílica: No siempre se encuentra. Se caracteriza por la formación de caolinita y montmorillonita, con pirita diseminada. La Pl se encuentra fuertemente alterada, mientras que al FK no le afecta, La biotita está cloritizada.

- Zona Propilítica: Siempre está presente. Desarrollo de clorita, calcita y epidota. Afecta a los máficos, y en menor grado, a la Pl.

En el caso de Guaynopa la mineralización se encuentra en tres tipos de estructuras:

Skarn: Un Skarn clásico que se desarrolla en el contacto diorita-caliza, aquí la fertilidad metálica está representada por mantos, la mina Tres Amigos es uno de los mejores ejemplos, el espesor promedio de los mantos es de 2 m, y consisten fundamentalmente de magnetita + calcopirita + Oro (en electrum), así como cuprita y carbonatos de cobre y oro como malaquita y azurita en una ganga de granate + piroxena + fuxita + calcita + cuarzo, los cuerpos están cubiertos por una aureola de marmolización que termina en un vetilleo irregular. El manto de la mina Tres Amigos presenta un valor promedio de Oro de 11.84 gr/Ton, 14.88 gr/Ton de Ag, y 1.54 % de cobre y oro.

Vetas: Las vetas más representativas son Tres Naciones y La Libertad, esta última tiene una longitud reconocida de 800 m en planta con afloramiento de 600 m a la vertical (cima de la montaña al Cañón del arroyo) y un espesor promedio de 0.80 m, está constituida principalmente de cuarzo vugular con Oro y esta encajonada tanto en las calizas como en el intrusivo diorítico el cual está muy propilitizado por hidrotermalismo, esta veta presenta valores variados y tiene una ley media de 44.8 gr/Ton de Au, 32.8 gr/Ton de Ag, y 0.13 % de Cu. En la veta Tres Naciones los minerales de mena de la zona primaria son tetraédrita, bornita y calcopirita, los minerales secundarios son principalmente carbonatos de cobre y oro, tales como, malaquita y azurita. Los minerales de

plata son principalmente argentita y oro libre asociados a los sulfuros de cobre y oro, con una ley promedio de 1 gr/t Au, 2,500 gr/t Ag y 2.5% Cu.

Diseminados de Oro en Stockwork: En la base del arroyo Yuta se tiene un stockwork de vetillas de cuarzo con sulfuros de 1-2cm de espesor (La Escondida), observándose drusas de cuarzo asociado a una alteración argílica presentando 30.5 gr/Ton de Au. El tipo de alteración con mayor presencia es la propilítica de la que se deriva a la cloritización y tremolitización que reemplaza a minerales ferromagnesianos como la hornblenda y se presenta en la mayor parte del intrusivo diorítico, dándole una tonalidad gris verdosa a la roca. La argílica caracteriza la zona de oro diseminado y la del tipo skarn prógrado es de Granate + piroxeno + tremolita + calcita + cuarzo + mármol en los mantos.

En muchos distritos de IOCG el sílice precipita en forma de cuarzo ( $\pm$ carbonato  $\pm$  hematita  $\pm$  Cu  $\pm$  U) en vetillas, stock Works y cuerpos de brecha que pueden tener varios kilómetros de distancia desde la fuente de intrusión (e.g., Hitzman *et al.*, 1992, Barton y Johnson, 2000, Arco de Lufilian: Lobo-Guerrero, 2010; GBMZ: Mumin *et al.*, 2010, Barton, 2013). Podemos decir que el sílice precipita durante la etapa tardía, temperaturas bajas, alteración retrograda, y también es común encontrar zonas estériles (e.g., Olympic Dam, Australia: Reynolds, 2000; Sue-Dianne, GBMZ: Mumin *et al.*, 2010) o mineralizada (e.g., El Dorado y Terra mines, GBMZ: Mumin *et al.*, 2010).

Las vetas de cuarzo o los cuerpos de brecha que se encuentran superpuestas en

las alteraciones tempranas de altas temperaturas, en algunos distritos esta alteración retrograda y alteración epitermal es local, los cuerpos ricos en cuarzo pueden ser erróneamente interpretados como un evento no relacionado. La mineralización está acompañada sistemáticamente de alteración progradante hacia fuera de altas temperaturas, relativamente reducida, relacionadas con un pH neutro a bajas temperaturas, oxidación. En los sistemas de IOCG está bien expuestos la alteración hidrotermal, y en algunas regiones se puede remontar de nuevo a plutones y batolitos dioríticos subyacentes, la exposición superficial excede unos cientos de kilómetros en algunas regiones: Estas son las características que presenta la zona minera de Guaynopa.

## Referencias

- Barton, M.D., 2013, Iron oxide(-Cu-Au-REE-P-Ag-U-Co) systems, in Turekian, K.K., and Holland, H.D., eds., *Treatise on Geochemistry*, 2nd ed., v. 11: Elsevier, in press.
- Barton, M.D., and Johnson, D.A., 2000, Alternative brine sources for Fe-oxide(-Cu-Au) systems: Implications for hydrothermal alteration and metals, in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*: Adelaide, Australia, Australian Mineral Foundation, p. 43–60.
- Corriveau, L., 2007, Iron oxide copper-gold deposits: A Canadian perspective: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication no. 5, p. 307–328.
- Corriveau, L., Mumin, H., and Setterfield, T., 2010a, IOCG environments in Canada: characteristics and geological vectors to ore, in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*, v. 4: Adelaide, Australia, PGC Publishing, p. 311–344.
- Corriveau, L., Williams, P.J., and Mumin, A.H., 2010b, Alteration vectors to IOCG mineralization—From uncharted terranes to deposits: Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 20, p. 89–110.
- De Haller, A., and Fontboté, L., 2009, The Raúl-Condestable iron oxide copper-gold deposit, central coast of Peru: Ore and related hydrothermal alteration, sulfur isotopes, and thermodynamic constraints: *Economic Geology*, v. 104, p. 365–384.
- Fournier, R.O., 1985, The behavior of silica in hydrothermal solutions: *Society of Economic Geologists Review Series*, v. 2, p. 45–61.
- Grijalva, A.S., Cubillas, R., 1990, *Geología del área de Sahuaripa*: Gobierno del Estado de Sonora, Dirección de Fomento Minero, reporte inédito, 60 p.
- Grijalva, A.S., Fernández, M.A., Cubillas, R., 1994, *Estratigrafía y yacimientos minerales de la región de Badesi, Municipio de Sahuaripa, Sonora. Escala 1: 50,000*: Gobierno del Estado de Sonora, Dirección de Fomento Minero y Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, Publicación No. 14, 42 p.
- Grijalva-Noriega, J., 1991, Sobre el Cretácico Temprano en Sonora y áreas adyacentes: *Boletín del Departamento de Geología, Universidad de Sonora*, 8(2), 1-18.
- Haynes, D.W., Cross, K.C., Bills, R.T., and Reed, M.H., 1995, Olympic Dam ore genesis: A fluid mixing model: *Economic Geology*, v. 90, p. 281–307.
- Hayward, N., and Skirrow, R.G., 2010, Geodynamic setting and controls on iron-oxide Cu-Au (+U) ore in the Gawler Craton, South Australia, in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*, v. 3: Adelaide, Australia, PGC Publishing, p. 119–146.
- Hitzman, M.W., 2000, Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when, and why? in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*, v. 1: Adelaide, Australia, PGC Publishing, p. 9–25.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N., and Einaudi, M.T., 1992, Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: *Precambrian Research*, v. 58, p. 241–287.
- Lobo-Guerrero, S.A., 2010, Iron oxide-copper-gold mineralization in the Greater Lufilian Arc, Africa: Geological Association of Canada, Short Course Notes, v. 20, p. 161–176.
- Monreal, R., Longoria, J.F., 2000a, Stratigraphy and structure of the Lower Cretaceous of Lampazos, Sonora, (northwest Mexico) and its relationship to the Gulf Coast succession: *Bulletin of American Association of Petroleum Geologist*, 84(11), 1811- 1831.

17. Monreal, R., Longoria, J.F., 2000b, Lower Cretaceous rocks of Sierra Los Chinos, east-central, Sonora: *Geofísica Internacional*, 39(4), 309-322.
18. Monreal, R., Santa María, D.A., Monreal, C.A., 2001, La Formación Los Picachos (Cretácico Inferior) en la Sierra de Los Chinos, este-central de Sonora; un conglomerado intraformacional, en XXIV Convención Internacional: Acapulco, Guerrero, México, Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C., 99-101.
19. Mumin, A.H., Corriveau, L., and Somarin, A.K., 2007, Iron oxide copper-gold-type polymetallic mineralization in the Contact Lake belt, Great Bear magmatic zone, Northwest Territories, Canada: *Exploration and Mining Geology*, v. 16, p. 187-208.
20. Mumin, A.H., Somarin, A.K., Jones, B., Corriveau, L., Ootes, L., and Camier, J., 2010, The IOCG-porphyry-epithermal continuum of deposit types in the Great Bear magmatic zone, Northwest Territories, Canada: *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, v. 20, p. 59-78.
21. Mumin, H., and Richards, J.P., 2013, Evolution of magmatic-hydrothermal ore systems in response to secular changes in sulphur, oxygen, biospheric processes and geothermal gradients from the Archean to the present: GAC-MAC, Winnipeg, Manitoba, 2013, Annual Meeting, Program with Abstracts, p. 149.
22. Reeve, J.S., Cross, K.C., Smith, R.N., and Oreskes, N., 1990, Olympic Dam copper-uranium-gold-silver deposit, in Hughes, F.E., ed., *Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea*: Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Monograph 14, p. 1009-1035.
23. Reynolds, L.F., 2000, Geology of the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag-REE deposits, in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*, v. 1: Adelaide, Australia, PGC Publishing, p. 93-104.
24. Rusk, B., Oliver, N., Cleverley, J., Blenkinsop, T., Zhang, D., Williams, P., and Haberman, P., 2010, Physical and chemical characteristics of the Ernest Henry iron oxide copper gold deposit, Australia: implications for IOCG genesis, in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*, v. 3: Adelaide, Australia, PGC Publishing, p. 201-218.
25. Santa María D.A., Monreal, R., 2002a, La Formación Los Picachos, en la Sierra de Los Chinos (Cerro el Álamo), Este-Central de Sonora, en VIII Encuentro en Geociencias: Hermosillo, Sonora, México, CESUES, 16-21.
26. Santa María D.A., Monreal, Ricardo, 2002b, La Formación Los Picacho (Cretácico Inferior) en la Sierra Los Chinos, Este-Central de Sonora, en XXVII Semana Cultural de Geología: Hermosillo, Sonora, México, Universidad de Sonora (DCEYN), Departamento de Geología, 20 p
27. Sillitoe, R.H., 1972, A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 67, p. 184-197. 1973, The tops and bottoms of porphyry copper deposits: *Economic Geology*, v. 68, p. 799-815. 1980, Types of porphyry molybdenum deposits: *Mining Magazine*, v. 142, p. 550-553. 2003, Iron oxide-copper-gold deposits: An Andean view: *Mineralium Deposita*, v. 38, p. 787-812. 2010, Porphyry copper systems: *Economic Geology*, v. 105, p. 3-41.
28. Sillitoe, R.H., and Hedenquist, J.W., 2003, Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits: *Society of Economic Geologists, Special Publication no. 10*, p. 315-343.
29. Skirrow, R.G., 2010, "Hematite-group" IOCG + U ore systems: Tectonic settings, hydrothermal characteristics, and Cu-Au and U mineralizing processes: *Geological Association of Canada, Short Course Notes*, v. 20, p. 39-59.
30. Skirrow, R.G., and Walshe, J.L., 2002, Reduced and oxidized Au-Cu-Bi iron oxide deposits of the Tennant Creek inlier, Australia: An integrated geologic and chemical model: *Economic Geology*, v. 97, p. 1167-1202.
31. Skirrow, R.G., Bastrakov, E., Davidson, G.J., Raymond, O., and Heithersay, P., 2002, Geological framework, distribution and controls of Fe-oxide Cu-Au deposits in the Gawler Craton: II. Alteration and mineralization, in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*, v. 2: Adelaide, Australia, PGC Publishing, p. 33-47.
32. Xavier, R.P., Monteiro, L.V.S., Souza Filho, C.R., Torresi, I., Carvalho, E.R., Dreher, A.M., Wiedenbeck, M., Trumbull, R.B., Pestilho, A.L.S., and Moreto, C.P.N., 2010, The iron oxide copper-gold deposits of the Carajás Mineral Province, Brazil: An updated and critical review, in Porter, T.M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*, v. 3: Adelaide, Australia, PGC Publishing, p. 285-30.

**Nueva información sobre el origen de la fluorita a partir de datos de inclusiones fluidas y de halógenos de las cuevas-El Realito-El Refugio, S.L.P.**

González-Partida, E.<sup>1</sup>, Díaz-Carreño, E.<sup>4</sup>, Camprubí-i Cano, A.<sup>3</sup>, Canet-Miquel, C.<sup>2</sup>, González-Ruiz, L. E.<sup>4</sup>, Cienfuegos-Alvarado, E.<sup>3</sup>, Morales-Puente, P.<sup>3</sup> y Vásquez-Ramírez, J.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla; Apartado postal 1-742, C.P. 7600, Querétaro, Qro., México.*

<sup>2</sup>*Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F. (México).*

<sup>3</sup>*Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F. (México)*

<sup>4</sup>*Geología Minería y Consultoría, Cipreses 1904 f. Jarica Querétaro, Qro., México.*

*Correspondencia edgopa@gmail.com*

**Resumen**

En Las Cuevas, El Realito y El Refugio la mineralización se emplaza principalmente en una zona de karst desarrollado sobre la traza de una falla regional que pone en contacto tanto a ignimbritas y tobas riolíticas con las calizas de estratificación masiva de la Formación El Abra. La mineralización consiste en complejos cuerpos en forma de mantos y chimeneas que al profundizar se adelgazan y acuan hasta desaparecer, tienden a la verticalidad y presentan estratificación gradual con material clasificado correspondiendo a fragmentos de roca volcánica y caliza hasta de 1 m de

diámetro en una matriz detrítica arcillosa, la caliza afectada por disolución en la vecindad de las cavernas fueron un ambiente favorable para el emplazamiento de la fluorita, al igual que los sedimentos intra-clásticos. La mena se presenta en una variedad de texturas que va de sacaroidea, relleno de geodas, botroidal, estalactitas, columnar, de brechas y está rodeada por un halo de caolinización. La caliza encajonante está recristalizada.

Las temperaturas de homogenización (Th) en las Cuevas son de Th°C = 60° a 110°C.

En El Refugio los valores variaron en el orden de Th = 77°C a 114°C y en El Realito de Th = 56° a 89°C. Los halógenos están en el rango de 204 a 1199 ppb, el Br entre 0.3 a 1.4 ppb, el Li entre 0.8 a 6,8 ppb, el K entre 15 a 105 ppb y el Na entre 106 a 2689 ppb. Esta información permite interpretar una participación importante de aguas de naturaleza meteórica que muy posiblemente diluyo el fluido mineralizante, propiciando las bajas temperaturas y salinidades observadas en todos los cuerpos minerales.

**Introducción**

México cuenta con una amplia riqueza de minerales en todo el territorio nacional, tanto en minerales metálicos como en no metálicos. En nuestro país se encuentran yacimientos de clase mundial. Actualmente México destaca en la producción de minerales no metálicos (fluorita, celestina y barita). Ocupando el 1er lugar a nivel mundial en la producción de fluorita (USGS, 2012). El Estado de San Luis Potosí es el primer productor de fluorita en el país, tal

mineral es extraído de la mina “Las Cuevas” se localiza en la población de Salitrera, municipio de Villa de Zaragoza, al Sur del Estado de San Luis Potosí, sus coordenadas geográficas son: 21° 56′ 25″ de Latitud Norte y 100° 32′ 25″ de Longitud Oeste, al Sur de la cabecera municipal de Rio Verde, 3 Km al Poniente del poblado de el Zapote. La producción de la fluorita se utiliza en la industria metalúrgica, la fluorita está en la gasolina, en los combustibles nucleares, en los circuitos integrados, también en los revestimientos antiadherentes y en las cremas dentales. La fluorita se combina con ácido sulfúrico y se transforma en ácido fluorhídrico (HF), que se produce por la reacción química del cloro y el ácido sulfúrico a 250°C. El ácido fluorhídrico se emplea en varios procesos industriales, como la manufactura de gases refrigerantes para aires acondicionados, que no dañan el medio ambiente, refrigeradores y congeladores, o como propelente en la manufactura de gasolina y en el procesamiento de acero inoxidable. Por otra parte, la fluorita se utiliza en la industria del acero; en la producción de cemento así como de aluminio, comúnmente usado para reducir costos de electricidad, además de la refinación de gasolina, solventes, refrigerantes, espumantes, en la industria química; en la cerámica, entre otros (Mexichem-Fluor, 2010). Los principales estados productores de fluorita en nuestro país son San Luis Potosí (84.8%) y Coahuila (15.2%), produciendo entre ambas entidades el 100% del total nacional (INEGI, 2010).

Los yacimientos minerales en el Estado de San Luis Potosí corresponden a cuerpos de grandes dimensiones formados en el contacto de las rocas carbonatadas con las rocas volcánicas

terciarias. Los depósitos son explotados por el método de tumbe por subniveles, el cual consiste en realizar el tumbe del mineral entre niveles, cuya distancia entre los mismos es variable.

### Generalidades

El área de estudio se ubica en la porción Sur del Estado de San Luis Potosí, en la población de la Salitrera, municipio de Villa de Zaragoza. Ocupa una superficie de 658.90 Km<sup>2</sup> que representa el 1.07% del territorio estatal, con una altitud de 1878 msnm. Sus coordenadas geográficas son: 21° 56′ 25″ de Latitud Norte y 100° 32′ 25″ de Longitud Oeste. Como puntos intermedios entre San Luis Potosí y la mina Las Cuevas, están los poblados de San Antonio de la Saucedá, Villa Zaragoza, la Cieneguilla, Puerto del Ranchito y Ranchito de Juárez. De acuerdo a la categorización establecida por Labarthe et al. (1987, 1980, 1982 y 1984), el área de estudio se ubica en el sector de convergencia de cuatro unidades geomorfológicas que, comenzando por el Norte y en sentido de las manecillas del reloj, se denominan: (A) Sierra de Álvarez, (B) El Órgano, (C) Caldera de Milpa Grande y (D) Santa María.

### El yacimiento

La mineralización se emplaza principalmente en una zona de karst desarrollado sobre la traza de una falla regional que pone en contacto tanto a ignimbritas y tobas riolíticas con las calizas de estratificación masiva de la Formación El Abra.

La mineralización consiste en cuerpos complejos en forma de mantos que a profundidad se adelgazan y acuan hasta desaparecer, tienden a la verticalidad y

presentan estratificación gradual con material clasificado correspondiendo a fragmentos de roca volcánica y caliza de hasta 1 m de diámetro en una matriz detrítica arcillosa, la caliza afectada por disolución en la vecindad de las cavernas fueron un ambiente favorable para el emplazamiento de la fluorita, al igual que los sedimentos intraclásticos. La mena se presenta en una variedad de texturas que va de sacaroidea, relleno de geodas, botroidal, estalactitas, columnar, de brechas y está rodeada por un halo de caolinización. La caliza encajonante esta recristalizada.

## Resultados

### *a.- Inclusiones Fluidas*

Las inclusiones fluidas (IF) fueron analizadas en cuarzo, calcita y principalmente fluorita, los resultados criométricos, muestran una salinidad de 0.18 % eq. en peso de NaCl y las temperaturas promedio de homogenización (Th) en las Cuevas son de 60° a 110°C. La naturaleza diluida de los fluidos mineralizantes en el Distrito minero de Las Cuevas, permiten interpretar una participación importante de aguas de naturaleza meteórica que muy posiblemente diluyo el fluido mineralizante propiciando las bajas temperaturas y salinidades observadas en todos los cuerpos minerales. En el Refugio los valores variaron en el orden de Th = 77°C a 114°C y en El Realito de Th = 56° a 89°C.

### *b.- Halógenos.*

Los elementos del grupo de los halógenos se han venido utilizando desde hace varios años como trazadores geoquímicos del origen de los fluidos. Debido a la naturaleza conservativa que tienen tanto el Cl- como el Br- en solución al no

intervenir en la mayoría de las reacciones diagenéticas agua-roca. Los halógenos son unos constituyentes muy importantes de las aguas de formación sedimentarias. El Cloro es normalmente el anión mayor, constituyendo más del 90% de los mismos. Se considera que los halógenos se comportan en forma conservativa, es decir, que no intervienen en interacciones diagenéticas agua-roca. Esto es debido a que en las rocas sedimentarias clásticas y en los carbonatos prácticamente no existen minerales halogenados formadores de las mismas. La única circunstancia en la que las interacciones agua-roca son importantes es cuando el agua entra en contacto con cuerpos de sal. Aparte de en los minerales evaporíticos, el Cl se encuentra en pequeñas cantidades en los minerales hidroxilados, como las micas o el apatito. Estos minerales posiblemente producen muy poco efecto sobre la concentración del Cl en las aguas de formación sedimentarias. El Br y el I están considerados como elementos no formadores de minerales en cuencas sedimentarias, pero pueden presentarse concentrados en rocas arcillosas ricas en materia orgánica. El flúor existe bajo la forma de fluorita y es probablemente el único halógeno que puede interaccionar fuertemente con la roca encajonante.

Se realizaron estudios de geoquímica de halógenos (González-Partida *et al.*, 2015) analizados en el laboratorio de D. Banks en la Universidad de Leeds Inglaterra, utilizando el método convencional “*crush-leach solutions*”. Los halógenos están en el rango de 204 a 1199 ppb, el Br entre 0.3 a 1.4 ppb, el Li entre 0.8 a 6,8 ppb, el K entre 15 a 105 ppb y el Na entre 106 a 2689 ppb.

Esta información permite interpretar una participación importante de aguas de

naturaleza meteórica que muy posiblemente diluyó el fluido mineralizante propiciando las bajas temperaturas y salinidades observadas en todos los cuerpos minerales.

## Referencias

1. González-Partida, E., Díaz-Carreño, E., Camprubí-i Cano, A., Canet-Miquel, C., González-Ruiz L. E., Cienfuegos-Alvarado E., Morales-Puente P., Vásquez-Ramírez J. Origen de la fluorita a partir de datos de inclusiones fluidas y de alógenos de Las Cuevas-El Realito-El Refugio.SLP.BSGM (sometido).
2. INEGI (2010)
3. Labarthe, G y Tristán, M. (1978) Cartografía geológica Hoja San Luis Potosí Inst. Geol. Metal. Folleto Técnico N°59, 41p.
4. Labarthe, G y Tristán, M. (1980) Cartografía geológica Hoja Santa María del Río, S.L.P.: Inst. Geol. Metal. Univ. Aut. S.L.P., Folleto Técnico N° 67, 32 p.
5. Labarthe, G, Tristán, M. y Aranda, J. (1982) Revisión Estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Edo. de San Luis Potosí: Inst. Geol. Metal. Folleto Técnico N° 85, 208 p.
6. Labarthe, G y Tristán, M. (1984) Cartografía geológica 1:50,000 Hoja La Salitrera: Instituto de Geología y Metalurgia. Folleto Técnico No.94. pp. 85.
7. Mexichem-Fluor, (2010) Planta de beneficio de jales, MEXICHEM FLUOR, S.A. de C.V. "Unidad las Cuevas", comunidad la Salitrera, municipio de Zaragoza, S.L.P.
8. Mexichem S. A. B. de C. V. (2010), Fluor. Consultado el 26 de Mayo del 2011, En: <http://www.mexichem.com/Fluor/fluor.html>.
9. USGS (2012) Fluorspar. Consultado el 4 de abril de 2014 en: <http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/commodity/fluorspar/mcs-2013-fluor.pdf>.

## Mineralización de sulfuros masivos volcánicos (VMS) alojados en el Sub-terreno Tloloapan: área de Tlanilpa, Guerrero.

Gómez-Mosqueda, V.<sup>1\*</sup>, González-Partida, E.<sup>2</sup>, Corona-Chávez, P.<sup>1</sup>, Garduño-Monroy, V. H.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana San Nicolás de Hidalgo, Morelia, Michoacán.

<sup>2</sup> Centro de Geociencias, Universidad Autónoma de México, Campus Juriquilla, Santiago de Querétaro, Querétaro.

## Correspondencia

\*vyky.gomez@gmail.com

**Palabras Clave:** VMS, petrografía, mineralogía, inclusiones fluidas.

## Resumen

El depósito mineral tipo VMS Tlanilpa se encuentra en el estado de Guerrero, siendo aledaño a los depósitos minerales como Campo Morado, Rey de Plata y Tizapa entre lo más destacados (González-Partida *et al.*, 1988). Por medio de la observación petrográfica de la roca encajonante se encontró que predominan rocas carbonatadas donde se encontraron minerales de segregación como cuarzo y calcita, algo de micas, materia orgánica, y texturas de pliegues principalmente. Con ayuda de la minerografía se determinaron fases de mineralización como sulfuros; piritita, galena, esfalerita, entre los más abundantes. Debido a que ciertos minerales no se pudieron identificar con el microscopio minerográfico se recurrió al MEB-EDS, así como a la Espectrometría de Infrarrojo y Difracción de Rayos X con la finalidad de comprobar las fases minerales presentes. Con ayuda de estas técnicas se identificaron fases primarias y secundarias de formación de minerales. Los minerales encontrados fueron moscovita, cuarzo, calcita y barita.

Se realizaron estudios de micro-termometría de inclusiones fluidas en



muestras de cuarzo y calcita hidrotermales con la finalidad de determinar las condiciones termodinámicas de los fluidos presentes. Se determinó la temperatura mínima de atrapamiento para estas inclusiones (Th) que oscila en un rango de 174.86-215.06°C, al igual que una salinidad de 9.86-18.63 %wteq.NaCl, una temperatura de enfriamiento Tff de -5 a -11.64°C. Los cuales nos ayudan a considerar que se trata de un depósito tardío, de poca profundidad más cercano a la zona de plataforma ya asociado directamente a un sistema hidrotermal.

### Introducción

Los yacimientos de sulfuros masivos emplazados en rocas volcánicas o volcano-sedimentarias (VMS, por sus siglas en inglés Volcanogenic Massive Sulphide) constituyen una de las fuentes principales de Zn, Cu, Pb, Ag y Au en el mundo (Lydon, 1996; Franklin et al., 2005). Representan una fuente importante en la producción mundial de metales base. Además de contener otros elementos de gran importancia económica, como oro y plata. Los depósitos VMS se definen como acumulaciones de sulfuros de metales formados en o cerca de la superficie del fondo del mar a partir de sistemas hidrotermales convectivos, que contienen variadas proporciones de agua marina evolucionada y fluidos magmático-hidrotermales (Galley et al., 1996). Estos se han formado en distintos períodos de tiempo, desde el Arcaico hasta la época actual, variando en tiempo y espacio de acuerdo al contexto geotectónico donde se desarrollan.

En México se conocen entre 60 y 70 depósitos minerales clasificados como

VMS, distribuidos entre el oeste y centro del país (Miranda-Gasca *et al.*, 2000; Sherlock y Michaud *et al.*, 2000). Su ubicación abarca un amplio rango de afinidad litológica que va desde rocas muy antiguas metamórficas, como gneis y esquistos, pasando por rocas volcánico-sedimentarias del Jurásico-Cretácico, hasta rocas volcánicas continentales del Cretácico Superior. Siendo afines tanto a ambientes de tipo oceánicos como continentales del Terreno Guerrero (Campa and Coney *et al.*, 1985).

### Localización del área de estudio

La localidad se encuentra dentro del municipio Pedro Ascencio de Alquisiras, en el estado de Guerrero, cuenta con una población de 277 habitantes, y una elevación promedio de 1800 msnm, encontrándose entre los límites estatales de Guerrero y México (Figura 1).



Figura 1. Localización de zona de estudio.

### Método

Se realizó una salida a campo para reconocimiento de la zona, corroboración de la geología de la zona con la existente en las cartas del SGM, y un mapa preliminar de la zona de estudio que se realizó en base a la información existente y las geoformas, se realizó una sección longitudinal del cuerpo mineralizado para

la observación de este con la roca encajonante.

Se recolectaron 33 muestras de las cuales se hizo una clasificación para ver cuáles de las muestras se les iba a realizar determinado proceso para su descripción. Dentro del trabajo de laboratorio se realizaron láminas delgadas para petrografía, briquetas pulidas a espejo para minerografía y microscopio de barrido con EDS, secciones doblemente pulidas para inclusiones fluidas (clasificación de inclusiones fluidas con petrografía) y molido de roca en polvos finos para difracción de rayos X y espectrometría de infrarrojo.

## Resultados

Los cuatro depósitos principales alojados dentro del Sub-Terreno Teloloapan, tiene características similares en cuanto a la roca encajonante de los Sulfuros Masivos Volcánicos. Con una unidad metamorfoseada en facies de esquistos verdes, imbricadas internamente por fallas de bajo ángulo. La mineralización ocurre en lentes de sulfuros individuales asociados estrechamente con rocas volcánicas félsicas o rocas vulcanoclásticas y con rocas sedimentarias clásticas carbonosas (Figura 2). La edad de la mineralización en la zona de estudio está relacionada muy estrechamente con las edades calculadas para la mineralización de los depósitos del Sulfuros Masivos Volcánicos del Terreno Guerrero. (Mortensen *et al.*, 2008). Las dataciones de los diferentes depósitos VMS dentro del Terreno Guerrero corresponden del Jurásico Superior al Cretácico Temprano.

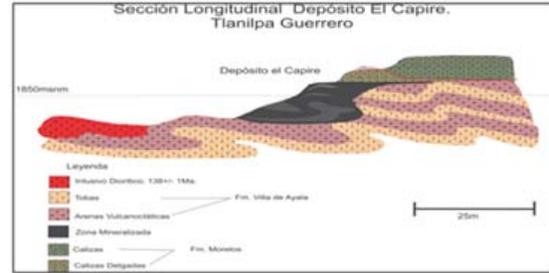


Figura 2. Sección Depósito Tlanilpa. Ubicación zona mineralizada y su relación roca caja.

Mediante el análisis minerográfico de las zonas mineralizadas en el depósito mineral se observaron los siguientes minerales. En orden de abundancia dentro de los estratos mineralizados en el depósito son el Esfalerita ( $ZnS$ ), Galena ( $PbS$ ), Pirargirita ( $Ag_3SbS_3$ ) (Se realizó MED-EDS para comprobar este sulfuro), Pirita ( $FeS_2$ ), Calcopirita ( $CuFeS_2$ ) principalmente.

Corroborando los datos obtenidos de MEB-EDS para identificar la composición elemental de algunas fases minerales, tenemos que la composición elemental de lo que se supone es la mena de plata que se está buscando en una fase isomorfa. Encontramos que las zonas donde se realizaron los análisis puntuales se obtienen elementos en forma cualitativa de Sb, S, Cu en mayores proporciones y As y O como minoritarios

Concretamente en los espectros obtenidos en las 8 analizadas con Espectrometría de infrarrojo muestras de la zona mineralizada analizados nos podemos dar cuenta que se trata de una mezcla de fases debido a la gran cantidad de curvas que presenta el espectro, no se trata de una ola especie lo cual concuerda con lo observado en la otras técnicas utilizadas tenemos fases minerales mezcladas. Dentro de los grupos funcionales que se identificaron en los espectros tenemos,

grupo del OH, relacionado a la presencia de fases de arcilla ya también e relaciona al grupo funcional de OH-Al en este caso concretamente de caolinita, debido a que el espectro es típico de esta fase. Identificándose de la misma manera el grupo funcional de CO<sub>3</sub> correspondiente a la fase de carbonatos, tenemos así mismo el grupo funcional de Si-O, perteneciente a los silicatos de los cuales tenemos fases como cuarzo, moscovita, arcillas, entre los más abundantes, de acuerdo a la espectroscopia de infrarrojo (Figura 3).

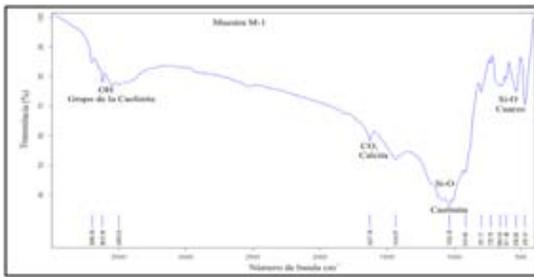


Figura 3. Espectrómetro de Infrarrojo muestra M-1.

Dentro de las fases minerales más abundantes que se han identificado con ayuda de difracción de rayos X son galena, esfalerita, pirita, cuarzo, moscovita, calcita, la fase isomorfa de pirargirita-proustita, entre las más abundantes e importantes fases del depósito mineral (Figura 4).

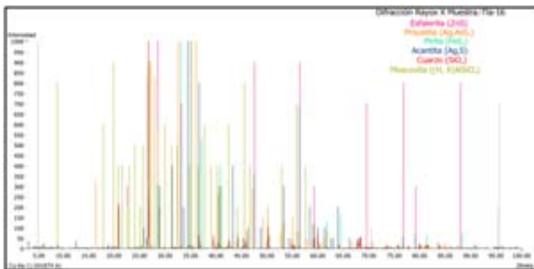


Figura 4. Difractograma de muestra Tla-16, depósito Tlanilpa. Fases minerales identificadas.

Se realiza un análisis petrográfico previo al análisis con el microscopio de microtermometría para distinguir las familias de inclusiones y elegir las que mejor se puedan observar y las más representativas. En el análisis se encontró con inclusiones primarias bifásicas con fase líquida dominante en una porción de grado de 0.90 a 0.95. También algunas secundarias y pseudosecundarias que no son de utilidad para el análisis de microtermometría. Las inclusiones se encuentran principalmente en minerales de cuarzo y calcita (Figura 5).

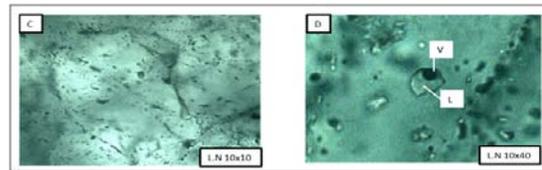


Figura 5. Petrografía de inclusiones fluidas. Clasificación y caracterización.

Como se puede observar en la Tabla 1 a la que se homogenizan las fases de las inclusiones fluidas van de 165°C a 230°C, las temperaturas de fusión final en rangos de -5°C a -15°C, de estos datos determinamos la salinidad equivalente que va en valores de 7.86 a 15.61 % Wt NaCl eq. Con una presión de 7.55 a 11.45 bars, y soportando una columna hidrostática durante la salida de sulfuros de 68.3 a 106.65m.

Tabla 1. Datos de microtermometría de inclusiones fluidas.

Muestra	Mineral	Th °C Rango	Th °C Promedio	Tjf °C Rango	Tjf °C Promedio	%steq. NaCl Promedio	Presión (bars)	Columna Hidrostática (m)
TLA #1	Cuarzo	170-210	189.02	-9 a -8.8	-9.1	12.96	11.45	106.65
TLA #2	Cuarzo	180-192	185.59	-9.3 a -9	-9.12	12.99	10.32	94.62
TLA #3	Cuarzo	185-215	199.37	-10 a -9.5	-9.74	13.66	14.2	135.5
TLA #4	Calcita	200-230	215.06	-15 a -14	-14.34	18.63	18.4	173.6
TLA #5	Cuarzo	190-220	201.71	-9.1	-9.1	12.96	14.2	135.35
TLA #6	Calcita	170-220	187.5	-12 a -11	-11.64	15.61	10.9	97.35
TLA #7	Calcita	165-190	174.86	-5	-5	7.86	7.55	68.3

**Conclusiones**

El depósito de Sulfuros Masivos Volcanogénicos (VMS) de la zona de Tlanilpa ha sido caracterizado en este trabajo como un yacimiento de Zn-Pb-Ag, localizado en el Sub-Terreno Teloloapan con una edad mínima de mineralización de 138.7+/-1 Ma (Rhys *et al.*, 2000) y estrechamente ligado a los depósitos dentro del mismo Sub-Terreno Teloloapan como son Campo Morado, Rey de Plata, Azulaquez y Apixtla, asociados a centros volcánicos submarinos bimodales y mineralización relacionada a unidades de tobas y lavas volcánicas félsicas.

Desde el punto de vista petrográfico las muestras recolectadas fueron principalmente lutitas carbonosas, filitas, calizas y andesitas. Los minerales observados fueron moscovitas, cuarzo y calcita de segregación, presencia de materia orgánica y milonitas, lo cual, nos indica que la roca estuvo sujeta a esfuerzos de deformación.

La mineralogía de la zona de estudio se basa en fases minerales como Esfalerita, Galena, Pirargirita (Determinada esta fase por MEB-EDS), Pirita y Calcopirita en orden de abundancia dentro de la zona mineralizada. Determinada por medio de análisis minerográfico de sólidos pulidos. Lo que lo clasifica en base al contenido

de metales base y sus fases minerales como un tipo VMS de Zn-Pb-Ag.

Tabla 2. Sucesión paragenética de especies minerales.

Fase Mineral	Etapas 1	Etapas 2	Etapas 3
Esfalerita	██████████		
Galena	██████████		
Proustita	██████████		
Acanita	██████████		
Argentita	██████████		
Pirita	██████████	██████████	██████████
Calcopirita	██████████		
Cuarzo	██████████	██████████	
Calcita		██████████	
Barrita	██████████		
CaO			██████████
Moscovita			██████████
Clorita			██████████
Caolinita			██████████
Yeso			██████████

Al igual que se determinaron algunas fases minerales de las cuales ya se tenía noción de que pudieran estar presentes en la zona mineralizada, mediante estudios de Difracción de Rayos X, determinamos fases como Esfalerita, Galena, Pirita, Calcopirita, Calcita, Cuarzo, Pirargirita, Proustita, entre las fases más abundantes.

Con base en los resultados de las técnicas anteriores y por medio de las relaciones texturales, así como la determinación de la asociación mineralógica de mena y ganga del depósito de Tlanilpa, se propone aquí una secuencia paragenética de formación de las especies minerales con la finalidad de visualizar la secuencia

de formación de los mismos así como relacionarlos con los datos de temperatura y presión principalmente obtenidos mediante inclusiones fluidas para posteriormente discutir una propuesta de un modelo genético del yacimiento (Tabla 2).

Con los datos de microtermometría relacionados a la ubicación litológica de las muestras en la representación grafica de la podemos concluir que cuando un fluido se encuentra a más profundidad, es más salino y por tanto necesita mayor presión para conservar el equilibrio, así es como es mayor la columna hidrostática que soporta en el momento de que son expulsados los sulfuros. Para tener datos exactos de las condiciones de atrapamiento de las inclusiones fluidas se debe recurrir a análisis de pares isotópicos de los sulfuros para conocer datos exactos de cuando quedaron atrapadas las inclusiones fluidas. Donde se dará la temperatura bajo la cual los isotopos de azufre se encontraron en equilibrio (Figura 6).

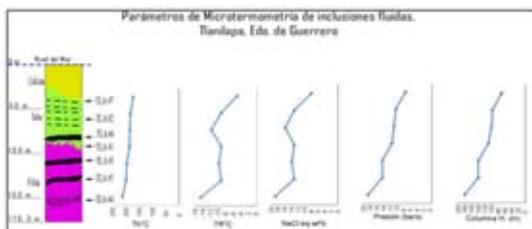


Figura 6. Datos de microtermometría asociados a la litología de la zona de estudios Tlanilpa.

## Referencias

1. Campa M. F. y Coney P. (1985) Tectonostratigraphic terranes and resources distribution in México. Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, pp.1040-1051.
2. Miranda-Gasca M. A. (2000) The metallic ore-deposits of the Guerrero Terrane, western México: an overview. Journal of South American Earth Sciences. V. 13, p.p 403-413.
3. Rhys, D., Eons, G. y Ross, K., (2000) Geological setting of deformed VMS-type mineralization in the Azulaquez-Tlanilpa area, northern Guerrero State, México. In: Sherlock, R.L., and Logan, M.A.V. (eds.), Volcanogenic Massive Sulphide Deposits of Latin America, Geological Association of Canada Special Publication 2, 113-133.
4. González-Partida E. y Torres-Rodríguez, V. (1988) Evolución tectónica de la porción Centro-Occidental de México y su relación con los Yacimientos Minerales Asociados. Geofísica Internacional, 27/4, 543-581.
5. Talavera-Mendoza, O., Ramírez, E. J. y Guerrero-Suástegui, M. (1995) Petrology and Geochemistry of the Teloloapan Subterrene, a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc: Geofísica Internacional, v. 34, p.p 3-22.
6. Centeno-García E, Guerrero-Suastegui M y Talavera-Mendoza O. (2008) The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. The Geological Society of America. Special Paper 436.

## Sesión Geoquímica Analítica

### Técnica multi-dimensional en la geoquímica de rocas sedimentarias

Verma, S. P.

*Departamento de Sistemas Energéticos,  
Instituto de Energías Renovables,  
Universidad Nacional Autónoma de  
México, Temixco, Morelos 62580,  
México.*

*Correspondencia spv@ier.unam.mx*

**Palabras clave:** diagramas de discriminación, arco, rift continental, colisión, ambiente tectónico

### Introducción

En la geoquímica de rocas sedimentarias, diferentes diagramas de discriminación han sido ampliamente usados con el propósito de conocer los ambientes tectónicos así como la procedencia. Sin embargo, dada la naturaleza multivariada del origen de las rocas sedimentarias, algunos investigadores mantienen que, mediante la geoquímica, no se puede inferir el ambiente tectónico. Además, una evaluación objetiva ha demostrado que los diagramas existentes basados en elementos mayores no funcionan adecuadamente para inferir el ambiente tectónico. Por lo tanto, es importante lograr una solución al respecto si queremos usar la geoquímica de rocas sedimentarias para descifrar el ambiente tectónico o la procedencia.

### Solución del problema

Las composiciones se caracterizan por el problema de suma constante y representan un campo cerrado, por lo que ellas no pueden cumplir con la condición de la distribución normal o Gaussiana requerida por los diagramas bivariados. La solución a este problema clásico ha sido proporcionada por tres tipos de transformaciones logarítmicas: la relación-log tipo aditiva (*additive log-ratio*, alr) y la relación-log tipo centrada (*centred log-ratio*, clr), ambas propuestas por Aitchison, y la relación-log tipo isométrica (*isometric log-ratio*, ilr) por Egozcue *et al.*

Para las rocas ígneas, la transformación alr fue usada por Verma y colaboradores para proponer nuevos diagramas multi-dimensionales tectonomagmáticos. Sin embargo a la fecha para las rocas sedimentarias, solamente un trabajo con dos nuevos diagramas ha sido publicado.

### Resultados

Dos nuevos diagramas multi-dimensionales fueron propuestos por Verma y Armstrong-Altrin (2013) para la discriminación del ambiente tectónico de los sedimentos clásticos. Uno de ellos fue diseñado para las muestras con alto contenido del sílice [ $(\text{SiO}_2)_{\text{adj}} = >63\% - \leq 95\%$ ], mientras que el otro fue para las rocas con relativamente bajo contenido de sílice [ $(\text{SiO}_2)_{\text{adj}} = 35\% - 63\%$ ]. Los diagramas permiten la discriminación de tres ambientes tectónicos (arco, rift o zona de extensión, y colisión) para los sedimentos y rocas sedimentarias (Figura 1).

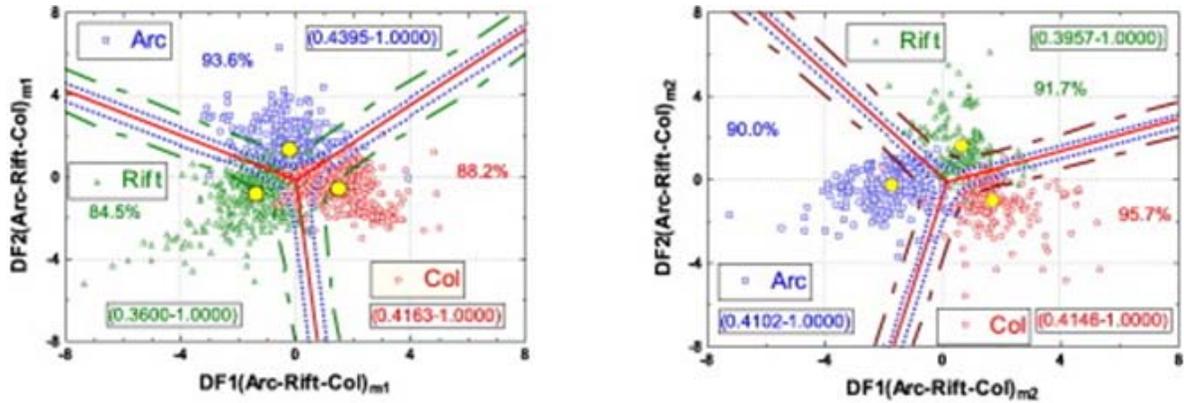


Figura 1. Dos diagramas de discriminación tectónica para rocas sedimentarias clásticas (Verma y Armstrong-Altrin, 2013). Los tres ambientes discriminados son: arco (ambos tipos oceánicos y continentales), rifts continentales o zonas de extensión, y colisión. Las fronteras de los campos se demuestran con líneas o curvas continuas, mientras que las de 70% y 90% de probabilidades con rayas discontinuas.

Una complejidad para el uso de estos diagramas consta por que se requiere de las ecuaciones complejas para calcular las dos funciones discriminantes y graficar

los datos en los diagramas (Figura 1). Estas ecuaciones (Ec. 1 y 2 para el alto-sílice y 3 y 4 para el bajo-sílice) se reproducen a continuación.

$$DF1_{(Arc-Rift-Col)_{m1}} = (-0.263 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (0.604 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1.725 \times \ln(Fe_2O_3^t/SiO_2)_{adj}) + (0.660 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (2.191 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.144 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-1.304 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.054 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.330 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) + 1.588 \quad (1)$$

$$DF2_{(Arc-Rift-Col)_{m1}} = (-1.196 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (1.064 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.303 \times \ln(Fe_2O_3^t/SiO_2)_{adj}) + (0.436 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.838 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (-0.407 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (1.021 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (-1.706 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.126 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 1.068 \quad (2)$$

$$DF1_{(Arc-Rift-Col)_{m2}} = (0.608 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (-1.854 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.299 \times \ln(Fe_2O_3^t/SiO_2)_{adj}) + (-0.550 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.120 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.194 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-1.510 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (1.941 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.003 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 0.294 \quad (3)$$

$$DF2_{(Arc-Rift-Col)_{m2}} = (-0.554 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (-0.995 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.299 \times \ln(Fe_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1.391 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (-1.034 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.225 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (0.713 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.330 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.637 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 3.631 \quad (4)$$

En estos diagramas, las fronteras de los campos tectónicos se obtienen mediante el cálculo de las probabilidades. El trabajo reporta también ejemplos de aplicación a las rocas Precámbricas, mientras que otro trabajo presenta ejemplos adicionales de su aplicación.

Aunque ya se han propuesto dos diagramas para las rocas sedimentarias, aún falta mucho por hacer ya que, para las rocas ígneas, 50 nuevos diagramas han sido propuestos y ampliamente usados; de los cientos de trabajos publicados sobre estos diagramas, aquí se mencionan sólo unos cuantos. Por otro lado, para las nuevas propuestas de diagramas multi-dimensionales aún falta por emplear la transformación  $ilr$  y las pruebas de discordancia para la distribución tipo multi-normal.

## Conclusiones

Se concluye que los primeros dos diagramas multi-dimensionales han sido propuestos y usados para su aplicación a rocas sedimentarias clásticas. Sin embargo, aún está pendiente mucho más trabajo con el fin de lograr un avance muy significativo en el campo de la geoquímica de rocas sedimentarias, similar al que ha sido realizado para las rocas ígneas.

## Referencias

1. Verma, S. P. y Armstrong-Altrin, J. S. (2013). New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chemical Geology*, v. 355, p. 117-133.

### Comparación del método de extracción asistida por microondas contra el método convencional de extracción secuencial en la preparación de muestras de rocas sedimentarias para la extracción de biomarcadores.

Montiel-García, P. C., Quiroz-Acuña, M. C., López-Álvarez, E. G., Flores-Castro, K., Castañeda-Ovando, E. P. y Cruz-Chávez, E.

*Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería, Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, Ciudad Universitaria, Carretera Pachuca-Tulancingo, Km 4.5, Col. Carboneras, C.P. 42184, Mineral de la Reforma, Hidalgo.*

*Correspondencia* [pmontiel@uaeh.edu.mx](mailto:pmontiel@uaeh.edu.mx)

**Palabras clave:** Extracción asistida por microondas, materia orgánica, biomarcadores, rocas sedimentarias

## Introducción

La composición y la distribución de carbono orgánico preservado en rocas sedimentarias pueden proporcionar información de gran alcance acerca de las

características geoquímicas de la sedimentación. (Vandenbroucke y Largeau, 2007). En este sentido, la geoquímica orgánica se centra en la identificación de los hidrocarburos alifáticos y especialmente sobre los biomarcadores moleculares que proporcionan información valiosa acerca del origen de la materia orgánica y las transformaciones que tuvieron lugar durante la sedimentación (oxidación, biodegradación y transporte) y diagénesis (Peters y Moldowan, 1993; Olcott *et al.*, 2005; Bowden *et al.*, 2006).

En aquellos casos en que la materia orgánica se ha conservado como materia orgánica semideposicional, muy poca está presente como materia orgánica extraíble, básicamente consiste en n-alcenos, metil-alcenos y biomarcadores policíclicos complejos como hopanos y esteranos. La materia orgánica extraíble en concentraciones traza implica un proceso de extracción cuidadoso y un proceso analítico preciso debido a que incluso una ligera contaminación podría comprometer los resultados obtenidos. Además, los compuestos orgánicos extraíbles tienden a quedar atrapado en la matriz de arcilla del mineral o para ser adsorbido en la macromolécula compleja insoluble que es el kerógeno, por lo tanto, la eficiencia del disolvente de extracción es altamente demandante (Olivares *et al.*, 2010).

El uso de métodos destructivos o invasivos, implica el aislamiento de compuestos orgánicos trazas de dicha matriz difícil, que sin duda implica un proceso largo con varios pasos repetitivos. De acuerdo con la literatura, se utilizan los procesos de clásicos de extracción que son largos, por lo general el más usado es la extracción convencional Soxhlet. Este método de

extracción requiere de gran cantidad de muestra (100-150 g) y de un largo tiempo de extracción (48-72 h) (Kettler, 1995; Sajnovic *et al.*, 2009).

Las extracciones asistidas por microondas (MAE) han sido investigadas para mejorar el proceso de extracción (Hawthorne *et al.*, 2000). Por el momento, ha sido el proceso más extendido en los últimos 10 años con el fin de extraer los compuestos orgánicos e inorgánicos en varias matrices, debido a sus características destacadas (Lopez-Avila *et al.*, 1994; Bartolomé *et al.*, 2005; Xu, *et al.*, 2008).

La preparación de muestras desempeña un papel esencial en la metodología analítica. La mayoría de los instrumentos de análisis son incapaces de manejar las matrices directamente y se requieren algunas formas de pre-tratamiento para extraer y aislar los analitos (Chen *et al.*, 2008). La preparación de muestras es considerado el paso potencialmente más contaminante del análisis, ya que por lo general requiere el uso de disolventes orgánicos (Sánchez-Prado, 2010). El uso de la energía de microondas en la preparación de muestras surgió por primera vez a principios de 1970s (Abu-Samra *et al.*, 1975). Específicamente, la extracción de compuestos orgánicos por irradiación de microondas apareció con el trabajo de Ganzler *et al.* (1986). Desde entonces, la técnica ha despertado el interés cada vez mayor, y ha sido ampliamente utilizado en la química analítica.

Las principales ventajas de MAE desde el punto de vista de la química verde son: reducción significativa de disolvente, lo que reduce la generación de residuos, acorta los tiempos de extracción y la

cantidad de muestra así como el consumo de energía y el costo (Letellier y Budzinski, 1999; Tobiszewski *et al.*, 2009).

Una de las principales ventajas utilizando MAE es la reducción del tiempo de extracción cuando se aplican las microondas. Esto puede atribuirse principalmente a la diferencia en el rendimiento de calentamiento empleado por la técnica de microondas y el calentamiento convencional. En el calentamiento convencional se necesita un período finito de tiempo para calentar el recipiente antes de que el calor se transfiera a la solución, mientras que las microondas calientan la solución directamente. Además MAE permite una reducción significativa en el consumo de disolvente orgánico, así como la posibilidad de ejecutar múltiples muestras simultáneamente. Estos son los criterios mínimos para las técnicas de preparación de muestras modernas y se cumplen todas en gran medida por el MAE. En consecuencia MAE es una atractiva alternativa a las técnicas convencionales (Eskilsson y Björklund, 2000).

Las microondas son ondas electromagnéticas compuestas por dos campos oscilantes perpendiculares: campo eléctrico y el campo magnético. (Zlotorzynski, 1995; Letellier y Budzinski, 1999). El principio de MAE se basa en el efecto directo de las microondas sobre las moléculas del sistema de extracción causado por dos mecanismos, de conducción iónica y rotación dipolar (Camel, 2000; Madej, 2009). La conducción iónica genera calor debido a la resistencia del medio al flujo de los iones. La migración de los iones disueltos provoca colisiones entre las moléculas, debido a que la dirección de

iones cambia tantas veces como el campo cambia de signo. La rotación dipolo está relacionada con el movimiento alternativo de las moléculas polares que tratan de alinearse con el campo eléctrico. Múltiples colisiones de esta agitación de las moléculas genera la liberación de energía y por lo tanto un aumento de la temperatura (Neas y Collins, 1988).

Cabe señalar que, a diferencia de las formas convencionales habituales de calentamiento (convección y conducción), el sistema de microondas calienta directamente, por lo que lleva a tiempos de extracción muy cortos. En los procesos de MAE, los analitos se pueden extraer en un solo disolvente o mezcla de disolventes que absorben fuertemente la energía de microondas; en una mezcla de disolventes con pérdidas dieléctricas del disolvente alta y baja; y también en un disolvente transparente a las microondas de una muestra de pérdidas dieléctricas altas (Sánchez-Prado, 2010).

Uno de los hitos en el desarrollo de estrategias de preparación de muestras ha sido la evolución de las tecnologías de microondas, principalmente después de la década de 1980's (Kingston y Jassie, 1988). Hoy en día esta tecnología se aplica no sólo en química analítica, sino también en la síntesis orgánica, reacciones inorgánicas, preparación de catalizadores, y otros campos (Kingston y Haswell, 1997). Incluso considerando que la tecnología de microondas ha mejorado algunas de las operaciones tradicionales de la química, todavía hay un largo camino por delante, ya que sólo un 10% de los laboratorios en el mundo están equipados por laboratorio diseñado con hornos de microondas (Nóbrega, *et al.*, 2002). Debido a lo anterior el objetivo de este trabajo de investigación está

enfocado a comparar el MAE contra el método convencional de extracción secuencial en la preparación de rocas sedimentarias para la extracción de compuestos orgánicos del bitumen y poder identificar los biomarcadores.

### Localización del área de estudio

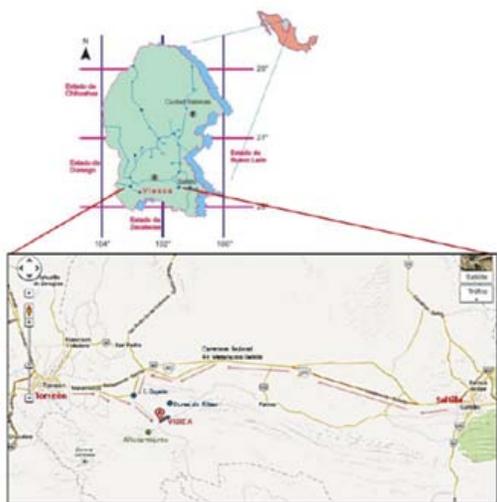


Figura 1. Mapa que muestra la ruta de acceso a Viesca. Coordenadas del afloramiento: 25° 20' N y 102° 49' W (Modificada de López, 2014).

El área de estudio pertenece al municipio de Viesca, estado de Coahuila, para llegar a esta zona hay que tomar la carretera federal Saltillo-Torreón km. 40, seguir la desviación al sureste hacia Emiliano Zapata y posteriormente a Viesca, se toma el acceso de terracería de 3 km. en dirección oeste. El afloramiento de donde se tomaron las muestras se encuentra en la sierra El Álamo entre la sierra La Cadena y la unidad El Manco.

### Método

La Formación La Casita en el Cañón El Álamo está representada por una secuencia de calcarenita-caliza-lutita, donde se levantaron una muestra de lutita

(Vie 21) y una muestra de caliza (Vie 25) a las cuales se les retiro la roca afectada por intemperismo para obtener una muestra sana, se introdujeron las muestras de mano a una bolsa de polietileno transparente y se rotularon para su identificación, una vez recolectadas las muestras fueron trasladadas al Laboratorio de Geoquímica del Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo para el proceso de preparación.

El proceso de preparación de la muestras comienza con la trituración y molienda. Las muestras (Vie 21 y Vie 25) se trituraron con apoyo de la pica y se dejaron secar a temperatura ambiente para eliminar cualquier humedad que pudieran tener. Posteriormente se pulverizaron (7 min. aprox. las lutitas y 10 min. aprox. las calizas) en un pulverizador modelo Pulverisette 2, marca Fristch constituido por un mortero y un pistilo de ágata, material que impide que la muestra se contamine y permite la pulverización y la homogenización de la misma.

### Método Convencional de Extracción Secuencial (ES)

Tras obtener 100g de muestra molida de lutita (Vie 21) y de caliza (Vie 25) el sedimento se colocó en un matraz tipo balón de 1000 ml y se le adicionaron 250 ml de hexano (Hexano, marca Baker, grado HPLC). Después de haberse agitado manualmente, el matraz se colocó en una mantilla que por medio de un reóstato se controló la temperatura de ebullición del disolvente (68.85°C) y se ensambló a un refrigerante recto, manteniendo una circulación continua mediante bombeo. Alcanzado el punto de ebullición, permaneció en reflujo durante

50 horas ya que el refrigerante lo condensa y lo incorpora una y otra vez al matraz, coadyuvando con la extracción secuencial de la materia orgánica soluble (bitumen). Concurrido el tiempo se filtra (por gravedad) en un matraz balón de 500 ml, donde el disolvente conserva la riqueza orgánica de interés. La concentración del extracto se llevó a cabo por medio de un rotavapor de la marca Büchi. Mediante una pipeta Pasteur se recuperó el extracto y se depositó en viales de vidrio de 8 ml previamente pesados, con el fin de tener un control de la riqueza orgánica que se recuperó. En éstos viales se dejó secar el extracto a temperatura ambiente para eliminar el exceso de hexano. Para obtener la cantidad de bitumen y su relación con la cantidad de muestra, se pesó el vial al secarse el disolvente y por diferencia de peso se cuantificó la fracción soluble de la materia orgánica contenida en 100g de muestra.

Los extractos de bitumen obtenidos se utilizan para la identificación de biomarcadores a través de la técnica de Cromatografía de Gases-Masa, marca Hewlett Packard (HP) modelo 6890N con sistema de inyección splitless acoplado a un Espectrómetro de Masas marca HP modelo 5973N; las condiciones del operación del cromatógrafo fueron: columna de sílice fundida de 30 m largo x 0.25mm de diámetro, 0.25 mm de grosor; gas acarreador helio a un flujo de 1 ml/min; rampa de temperatura del horno T= 100°C /1 min, 20°C/min hasta 280°C y 280°C por 10 min; temperatura de inyección 250°C y volumen inyectado 1.0 µl. Todos los análisis fueron realizados en el modo SCAN. El Cromatógrafo esta acoplada a un Espectrómetro de Masas marca Hewlett Packard 6890N el cual tiene la cualidad de conseguir la

separación y cuantificación de todos los componentes individuales de una muestra. Por último, el único dato del que disponemos para la identificación de cada uno de ellos, es el tiempo de retención de los correspondientes picos cromatográficos utilizando el software HP-CHEM y la base de datos actualizada WILEY138 (López, 2014).

### **Método de Extracción Asistida por Microondas (MAE)**

Se pesaron 3 g de muestra de lutita (Vie 21) y de caliza (Vie 25) en vasos de teflón, adicionándoles 25 ml de mezcla de solventes acetona-hexano (1:1) grado HPLC (99.8% de pureza), los vasos se colocaron en un horno de microondas marca CEM, modelo MARS 5, versión 049031, con una potencia 1200 w, rampa 10:00 min, PSI 100, temperatura 110°C, tiempo de extracción 15 min y tiempo de enfriamiento 15 min. Las muestras se filtraron, utilizando papel filtro Whatman 40, el cual previamente fue tratado en Hexano para evitar cualquier humedad en el sedimento. El filtrado se colecto en un matraz balón de 250 ml y se colocó en un rotavapor marca Büchi modelo R-205 a una temperatura de 60°C con una rotación de 45 rpm para evaporar el exceso de disolvente hasta obtener aprox. 5 ml de extracto por muestra. El extracto se transfirió con ayuda de una pipeta Pasteur a un vial de vidrio (previamente pesado) y se le colocó una tapa de papel absorbente para permitir la evaporación total del disolvente y prevenir cualquier contaminación por partículas del aire. Una vez corroborado que no quedara disolvente en los viales, éstos se pesaron para obtener el peso de la Materia Orgánica soluble del sedimento (bitumen).

Los extractos obtenidos en los viales se analizaron mediante un Cromatógrafo de Gases, marca Hewlett Packard (HP) modelo 6890N con sistema de inyección splitless acoplado a un Espectrómetro de Masas marca HP modelo 5973N; las condiciones de operación del cromatógrafo fueron: columna de sílice fundida de 30 m largo x 0.25mm de diámetro, 0.25 mm de grosor; gas acarreador helio a un flujo de 1 ml/min; rampa de temperatura del horno T= 70°C /1 min, 10°C/min hasta 290°C y 290°C por 17 min; temperatura de inyección 250°C y volumen inyectado 1.0 µl. Todos los análisis fueron realizados en el modo SCAN. La distribución de n-alcenos se determinó en modo de control de iones única (SIM), utilizando la mayor abundancia de m/z de los fragmentos (m/z 57, 71, 85). Los n-alcenos fueron identificados a partir de los espectros de masas y la comparación de tiempos de retención con los datos de la literatura. Para la interpretación de los cromatogramas se utilizó el software ChemStation (Agilent) apoyándose de la base de datos Wiley138 con lo que fue posible identificar los compuestos orgánicos presentes en los extractos.

## Resultados

En la Fig. 1 se presenta el Cromatograma de la Muestra Vie 21 correspondiente a una Lutita, utilizando el método ES con hexano, en éste se observa una secuencia de alcanos  $n\text{-C}_{15}\text{H}_{32}$  al  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$  y  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$  y  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ , identificándose en la materia orgánica soluble (bitumen) a los alcanos lineales como compuestos orgánicos principales, así como presencia de Pristano (Pr) y Fitano (Ph). En la Fig. 2 se presenta el Cromatograma de la misma muestra (Vie 21) utilizando el método de MAE con mezcla de

disolvente acetona-hexano, en la que se identificó una secuencia de alcanos de  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$  al  $n\text{-C}_{23}\text{H}_{48}$ ,  $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ,  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  al  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$  y  $n\text{-C}_{32}\text{H}_{66}$ , identificándose en la materia orgánica soluble (bitumen) a los alcanos lineales como compuestos orgánicos principales, así como presencia de Pr y Ph y derivados de hidrocarburos aromáticos policíclicos como 2-metil-decahidro-naftaleno, 1-azafluoreno, 11-metil-escualeno y 9-ciclohexil-tetradecahidro-antraceno, además de aromáticos heterocíclicos como el 2,3-dimetil-tiofeno como compuestos traza.

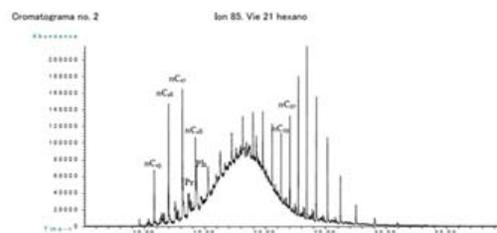


Fig. 1. Cromatograma de la muestra Vie 21 extraída con hexano donde predominan los compuestos  $n\text{C}_{16}$  -  $n\text{C}_{17}$ .

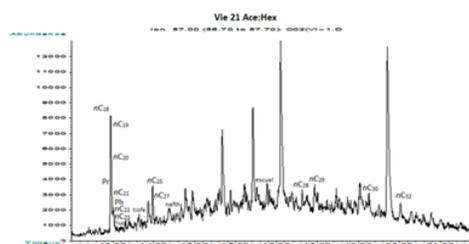


Fig. 2. Cromatograma de la muestra Vie 21 extraída con mezcla de acetona-hexano donde predominan los compuestos  $n\text{C}_{18}$  -  $n\text{C}_{19}$ .

En la Figura 3 se presenta el Cromatograma de la Muestra Vie 25 correspondiente a una Caliza, utilizando el método ES con hexano, en éste se identifican los alcanos  $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$  y  $n\text{-C}_{32}\text{H}_{66}$ , identificándose en la materia orgánica soluble (bitumen) a los alcanos lineales como compuestos orgánicos principales.

En la Figura 4 se presenta el Cromatograma de la misma muestra (Vie 25), utilizando el método de MAE con mezcla de disolvente acetona-hexano, en la que se identificó una secuencia de alcanos de  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$  al  $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$  y  $n\text{-C}_{36}\text{H}_{74}$  sin presentar  $n\text{-C}_{22}\text{H}_{46}$ ,  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$  y  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$  lográndose identificar en la materia orgánica soluble (bitumen) a los alcanos lineales como compuestos orgánicos principales y al tricloro-eicocil-silano como compuesto traza.

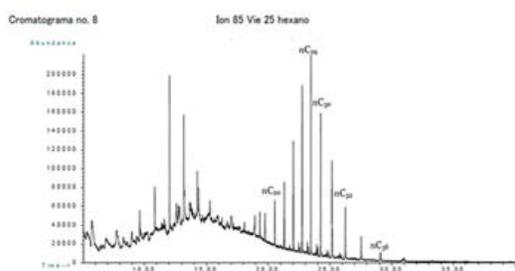


Fig. 3. Cromatograma de la muestra Vie 25 extraída con hexano donde predominan los compuestos  $n\text{C}_{29} - n\text{C}_{30}$ .



Fig. 4. Cromatograma de la muestra Vie 25 extraída con mezcla de acetona-hexano donde predominan los compuestos  $n\text{C}_{18} - n\text{C}_{19}$ .

Como se puede apreciar en el cromatograma de la Fig. 1, la secuencia obtenida de alcanos es muy corta, pues solo se pudieron identificar cuatro de ellos ( $n\text{-C}_{15}\text{H}_{32}$  al  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$ ) consecutivamente y finalmente dos más ( $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$  y  $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$ ) los cuales muestran picos muy bien definidos para cada uno de ellos, y nos proporcionan información acerca del origen biológico

de la materia orgánica y el ambiente de deposición que prevaleció en el momento de la sedimentación, por lo que dependiendo de las secuencias de alcanos y su dominio será el origen y el ambiente sedimentario sugerido (López, 2014). Ésta muestra presenta predominio en  $n\text{-C}_{15}$  al  $n\text{-C}_{17}$  manifestando un origen biológico de Fitoplancton (Sailot, 1981) y un ambiente lacustre-marino (Gelpi *et al.*, 1970; Tissot y Welte, 1984).

En la Fig. 2 la secuencia obtenida de alcanos fue larga, se identificaron doce de ellos, seis de ellos ( $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$  al  $n\text{-C}_{23}\text{H}_{46}$ ) consecutivamente, uno más ( $n\text{-C}_{25}\text{H}_{52}$ ), cuatro de ellos ( $n\text{-C}_{27}\text{H}_{56}$  al  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$ ) consecutivamente y uno más de alto peso molecular  $n\text{-C}_{32}\text{H}_{66}$ , los picos no son tan definidos como el anterior cromatograma pero se logran identificar alcanos de mayor peso molecular, por otra parte por su predominio en  $n\text{-C}_{18}$  manifiesta un origen biológico de Bacterias (Sailot, 1981) y un ambiente lacustre-marino (Gelpi *et al.*, 1970; Tissot y Welte, 1984), sin embargo de acuerdo a Pastor, *et al.*, (2001), la ausencia de n-alcanos de bajo número de átomos de carbono puede deberse a su eventual evaporación, disolución o biodegradación.

Por lo que respecta al Pristano (Pr) y Fitano (Ph), presentes en las dos figuras, éstos isoprenoides son biomarcadores presentes en casi la totalidad de los petróleos del mundo, se utilizan para obtener información sobre las condiciones del ambiente de depósito (óxicas o anóxicas) y para indicar el grado de madurez que presenta la materia orgánica (López, 2014). El predominio de Ph sobre Pr también se usa como indicativo, para decir que la materia orgánica de origen no fue biodegradada después de depositarse ni alterada durante

la diagénesis (Tissot y Welte, 1984; Peters y Moldowan, 1993).

En la Fig.2 se identificó al ciclotetradecano que es un indicativo de condiciones de alta temperatura (López, 2014), así también se identificaron Hidrocarburos Aromáticos Policíclicos, los cuales provienen probablemente de transformaciones químicas y/o microbiológicas de precursores terpénicos de plantas superiores (Chaffe *et al.*, 1986). La presencia del Nafataleno, fenantreno y antraceno confirman el origen hidrotermal de la materia orgánica de origen marino (Simoneit y Lonsdale, 1982).

La presencia tiofeno, White y Lee (1980) han sugerido que este compuesto organosulfurado podría formarse por reacción de hidrocarburos aromáticos con el azufre elemental S<sub>8</sub> presente en muchos carbones. Según estos autores, éste es un proceso geoquímicamente posible que transcurre probablemente bajo condiciones térmicas relativamente suaves, según ha podido comprobarse en laboratorio. Finalmente la presencia de escualeno el cual es un lípido mayor producido por la metanogénesis (Tornabene *et al.*, 1978; 1979). El escualeno es común en floraciones de diatomeas (Matsueda *et al.*, 1986). El escualeno puede ser liberado por pirolisis de asfaltenos (Samman *et al.*, 1981; Strausz *et al.*, 1982).

Por otra parte en la Fig. 3, la secuencia obtenida de alcanos también fue muy corta, solo se pudieron identificar cuatro de ellos ( $n\text{-C}_{20}\text{H}_{42}$ ,  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ ,  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$  y  $n\text{-C}_{32}\text{H}_{66}$ ) sin ninguna secuencia, manteniéndose picos muy bien definidos para cada uno de ellos. Ésta muestra presenta predominio en  $n\text{-C}_{29}$  y  $n\text{-C}_{30}$

manifestando un ambiente Lacustre y/o Marino y un origen biológico de Fitoplancton y Algas rojas (Gelpi. *et al.*, 1970; Tissot y Welte, 1984).

En la Fig. 4 la secuencia obtenida de alcanos fue larga, se identificaron diez de ellos, nueve de ellos ( $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$  al  $n\text{-C}_{28}\text{H}_{58}$ ) consecutivamente y uno más de alto peso molecular ( $n\text{-C}_{36}\text{H}_{74}$ ), los picos no son tan definidos como el anterior cromatograma pero se logran identificar alcanos de mayor peso molecular. Por su predominio en  $n\text{-C}_{18}$  manifiesta un origen biológico de Bacterias (Sailot, 1981) y un ambiente lacustre-marino (Gelpi *et al.*, 1970; Tissot y Welte, 1984), sin embargo de acuerdo a Pastor, *et al.*, (2001), la ausencia de n-alcanos de bajo número de átomos de carbono puede deberse a su eventual evaporación, disolución o biodegradación. Con respecto a Pr y Ph existieron pérdidas de estos dos isoprenoides en los dos cromatogramas lo cual se pudo deber a la alteración bacteriana (López, 2014).

## Conclusiones

Conforme a los resultados obtenidos podemos concluir, que comparando los dos métodos de preparación de muestras para la extracción de la materia orgánica soluble (bitumen) de rocas sedimentarias (Lutita y Caliza) para la identificación de biomarcadores por Cromatografía de Gases-Masas, con el método de MAE se pudieron identificar secuencias de alcanos con mayor número de ellos, así como de alcanos de mayor peso molecular como el  $n\text{-C}_{32}\text{H}_{66}$  en la muestra de Lutita y  $n\text{-C}_{36}\text{H}_{74}$  en la muestra de Caliza, aunado a que como técnica de preparación de muestras, reducimos costos tanto de tiempo de extracción, de disolventes y de cantidad de muestra, por lo que para la

identificación del origen y el ambiente de sedimentación de la materia orgánica a partir de los *n*-alcanos lineales y biomarcadores se recomienda el método de extracción asistida por microondas (MAE) ampliamente.

Por otra parte con la identificación de los *n*-alcanos y biomarcadores se pudo determinar el ambiente de depósito así como el origen de la materia orgánica presente en estas rocas, sugiriéndose que las muestras provienen de un ambiente transicional donde prevalecieron condiciones óxicas, anóxicas, e hipersalinas sometidas posteriormente a alta temperatura como producto de actividad vulcano-plutónica cercana. Sin embargo, el dominio de *n*-C<sub>27</sub>, *n*-C<sub>29</sub>, *n*-C<sub>31</sub> indica que estas moléculas derivan de plantas superiores terrestres con influencia bacteriana, la cual pudo ser transportada por cambios relativos en el nivel del mar o por acción de agentes aluviales.

## Referencias

1. Abu-Samra, A., Morris, J. y Koirtiyohann, S. (1975) Wet ashing of some biological samples in a microwave oven. . Anal. Chem., 47, 1475-1477.
2. Bartolomé, L., Cortazar, E., Raposo, J., Usobiaga, A., Zuloaga, O., Etxebarria, N. y otros. (2005) Simultaneous microwave-assisted extraction of polycyclic aromatic hydrocarbons, polychlorinated biphenyls, phthalate esters and nonylphenols in sediments. J. Chromatogr. A, 1068, 229-236.
3. Bowden, S., Farrimond, P., Snape, C. y Love, G. (2006) Compositional differences in biomarker constituents of the hydrocarbon, resin, asphaltene and kerogen fractions: An example from the Jet Rock (Yorkshire, UK). . Org. Geochem., 37, 369–383.
4. Camel, V. (2000) Microwave-assisted solvent extraction of environmental samples . . TrAC Trend. Anal. Chem, 19(4), 229-248.
5. Chaffee, A., Hoover, D., Johns, R. y Schweighardt, F. (1986) Biological markers extractable from coals. In: Biological markers in the sedimentary record . Johns, R. B., ed. Elsevier.
6. Chen, L., Song, D., Tian, Y., Ding, L., Yu, A. y Zhang, H. (2008) Application of on-line microwave sample-preparation techniques. TrAC Trend. Anal. Chem., 27, 151-159.
7. Erwin, R. (1959) Landforms of Mexico: Cambridge, Mass. Mapa con texto, escala 1:3,000,000.
8. Eskilsson, C. S. y Björklund, E. (2000) Analytical-scale microwave-assisted extraction. . J. Chromatogr. A, 902, 227-250.
9. Ganzler, K., Salgó, A. y Valkó, K. (1986) Microwave Extraction. A novel sample preparation method for chromatography. . J. Chromatogr., 371, 299-306.
10. Gelpi, V., Schneider, H., Mann, J. y Oró, J. (1970) Hydrocarbons of geochemical significance in microscopic algae. Phytochemistry, 9, 603-612.
11. Hawthorne, S., Grabanski, C., Martin, E. y Miller, D. (2000) Comparison of Soxhlet extraction pressurized liquid extraction, supercritical fluid extraction and subcritical water extraction for environmental solids; selectivity and effects on sample matrix. J. Chromatogr. A, 892, 421–433.
12. Kettler, R. (1995) Incipient bitumen generation in Miocene siliceous sedimentary rocks from Japan Sea. Org. Geochem, 23, 699–708.
13. Kingston, H. y Haswell, S. (1997) Microwave-Enhanced Chemistry. Fundamentals, Sample Preparation and Applications. Washington: American Chemical Society.
14. Kingston, H. y Jassie, L. (1988) Introduction to Microwave Sample Preparation. Theory and Practice. Washington: American Chemical Society.
15. Letellier, M. y Budzinski, H. (1999) Microwave assisted extraction organic compound. Analisis, 27, 259-270.
16. López, E. (2014) Geoquímica orgánica de los sedimentos del Jurásico Superior (Titoniano Superior) del afloramiento de la Sierra el Álamo en el municipio de Viesca, Coahuila (México): Implicaciones paleoambientales. Pachuca, Hidalgo: Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.
17. Lopez-Avila, V., Young, R., Beckert, W. y Werner, F. (1994) Microwave assisted extraction of organic contaminants from standard reference soil and sediments. . Anal. Chem., 66, 1097–1106.
18. Madej, K. (2009) Microwave-assisted and cloud-point extraction in determination of drugs and other bioactive compounds. TrAC Trend. Anal. Chem, 28(4), 436-446.
19. Matsueda, H., Handa, N., Inoue, I. y Takano, H. (1986) Ecological significance of salp fecal

- collected by sediment trap experiments in the Eastern North Pacific. *Marine Biology*, 91, 421-431.
20. Neas, E. y Collins, M. (1988) In Introduction to microwave sample preparation. En H. K. Jassie. Washington D.C.,: eds. American Chemical Society.
21. Nóbrega, J., Trevizan, L., Araújo, G. y Nogueira, A. (2002) Focused-microwave-assisted strategies for sample preparation. *Spectrochimica Acta Part B*, 57, 1855–1876.
22. Olcott, A. N., Sessions, A. L., Corsetti, F. A., Kaufman, A. J. y Flavio de Oliveira, T. (2005) Biomarker evidence for photosynthesis during Neoproterozoic glaciation. *Science*, 310, 471–474.
23. Olivares, M., Vallejo, A., Irazo, M., Murelaga, X., Baceta, J. I., Tarrío, A. y otros. (2010) Optimization of focused ultrasound extraction (FUSE) and microwave-assisted extraction (MAE) of hydrocarbons in geological chert samples. *Talanta*, 83, 605–612.
24. Pastor, D., Sánchez, J., Porte, C. y Albaijes, J. (2001) The Aegean Sea oil spill on the Galicia Coast (NW Spain). I. Distribution and fate on the crude oil and combustion products in subtidal sediments. *Mar. Pollut. Bull*, 42, 895-904.
25. Peters, K. y Moldowan, J. (1993) *The Biomarker Guide: Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments*. New Jersey,: Ed. Prince – Hall.
26. Peters, K. y Moldowan, J. (1993) *Interpreting Molecular Fossils In Petroleum And Ancient Sediments*. New Jersey: Prentice Hall.
27. Raisz, E. (1959). *Landforms of Mexico*. Mapa con texto, escala 1:3,000,000. Cambridge, Mass.
28. Sillit, A. (1981). *Natural hydrocarbons in sea water*. Organic Chemistry. (i. D. (Eds), Ed.) Amsterdam: Elsevier.
29. Sajnovic, A., Stojanovic, K., Jovancevic, B. y Golovko, A. (2009) Geochemical investigation and characterisation of Neogene sediments from Valjevo-Mionica Basin (Serbia). *Environ. Geol*, 56(8), 1629–1641.
30. Samanta, N., Ignasiak, T., Chen, C., Strausz, O. y Montgomery, D. (1981) Squalene in petroleum asphaltene. *Science*, 213, 1381-1383.
31. Sánchez-Prado, L., Garcia-Jares, C. y Llopart, M. (2010) Microwave-assisted extraction: Application to the determination of emerging pollutants in solid samples. *Journal of Chromatography A*, 1217, 2390–2414.
32. Simoneit, B. y Lonsdale, P. (1982). Hydrothermal Petroleum in mineralized mounds at the seabed of Guaymas Basin. *Nature*, 295 (21), 198-202.
33. Strausz, O., Chen, H., Ekweozor, C., Ekwenchi, M. y Samman, N. (1982) Organic geochemistry of the Alberta Oil Sands: the nature and distribution of biomarkers. En e. J.O. Nriagu and R. Troost (Ed.), *Eleventh International Congress on Sedimentology*. 11, pág. 89. Hamilton, Ontario, Canada: Mc Master University.
34. Tissot, B. y Welte, D. (1984) *Petroleum formation and occurrence*. (2nd edn ed.). Berlin: Springer-Verlag.
35. Tobiszewski, M., Mechlinska, A., Zygmunt, B. y Namiesnik, J. (2009) Green analytical chemistry in sample preparation for determination of trace organic pollutants. *TrAC Trend. Anal. Chem.*, 28, 943-951.
36. Tornabene, T., Langworth, T., Holzer, G. y Oró, J. (1979) Squalenes, phytanes, and other isoprenoids as major neutral lipids of methanogenic and thermoacidophilic “archaeobacterium”. *Journal of Molecular Evolution*, 13, 73-83.
37. Tornabene, T., Wolfe, R., Balch, W. y et al. (1978) Phytanyl-glycerol ethers and squalenes in the archaeobacterium *Methanobacterium thermoautotrophicum*. *Journal of Molecular Evolution*, 11, 259-266.
38. Vandenbroucke, M. y Largeau, C. (2007). Kerogen origin, evolution and structure. *Org. Geochem.*, 38(5), 719–833.
39. White, C. y Lee, M. (1980). Identification of geochemical significance of some aromatic components of coal. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 1825-1832.
40. Xu, L., Lee, H. y Kee, K. (2008). Novel approach to microwave-assisted extraction and micro-solid-phase extraction from soil using graphite fibers as sorbent. *J. Chromatogr. A*, 1192, 203–207.
41. Zlotorzynski, A. (1995). The application of microwave radiation to analytical and environmental chemistry. *Crit. Rev. Anal. Chem*, 25, 43-76.

### **Implementación y validación de procedimientos analíticos para el nuevo instrumental del laboratorio de WD-FRX del IGL-UNAM**

Lozano-Santa Cruz, R. y Girón-García, P

*Departamento de Geoquímica, Instituto de Geología, Universidad Nacional*

*Autónoma de México. Circuito de la Investigación Científica, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán C.P. 04510 México D.F.*

*Correspondencia rufino@unam.mx*

## Resumen

Recientemente el LFRX (Laboratorio de fluorescencia de rayos X), del IGL-UNAM se ha renovado con la adquisición de nuevo equipo tanto para preparación de muestras, como para el análisis de las mismas.

Los procedimientos aplicados con anterioridad han servido de base para que sea puesto a punto un nuevo sistema de fusión y un nuevo espectrómetro con mayor potencia y con capacidades mejoradas. Así, en el proceso de preparación de las perlas, se han modificado las diluciones, el tipo de fundentes y los agentes tensoactivos utilizados. También se ha alimentado previamente al espectrómetro con el contenido másico perdido en la ignición de la muestra, esto con el fin de alcanzar rectificaciones más certeras al aplicar las correcciones matemáticas por Parámetros fundamentales.

Además de generar curvas para los 10 elementos considerados como mayoritarios, ahora se ha incluido una curva adicional para medir el óxido de Bario, ya que los contenidos de este elemento en algunos tipos de rocas suelen alcanzar valores de hasta 2% en peso, afectando así de manera importante los cierres a 100%.

La intención de este trabajo es poner de manifiesto las recientes modificaciones a los métodos utilizados en el Laboratorio

de fluorescencia de rayos X del Instituto de Geología de la UNAM, incluyendo los materiales de referencia seleccionados y las curvas de calibración generadas con ellos para el análisis de elementos mayoritarios en rocas.

También se presenta la evaluación de los resultados obtenidos al analizar una serie de materiales de referencia (Serie IGL), cuyos intervalos de concentración de los elementos analizados es muy amplia, ya que la serie contiene muestras de orígenes muy diversos como son: carbonatos, sienitas, un gabro, una andesita y un suelo.

## **NORRRM: a libre software to calculate the CIPW Norm**

González-Guzmán, R.<sup>1</sup>, Velasco-Tapia, F.<sup>2</sup> & Weber, B.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>*División de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Carretera Ensenada-Tijuana 3918, Zona Playitas Ensenada, Baja California, México.*

<sup>2</sup>*Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Carretera Linares-Cerro Prieto Km 8, Ex-Hacienda de Guadalupe Linares, Nuevo León, México.*

## **Correspondencia**

*rguzman@cicese.edu.mx*

**Palabras clave:** Igneous rocks classification, CIPW Norm, software libre.

The modal content of an igneous rock is in function of its chemical composition, physical conditions during crystallization

and processes differentiation-assimilation. Thus a magma of a given chemical composition may result in diverse textural varieties. It should be noted that there exists a defined trend of variation in chemical content of a rock, which corresponds to a mineral association. According to the IUGS (International Union of Geological Science): the primary classification of igneous rocks must be based on the relative proportions of volume modal data (Le Maitre *et al.*, 2002). Nevertheless, where these data are not available or are difficult to determinate owing to fine-grained mineral assemblage, glassy content or changes in the original mineralogy because of metamorphic processes, then other criteria based on chemical bulk composition may be used. A norm is essentially a set of idealized virtual minerals that are calculated from a bulk chemical analysis of a igneous rock. The normative minerals can be thought of as representing the minerals that could potentially crystallize if the rock were cooled under perfect equilibrium dry conditions.

The CIPW (acronym from the surnames of the authors: Cross, Iddings, Pirsson and Washington; Cross *et al.*, 1902) Norm is the most commonly used algorithm to estimate the standard mineral assemblages for igneous rocks from its chemical bulk composition, established over a hundred years ago and thereafter modified by some authors (*e.g.*, Johannsen 1931; Kelsey, 1965; Verma *et al.*, 2003). In spite of there are many software and spreadsheets available to generate the CIPW Norm (*e.g.*, WINROCK, IUGSTAS, SINCLAS, IgPet, GCDKit, PetroGraph, IgRoCS), the most schemes are based in an erroneous algorithm, and lacks the rigor suggested

by the modern geochemistry (Middlemost, 1989; Verma *et al.*, 2003; Verma and Rivera-Gómez, 2013) and none are Software Libre according to original definition of Stallman (1986). We present the function NORRRM in order to calculate accurately the CIPW Norm based on algorithm proposed by Verma *et al.* (2003), created in R language which has the capacity to be run on any operating computer systems (Windows<sup>®</sup>, Mac OS X<sup>®</sup>, GNU/Linux, BSD), released under terms that guarantee users the freedom to study, adapt/modify, and distribute the software.

### Referencias

1. Cross, W., Iddings, J. P., Pirsson, L. V. y Washington, H. S. (1902). A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks: *Journal of Geology*, v. 10, no. 6, pp. 555–690.
2. Johannsen, A. (1931). *A descriptive petrography of the igneous rocks*. v. 1. Chicago University Press, 267 pp.
3. Kelsey, C. H. (1965). Calculation of the C.I.P.W. norm: *Mineralogical Magazine*, v. 34, pp. 276–282.
4. Le Maitre. (2002). *Igneous rocks. A classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks*. in Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Schmid, R., Sorensen, H., and Woolley, A.R., eds. Second ed., Cambridge, Cambridge University Press, pp. 3-6.
5. Middlemost, E. A. K. (1989). Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks: *Chemical Geology*, v. 77, no. 1, pp. 19-26.
6. Stallman, R. M. (1986). *GNU's Bulletin*, v.1 no. 1 pp. 8.
7. Verma, S. P. y Rivera-Gómez, M. A. (2013). Computer programs for the classification and nomenclature of igneous rocks: *Episodes*, v. 36, no. 2, pp. 115-124.
8. Verma, S. P., Torres-Alvarado, I. S. y Velasco-Tapia, F. (2003). A revised CIPW norm: *Schweizerische Mineralogische und*

Petrographische Mitteilungen, v. 83, no. 2, pp. 197-216.

**Granulometría y geoquímica de elementos mayores de arenas de playa del sureste del Golfo de México: implicaciones de procedencia y ambientes tectónicos**

Hernández-Coronado, C. J.<sup>1</sup> y Armstrong-Altrin, J. S.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología Circuito Exterior s/n Ciudad Universitaria, D.F., México

<sup>2</sup>Instituto de Ciencias del Mar y Limnología Circuito Exterior s/n Ciudad Universitaria, D.F., México

**Correspondencia**

claudiahdz007@gmail.com  
armstrong@cmarl.unam.mx

**Palabras clave:** Playa Monte Pío, playa Hermosa, sedimentos, ambiente tectónico, procedencia.

**Resumen**

El presente estudio pretende evaluar las condiciones de transporte y mecanismos de selectividad en el ambiente sedimentario, origen de los sedimentos y determinar el ambiente tectónico donde se depositan las arenas recientes de las playas de Monte Pío y Hermosa respectivamente, ubicadas al sur del Golfo de México, usando para esta finalidad el tamaño de grano y geoquímica de elementos mayores. Se colectaron un total de 27 muestras, para las playas de Montepío y Hermosa, ubicadas en el municipio de San Andrés Tuxtla, Veracruz, México. El análisis de tamaño de grano se realizó en un

Tamizador Ro-Tap Sieve Shaker Modelo RX-29 y se usaron los parámetros granulométricos de Folk y Ward (1957). Para el análisis de elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), las muestras se analizaron en un equipo de Fluorescencia de Rayos X Siemens SRS 3000. El resultado obtenido para el tamaño de grano playa Monte Pío mostraron una tendencia hacia las arenas medias, moderadamente bien clasificadas, y casi simétrico. Para playa hermosa mostraron tendencia a arenas finas, moderadamente bien clasificadas, y asimétricas a los tamaños gruesos. Los datos obtenidos de los elementos mayores fueron normalizados con la corteza continental superior (UCC), donde se encontraron que las concentraciones de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  son superiores a la de UCC, lo cual indica la presencia de minerales pesados; también presentan diferencias en la concentración de elementos mayores con respecto el tamaño de grano. En la clasificación geoquímica utilizando  $\text{Log}(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$  vs.  $\text{Log}(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$  propuesto por Pettijhon *et al.* (1972), las arenas de ambas playas son clasificadas como arenas líticas; solo una muestra en ambas playas indico arenas lodosas. Para la discriminación de ambiente tectónico se utilizó el diagrama propuesto por Roser y Korsch 1986, se encontró que las muestras se distribuyen aleatoriamente en todos los campos y se comparó con los diagramas de discriminación de ambiente tectónico propuesto por Verma y Armstrong-Altrin (2013). Para la discriminación de procedencias de los sedimentos fueron usados los diagramas de discriminación geoquímica propuestos por Roser y Korsch (1988) y fue determinada una fuente félsica.

## Referencias

1. Pettijohn, F. J., Potter, P. E. y Siever, R. (1972). Sand and sandstones. New York, Springer Verlag, 618.
2. Roser, B. P. y Korsch R. J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. J.Geol., 94, 635-650.
3. Roser, B. P. y Korsch, R. J. (1988). Provenance signature of sandstone-mudstone suites determined using discrimination function analysis of major-element data. Chem. Geol., v. 67, 119-139.
4. Verma, S. P. y Armstrong-Altrin, J. S. (2013). New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. Chem. Geol., 355, 117-180.

## Metodología analítica y aplicación de la microtermométrica de inclusiones fluidas y microespectroscopía a efecto raman en el cobre estratiforme de los lechos rojos de Las Vigas (Coyame), Chihuahua.

González-Partida, E.<sup>1</sup>, Camprubí i Cano, A.<sup>3</sup>, Carles-Canet M.<sup>2</sup>, Pironon, J.<sup>4</sup>, Abdorrahman Rajabi.<sup>5</sup>, González-Ruiz, L. E.<sup>6</sup> y Díaz-Carreño, E.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla; Apartado postal 1-742, C.P. 7600, Querétaro, Qro., México.

<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F. México.

<sup>3</sup>Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México. Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F. México

<sup>4</sup>UMR-7566 G2R, Université de Lorraine, Boulevard des Aiguillettes, 54506 Vandœuvre-lès- Nancy France.

<sup>5</sup>Intersection of Chamran and AL-E-Ahmad highways P.O.Box: 14115-111 Tehran- I.R. of Iran.

<sup>6</sup>Geología Minería y Consultoría, y UMR-7566 G2R, Université de Lorraine, Boulevard des Aiguillettes, 54506 Vandœuvre-lès- Nancy France.

**Correspondencia** edgopa@gmail.com y  
egp@geociencias.unam.mx

## Resumen

Se presenta la metodología analítica y aplicación de la microtermométrica de inclusiones fluidas y microespectroscopía a efecto RAMAN aplicada al caso del yacimiento mineral del Distrito Minero de Las Vigas, Chihuahua. El cobre estratiforme de Las Vigas se distribuye por kilómetros en forma de mantos y lentes, donde los sulfuros primarios corresponden a calcopirita, bornita y pirita, alterados parcialmente a calcosita y covelita; azurita y malaquita hematita y goethita son minerales producto de la oxidación en una ganga de cuarzo y calcita. Los sulfuros generalmente están cementando los granos de cuarzo y/o conformando bandas de sulfuros; igualmente se presentan troncos a arboles mineralizados.

Muestras de calcita y cuarzo fueron analizadas en los diferentes mantos y lentes en Las Vigas, así como una muestra de cuarzo que silicificó troncos de madera mineralizada. Las inclusiones fluidas (IF) fueron del tipo líquido + vapor a líquido dominante y a líquido + vapor + sólido. Los sólidos analizados dentro de las inclusiones fluidas por microespectroscopía RAMAN corresponden a NaCl, calcita y calcopirita. La talla de las IF es pequeña

variando de 5-15  $\mu\text{m}$ . La salinidad de la salmuera mineralizante varió de 16.6 a 32 % Peso Eq. NaCl, con temperaturas de homogeneización en un rango de  $T_h = 104^\circ\text{C}$  a  $205^\circ\text{C}$ . Se plantea la hipótesis de que los fluidos pueden provenir de la profundidad de la cuenca y es ahí donde adquieren su salinidad y capacidad de transporte del cobre mediante complejos clorurados, en un medio oxidante, los cuales al momento de circular hacia niveles estratigráficos más someros y reductores (materia orgánica y derivados diagenéticos), se diluyen y enfrían al entrar en contacto posiblemente con acuíferos someros (instalados en las arenas de Las Vigas) precipitando la mineralización.

### Metodología analítica

De acuerdo a González Partida *et al.*, (2015), Previo a cualquier estudio de inclusiones fluidas (IF) se debe practicar lo que se denomina “*Petrografía de Inclusiones Fluidas*”, ya que es necesario definir la relación espacial, temporal de asociaciones o grupos discretos estadísticamente significativos de inclusiones fluidas con los minerales que las contienen. Por lo tanto, la petrografía de inclusiones fluidas asume un esquema operativo en separar y ordenar eventos. Esto es necesario para establecer cuáles son las inclusiones que permitirán encontrar la respuesta a nuestra pregunta inicial ¿*Inclusiones Primarias, ó Secundarias?* Con este paso se determinará el origen de las inclusiones y se decidirá cuáles son adecuadas para sus propósitos; por ejemplo, para el yacimiento de Las Vigas no se estudian los cuarzos de la arenisca, sino las zonas de crecimiento secundario (“diagenéticas”) de los mismos y

cementante relacionado a los sulfuros de cobre, así como los cuarzos que reemplazaron los troncos de madera fósil que precipitaron al mismo tiempo que los minerales de cobre. Posterior a este paso se procede al análisis microtermométrico en inclusiones fluidas donde se obtienen tres tipos fundamentales de información,  $T_e$  = temperatura eutéctica del sistema,  $T_{ff}$  = temperatura de fusión del último cristal de hielo dentro de la inclusión, y  $T_h$  = temperatura de homogeneización de fases. El análisis se realiza con la ayuda de un microscopio petrográfico de luz transmitida, de 1000 aumentos, al que se le ha adicionado una platina térmica que permite el calentamiento de especímenes hasta los  $+ 650^\circ\text{C}$ , y un sistema de enfriamiento a base de nitrógeno líquido que baja la temperatura hasta  $- 200^\circ\text{C}$ . El método consiste en provocar la solidificación (bajo observación microscópica) de las fases fluidas, mediante la disminución progresiva de la temperatura (hasta  $-200^\circ\text{C}$ ). El punto de solidificación de una sustancia es función de su contenido salino, por lo cual esta determinación permite el cálculo del porcentaje de sales disueltas en la fase acuosa en fluidos subsaturados. La temperatura de fusión es la temperatura a la cual el último cristal de hielo en una inclusión previamente congelada desaparece. Por convención, la salinidad es calculada a partir de la  $T_{ff}$  asumiendo que el fluido solo contiene agua y NaCl.

El análisis a altas temperaturas se fundamenta en homogeneizar las diferentes fases presentes a medida que se eleva la temperatura, así como obtener información sobre la temperatura de decrepitación (explosión) de la inclusión. El proceso de calentamiento se efectúa exactamente sobre las mismas inclusiones que se analizaron a baja temperatura, y es

indispensable este análisis antes de calentarlas, ya que existe la posibilidad de que se produzca una decrepitación, sobre todo cuando los fluidos son muy densos. La temperatura de homogeneización brinda información sobre la temperatura de formación del cristal y las temperaturas de fusión sobre la salinidad del fluido.

Los procesos de enfriamiento y calentamiento de las muestras se realizan a una velocidad lenta (1°C por minuto) a fin de permitir el equilibrio de las fases, y detectar ópticamente los fenómenos de fusión y homogeneización. Sabiendo que el rango de temperaturas de observación es de -200 a + 650°C, hacen del método un proceso meticuloso y dispendioso. Finalmente es importante mencionar que los datos de Tff y Th obtenidos deben de corregirse usando una curva de calibración para el equipo, construida con estándares de puntos de fusión conocidos, con la finalidad de tener una base de referencia para el manejo de los resultados, cabe mencionar que los equipos modernos presentan directamente una auto corrección como la platina tipo LINKAM donde efectuamos los análisis.

Para el análisis más detallado de las inclusiones fluidas se utiliza una técnica de “Efecto Dispersión RAMAN” que surge a partir de la interacción de la luz incidente con los electrones de una molécula iluminada. En la dispersión Raman la energía de la luz incidente no es suficiente para excitar la molécula a un nivel electrónico de mayor energía. Así el resultado de la dispersión RAMAN es cambiar el estado vibracional de la molécula. Para que una molécula exhiba el efecto RAMAN, la luz incidente debe inducir un cambio en el momento dipolar o un cambio en la polarizabilidad

molecular. La luz dispersada contiene una pequeña porción de la luz debida a la dispersión Raman, además de la debida a la dispersión *Rayleigh* normal. La dispersión Raman contiene líneas *Stokes* y *anti-Stokes*; sus frecuencias corresponden a la suma y diferencia de las frecuencias de la luz incidente y las frecuencias vibracionales moleculares permitidas. Cuando los fotones interactúan con una molécula, una parte de su energía se puede convertir en varios modos de vibración de la molécula. La luz dispersada pierde energía equivalente a la energía dada a las vibraciones moleculares (Efecto RAMAN *Stokes*). Si la molécula se encontraba inicialmente en un estado rotacional o vibracional excitado, es posible que la luz dispersada tenga mayor energía que la incidente (efecto Raman *anti-Stokes*), siempre y cuando el sistema decaiga a un estado de menor energía que la del estado inicial. Como normalmente la población de los estados excitados es mucho menor que la del estado básico, la dispersión Raman *Stokes* es mucho más intensa que la dispersión *anti-Stokes*. La esencia de toda espectroscopia óptica consiste en hacer interactuar un haz de radiación electromagnética con un sistema cuyas características se quieren determinar. En términos generales, el haz saliente difiere del entrante por efecto de esta interacción.

A partir de las modificaciones sufridas por el haz entrante se puede, en principio, obtener información sobre la estructura del sistema bajo estudio. Por otra parte, si ya se cuenta con un modelo general del sistema, el estudio de las modificaciones en el haz entrante permite obtener información cuantitativa asociada con los procesos internos del sistema. La microsonda con efecto Raman está constituida por una fuente láser, un

conjunto de rejillas de difracción, un microscopio óptico triocular equipado con un espejo semitransparente, con fotomultiplicador y una computadora que controla todo el conjunto. La microsonda Raman que se utilizó es del tipo LABRAM (@Dilor), con filtro @NOTCH y un enrejado de 1800 estrías por mm. El detector, que se mantiene enfriado a  $-30^{\circ}\text{C}$ . La excitación de la radiación es debido a un láser de Ar del tipo Espectroscopia @ 2020. La resolución espectral es de  $2\text{ cm}^{-1}$ . La microespectroscopía Raman colecta información en una ventana de 2800 y  $3600\text{ cm}^{-1}$ . Esta técnica se usa principalmente en geología económica en la cuantificación de moléculas poliatómicas (esencialmente gases) en inclusiones fluidas que no presentan fluorescencia y en definir la naturaleza de los cristales sólidos dentro de la inclusión.

### Geología de las vigas

En el área de estudio, afloran secuencia sedimentaria que varían de terrígenos a arcillosos con horizontes calcáreos y evaporíticos representados por la Formación La Casita de edad Jurásica. El Cretácico Inferior se caracteriza por presentar una sedimentación continua y transicional que inicia con el depósito de la Formación Navarrete de edad Berriasiano-Valanginiano con predominio de calizas y lutitas e intercalaciones de yesos, le sobreyacen concordantemente areniscas, con pocas lutitas y limolitas de la Formación Las Vigas de edad Valanginiano-Hauteriviano, a la cima de esta formación se alojan los cuerpos estratoligados de cobre. Sobreyaciendo de forma concordante a la formación Las Vigas se tiene yesos y calizas de la Formación La Virgen que se depositó durante el Barremiano la cual subyace

concordante y transicionalmente a una alternancia de calizas y lutitas de edad Aptiano de la Formación La Peña, seguido de calizas con algo de lutitas de las formaciones Tamaulipas Superior, Glen Rose, Walnut, Edwars, Kiamichi y Loma de Plata.

Entre los trabajos previos que mencionan la existencia de mineralización en lechos rojos en la zona están los de De la Fuente (1973), Giles *et al.*, (1973) Clark y De la Fuente 1978, Price (1982), Price *et al.*, (1983,1984,1985), Hernández Ávila (1991), González Sánchez *et al.*, (2009), Hernández Ávila y Franco Vega (2009), García Alonso *et al.*, (2011), otros trabajos relacionados a yacimientos estratoligados han sido publicados por González-Partida *et al.*, (2002, 2003, 2008a y 2008b).

### Mineralización y resultados

El cobre estratiforme de Las Vigas se distribuye por kilómetros. Giles *et al.*, (1973) describen tres horizontes continuos de cobre, con Los sulfuros primarios corresponden a calcopirita, bornita, y pirita, alterados parcialmente a calcosita y covelita: Azurita y malaquita hematita y goethita son minerales producto de la oxidación en una ganga de cuarzo y calcita. Los sulfuros generalmente están cementando los granos de cuarzo y/o conformando bandas de sulfuros.

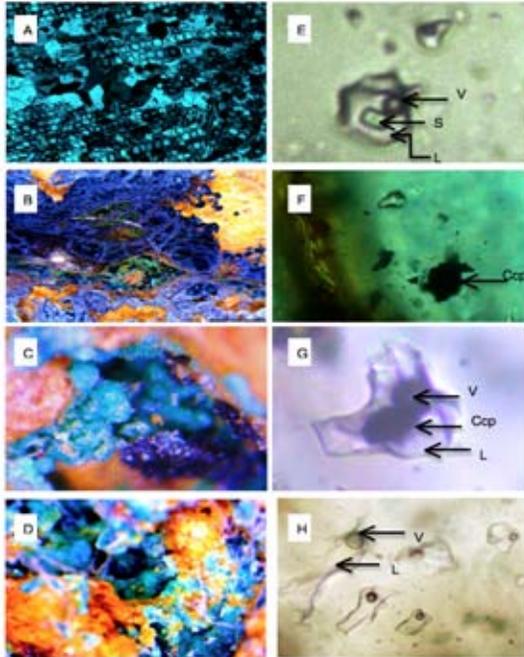


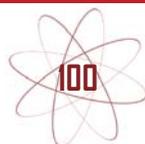
Figura 1. Troncos de nadara solidificados (A á D: L N, 10x29) con minerales de cobre (F), inclusiones fluidas (E a H: L N, 5-15  $\mu$ m) del tipo S = sólido, L = líquido, V=vapor donde Ccp = calcopirita.

De acuerdo a González-Partida *et al.*, (2015), Las inclusiones fluidas fueron del tipo líquido + vapor a líquido y a líquido + vapor + sólido (figura 1). Los cristales hijos (sólidos analizados por microespectroscopía RAMAN) corresponden a NaCl, calcita y calcopirita, la talla de las IF es pequeña variando de 5-15  $\mu$ m. En cuanto a su origen son primarias en la madera y diagenético/primarias en el cementante de calcita y cuarzo que acompaña los sulfuros. Para los fluidos sub-saturados la temperatura eutéctica ( $T_e = \pm - 22^\circ\text{C}$ ) denota la presencias predominante del sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ , con temperaturas de fusión finales en un rango de  $T_{ff} = - 21.1$  a  $- 12.7$   $^\circ\text{C}$  lo que corresponde a una salinidad que varía de 16.6 a 23 % Peso Eq. NaCl (González-Partida *et al.*, 2015),. Para las IF del tipo L+V+S las temperaturas de fusión del cubo de sal

variaron de  $T_{ff}\text{NaCl} = 160^\circ\text{C}$  a  $214^\circ\text{C}$  lo que corresponde una salinidad de 29 a 32% NaCl. Las temperaturas de homogeneización fueron en un rango de  $T_h = 104^\circ\text{C}$  a  $205^\circ\text{C}$  (González-Partida *et al.*, 2015): La salinidad promedio es de 22% NaCl y temperatura promedio de  $158^\circ\text{C}$ . Varias de estas mismas muestras fueron estudiadas por microespectroscopía RAMAN, donde se pudo comprobar que los cristales hijos opacos corresponden a calcopirita, y calcita y los cubos a cristales de NaCl (González-Partida *et al.*, 2015).

## Referencias

1. Clark, K. F. y de la Fuente L., F. E. (1978) Distribution of mineralization in time and space in Chihuahua, Mexico: Mineralium Deposita, v. 13, p. 27-49.
2. De la Fuente L., F. E. (1973) Estudio geológico minero de la zona cuprífera de Coyame, Chih.: Chihuahua, México, Consejo de Recursos Minerales. Inédito. 37 p.
3. García Alonzo, D., Carles, Canet., González-Partida, E., Ruth, E., Villanueva Estrada, Rosa María Prol-Ledesma, Pura Alfonso, J. A. y Caballero Martinez, R. Lozano Santa Cruz. (2011) The Cretaceous sediment-hosted copper of San Marcos (Coahuila Northeastern Mexico): An approach to ore-forming processes. Journal of South American Earth Sciences v. P. 1-12.
4. Giles C., Alvarez, A. y F. W. Beales, (1973). cobre Singenético en la Formación las Vigas del Cretácico Inferior del Estado de Chihuahua, México. Convención de la AIMMG p.319-326.
5. González-Sánchez, F., Camprubi A., González-Partida E., Puente Solia, R., Canet C., Centeno-Garcia, E. y Atudorei, V. (2009). Regional stratigraphy and distribution of epigenetic stratabound celestine, fluorine, barite and Pb-Zn deposits in the MVT province of northeastern Mexico. Mineralium Deposita. V. 44 p. P. 343-361.
6. González-Partida, E., Carrillo Chavez, A., Grimmer, J. O. y Pironon, J. (2002). Petroleum-rich Fluid inclusion in fluorite, La Purisima Mine Coahuila, México. Int. Geology Review, 44, 755-764.



7. González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Grimmeier, J. O. y Pinoron, J. (2003). Fluorite deposits at Encantada-Buenavista, México: products of Mississippi Valley type processes. *Ore Geology Review*, 23, p. 107-124.
8. González-Partida E., Antoní Camprubí i, Cano., Carles, Cane Miquel y González Sánchez, F. (2008) a. Fisicoquímica de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en depósitos minerales tipo Mississippi Valley y asociados primera parte: temperatura, presión y composición de inclusiones fluidas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 60 (1), p. 11-22.
9. González-Partida, E., Antoní Camprubí i, Cano., Carles, Canet Miquel y F. González Sánchez. (2008) b. Fisicoquímica de salmueras e hidrocarburos en cuencas petroleras y en depósitos minerales tipo Mississippi Valley y asociados. Segunda parte ejemplos de la cuenca de Sabinas y la cuenca del Sureste, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 60 (1), p. 23-42.
10. González Partida E, Antoní Camprubí i, Cano., Carles Canet, M., Pironon J., Abdorrahman, Rajabi., González Ruiz, Luis E. y Díaz Carreño, E. (2015). Origen Diagenético del Cobre estratiforme en lechos rojos de Las Vigas (Coyame) Chih. : Evidencias a partir del análisis microtermométrico de inclusiones fluidas y microespectroscopía a efecto RAMAN. Enviado RMCG.
11. Hernández, Ávila, J. (1991) Estudio Geológico del Domo Salino de Cuchillo Parado. Consejo de Recursos Minerales. Inédito 50p.
12. Hernández Ávila, J. y Franco Vega, L. (2009) Carta geológica minera de Cuchillo Parado H13-D31 escala 1: 50,000 Edo. de Chihuahua. Texto Explicativo, Libro. 60 p.
13. Price, J.G. (1982) *Geology of the Plata Verde mine*, Hudspeth Wilson, J.A., 1971, *Vertebrate biostratigraphy of Trans-Pecos County, Texas: Univ. Texas, Austin, Bur. Econ. Geology Mineral Texas and northern Mexico: Geol. Soc. West Texas Pub. 71- Resource Circ. 70, 34 p.*
14. Price, J. G., Henry, C. D. y Standen, A. R. (1983) *Annotated bibliography of mineral deposits of Trans-Pecos Texas: Univ. Texas, Austin, Bur. Econ. Geology Mineral Resource Circ. 73p.*
15. Price, J. G. y Henry, C. D. (1984) *Stressorientations during Oligocene volcanism in Trans-Peco Texas: Timing the transition from Laramide compression to basin and ranger tensión Geology*, v. 12, p. 238-241.
16. Price, J. G., Henry, C. D., Standen, A. R. y Posey, J. S. (1985) *Origin of silver-copper-lead deposits*

in red-bed sequences of Trans-Pecos Texas: Tertiary mineralization in precambrian, Permian, and Cretaceous sandstones, Texas Bureau of Economic Geology, Report of Investigations no. 145, 65 p.

### **Evaluación de esmectitas y zeolitas naturales para ser utilizadas en catálisis y cracking de hidrocarburos**

Islas, N, Flores, K\*, Sierra, P., Ramírez, M., Mendoza, K. Cardoso, E.

*Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales. Laboratorio de Geoquímica. Carr. Pachuca-Tulancingo, km 4.5. Mineral de la Reforma, CP. 42184. Hidalgo.*

### **Correspondencia**

*kinardo\_flores@hotmail.com*

### **Antecedentes**

Desde los años treinta la industria petrolera ha utilizado los minerales arcillosos como catalizadores (Robert y Robertson). Para la década de 1950, los catalizadores de craqueo catalítico, ampliamente usados en procesos petroquímicos, fueron fabricados con arcillas tratadas por activación ácida (Galeano, 2011). Actualmente la mayoría de estos materiales utilizados en las unidades de craqueo catalítico comerciales son el resultado de la síntesis de sílice-alúmina cristalina; o bien, combinaciones de sílice-alúmina sintéticas con fases mineralógicas amorfas. La ventaja de los catalizadores de sílice-alúmina sintética cristalina, sobre de los catalizadores naturales y sintéticos-amorfos son: mayor actividad catalítica, altos rendimientos de gasolina en una conversión dada, la producción de



gasolina que contiene un mayor porcentaje de hidrocarburos parafínicos y aromáticos, menor rendimiento de coque (Abdul Halim y Mohammed, 2010).

### Justificación

Retomar el uso de arcillas naturales para su uso como catalizadores en la industria del petróleo reducirá costos, comparado con materiales de origen sintético. Es por eso que en este proyecto de tesis de posgrado se probarán minerales arcillosos procedentes de formaciones geológicas cretácicas del Desierto Chihuahuense, específicamente del Rancho Don Chuy, ubicado al margen del Río Conchos, a los que se les implementarán metodologías de caracterización mineralógica, fisicoquímica, analítica, termoquímica y de imagen, para conocer e identificar las especies minerales particulares.

Con el fin de mejorar las propiedades catalíticas de las arcillas naturales concentradas, se hará la incorporación de una zeolita natural, del tipo mordenita, procedente del banco de Tezoantla, Hidalgo, con los cuales se construirá el catalizador de bajo costo para ser implementado en la industria petrolera y de los biocombustibles. Estos materiales geológicos se pondrán a prueba y compararán con catalizadores sintéticos comerciales.

### Introducción

#### Zeolitas

Las zeolitas son aluminosilicatos microporosos que tienen una estructura tridimensional tetraédrica de  $(\text{SiO}_4$  y  $\text{AlO}_4)$ . Los átomos de aluminio del retículo cristalino le proporcionan una carga eléctrica negativa la cual permite a

la zeolita la capacidad de intercambio iónico natural. La carga eléctricamente negativa individual es balanceada por un catión intercambiable, que comúnmente son: Ca, Na, y K, los cuales se sitúan en cavidades dentro de la estructura. Una característica adicional de las zeolitas es la presencia de moléculas de agua dentro de los canales estructurales. Los sistemas de canales en las diversas zeolitas están formados por diferentes combinaciones de anillos de tetraedros enlazados. Para miembros de ocho y doce anillos, los canales son lo suficientemente grandes lo que permite la admisión de moléculas orgánicas, así como cationes, esto les permite actuar como iones o tamices moleculares (Deer, *et al.*, 1992). Hay alrededor de unas 50 zeolitas naturales y cada una tiene una proporción Si : Al : O ligeramente diferente y por lo tanto un tamaño de poro y capacidad de intercambio distinto (ZEOCAT).

#### Propiedades Catalíticas de las Zeolitas

Se deben a su gran área superficial y a la relación de Si-Al en su estructura. El  $\text{Si} \rightarrow \text{Al} + \text{H}^+$  son usados ampliamente para la catálisis porque el Al-tetraédrico puede funcionar como donador o aceptor de protones. Los protones débilmente enlazados a la estructura son capaces de moverse dentro de los poros con moléculas, proporcionándole el balance de la carga negativa. La zeolita protonada puede actuar como ácido de *Brönsted* que se asocia con la pérdida de agua a  $500^\circ \text{C}$  y la de *Lewis* puede ser producida por cationes dentro del poro y que está relacionada con la desaluminación de la estructura entre  $500$  y  $1000^\circ \text{C}$  (Ulmann y Anger, 2012).

#### Esmectitas

Son un grupo de minerales arcillosos que presentan propiedades de intercambio catiónico y capacidad de expansión, tomando agua o moléculas orgánicas entre sus capas estructurales (Deer, *et al.*, 1992). Los principales minerales de esmectita son la montmorillonita de sodio, la de calcio, saponita (montmorillonita de magnesio), y beidelita (montmorillonita de aluminio), nontronita (montmorillonita de hierro) y hectorita (montmorillonita de litio) (Murray, 2007). Los minerales de esmectita son filosilicatos del tipo 2:1, debido a que se componen de dos hojas tetraédricas de sílice y una hoja central octaédrica. Las especies trioctaédricas de esmectita están compuestas por unidades de base talco  $[Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2]$  y pirofilita para especies dioctaédricas  $[Al_2Si_4O_{10}(OH)_2]$  (Gallaga *et al.*, 2002).

Las esmectitas pueden ser sustituidas catiónicamente hasta aproximadamente el 33% en su estructura. La neutralidad de una estructura cristalina, o unidad de estructura de esmectita, se obtiene por la adsorción de los cationes intercambiables (ya sea anhidra o hidratada) entre el espacio de las capas estructurales, generando su capacidad de intercambio catiónico (capacidad de intercambio reversible de cationes). Los cationes intercambiables generalmente reversibles son:  $Na^+$ ;  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ; ocasionalmente  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$  o  $Fe^{2+}$  y  $H_3O^+$ .

### Propiedades Catalíticas de las Esmectitas

La estructura cristalina, especialmente el arreglo hexagonal de átomos de oxígeno sobre la superficie de tetraedros. La alteración de la estructura original cristalina en forma controlada, a través del tratamiento con ácido.

Componentes de estructura granular de tamaño desigual y pequeños tamaños de partícula bastante adaptados para sus usos en catálisis.

El cambio del estado basal por tratamiento ácido y una subsecuente modificación por activación.

Tratamientos ácidos y térmicos controlados, incrementan la actividad catalítica y adsorbente de ciertos minerales de arcilla. Pero la utilización repetitiva incrementa la acidez de estos tratamientos produciendo disminución en la actividad catalítica (Rodríguez, 2003).

### Parte experimental de la propuesta

- Confirmación de la naturaleza y tipo de especies utilizando un difractor de rayos X.

Análisis geomorfológico de los minerales arcillosos mediante microscopía electrónica de barrido (MEB).

- Análisis químico de elementos mayores y traza por Espectroscopia por Inducción de Plasma Acoplada (ICP) en combinación con Fluorescencia de rayos X.

- Medición del área superficial y tamaño de poro, *Micromeritics* ASAP 2020 Physisorption BET.

- Evaluación de la actividad catalítica en un sistema de flujo continuo provisto de un reactor tubular de cuarzo, calentado por un horno eléctrico cilíndrico que cuenta con programador de temperatura y termopar ubicada cerca del lecho catalítico.

### Referencias

1. Abdul Halim, A. K. y Mohammed, S. K. (2010) Characterization and Cracking Activity of Zeolite Prepared from Local Kaolin. *Iraqi Journal of Chemical and Petroleum Engineering*, 35-42.

2. Deer W. A., Howie R. A. y Zussman J. (1992) An Introduction to the Rock-Forming Minerals. England: Longman.
3. Gallaga, G. Y., Aguilar S. y Ramos E. (2002) Determinación y análisis de fórmulas estructurales de esmectitas del estado de Guanajuato. Revista: Acta universitaria - Universidad de Guanajuato. 1-4.
4. Galeano L. A. (2011) Peroxidación Catalítica de Contaminantes Orgánicos en Medio Acuoso Utilizando una Bentonita Modificada con Al y Fe, Cu o Mn. Memoria para obtener el grado de Doctor en Ciencias Químicas. Universidad de Salamanca.
5. Murray, H. H. (2007) Applied clay mineralogy Occurrences, Processing and Application of Kaolins, Bentonites, Palygorskite-Sepiolite, and Common Clays. Elsevier, Developments in Clay Science 2, 12.
6. Rodríguez, M. G. (2003) Physical and catalytic characterization of smectites from Boa-Vista, Paraíba, Brazil. Consultado el 15 de Agosto de 2014
7. Robert H. S. y Robertson, M. F. (s.f.) Clay minerals as catalysts. Recuperado el 7 de mayo de 2014
8. Ulmann, M. y Anger, I. (2012) Handbook of Natural Zeolites: Physical and Chemical Properties, 73.
9. ZEOCAT. (s.f.). Soluciones ecológicas con zeolita natural. Recuperado el 24 de agosto de 2014

### Caracterización petrofísica de la facies carbonáticas del Cretácico en los yacimientos dm-115 y dm-151

Sánchez, D.

*Correspondencia* sanchezd@pdvsa.com

**Palabras clave:** Estratigráficas, núcleo, formación.

### Resumen

El Campo Mara Oeste se ubica dentro de la cuenca del Lago de Maracaibo, produce los yacimientos Cretácicos DM-

115 y DM-151, en los cuales se han completados 23 pozos. Estos yacimientos producen el Grupo Cogollo, el cual se caracteriza por una secuencia carbonática, la Formación Apon de calizas con intercalaciones arenosas y dolomíticas, le siguen calizas oolíticas de la Formación Lisure y continua la Formación Maraca con un espesor de calizas constantes. La configuración estructural se caracteriza por ser un anticlinal altamente fallado, originado por una falla principal inversa que divide el área en dos bloques, uno deprimido al norte y el otro levantado al sur. La porosidad y permeabilidad del yacimiento están controladas por la red de fracturas abiertas y parcialmente abiertas presentes. Para el Modelo Petrofísico basado en el análisis especial de núcleo existente en el pozo DM-152. Se realizó la determinación de parámetros petrofísicos, tales como: Factor de Formación (FF), Índice de Resistividad (IR), Coeficiente de Tortuosidad ( $\alpha$ ), Factor de Cementación ( $m$ ) y corregido por arcillosidad ( $m^*$ ), exponente de saturación ( $n$ ) y corregido por arcillosidad ( $n^*$ ); así como también la especificación de los tipos de roca, mediante la determinación del radio de garganta poral predominante a partir de la ecuación R15% de *Pittman*; de la cual se obtuvieron tres petrofacies predominantes: mesoporosa (17.24%), microporosa (37.93%) y nanoporosa (37.93 %). Del escalamiento núcleo-perfil se definieron los siguientes modelos: el modelo de arcillosidad que más ajustó fue el Lineal, utilizando el *Gamma Ray Spectral*, el modelo de saturación definido fue *Simandoux* para valores  $> 5\%$  de Vsh y Archie para valores de Vsh  $\leq 5\%$ , y el modelo de permeabilidad determinado para el Grupo Cogollo fue la siguiente ecuación  $K=6,4344*\Phi^{1,0764}$ .

Sólo se ahondó en la clasificación de las litofacies, ya que las facies diagenéticas y las biofacies presentes en los carbonatos de este campo presentan poca variabilidad se determino que el Grupo Cogollo es una asociación de carbonatos depositados en ambiente de plataforma carbonática donde de acuerdo a fluctuaciones del nivel del mar, se dieron en ambiente de plataforma interna y externa depositándose una serie de litofacies variables. Dichas litofacies son: Lutitas (L), *Mudstone* (M), Calcoarenisca (Ac), *Wackestone* (W), *Packstone* (P3), *Packstone* de Peloides (P2), *Packstone* de Moluscos (P1) y *Grainstone* de Rudistas y Moluscos (G).

### Introducción

La explotación del Cretáceo en el Campo Mara Oeste comienza en el año 1951 con la perforación del pozo DM-115. Este campo consta de dos yacimientos el DM-115 y DM-151. Hasta la fecha se han perforados un total de 23 pozos.

El Cretáceo ha sido productor principalmente del Grupo Cogollo (Maraca, Lisure y Apon). La complejidad litológica, el sistema de fractura y la producción de hidrocarburo, son las características más importantes del yacimiento.

La caracterización petrofísica es de vital importancia para la cuantificación del volumen de fluido de cualquier yacimiento. La evaluación de los pozos que penetran el yacimiento genera una serie de parámetros importantes para el estudio y comparación de las diferentes propiedades físicas y texturales de la roca que es imprescindible para cualquier estudio geológico detallado. Además la información de núcleos es importante,

pues es la única medición directa para obtener las propiedades petrofísicas. A través de los registros de los pozos se obtiene de forma indirecta, siendo estas las dos únicas formas posibles de obtener los parámetros de evaluación.

Al realizar la caracterización petrofísica, la cual nos permite inferir sobre las propiedades generales de las rocas de los reservorios, sedimentológica, tipo de sedimento que se deposita en cierto periodo de tiempo, paleontológico el cual nos indica los diferentes tipos de fósiles que fueron depositados tiempos atrás, son disciplinas que forma parte de un Estudio Integrado del Yacimiento. Estos nos permiten inferir sobre las propiedades del sistema roca-fluidos tales como: permeabilidad, porosidad, saturaciones de los fluidos, espesores de arenas petrolíferas, arcillosidad, ubicación de posibles contactos y profundidad de los intervalos de interés. Así como también permite estudiar el tipo y calidad de roca con lo cual se puede identificar el tipo de fósil para la época en que fueron depositados los sedimentos en dichos eventos y seleccionar las zonas prospectivas del área de estudio.

Tomando en consideración lo anteriormente mencionado, es de suma importancia realizar un estudio detallado del yacimiento, mediante la “Caracterización Petrofísica de las Facies Carbonáticas del Cretáceo en los Yacimientos DM-115 y DM-151”.

### Análisis de resultados

Una vez revisada la data de los núcleos, registros y verificada la no necesidad de realizar correcciones, se presenta a continuación los resultados en detalle de la Caracterización Petrofísica, Sedimentológica y Paleontológica del

Grupo Cogollo mediante escalamiento Núcleo-Perfil del Pozo DM-152 para los Yacimientos DM-151 y DM-115, ubicados en el Campo Mara Oeste de la Unidad de Explotación Tierra Oeste, pertenecientes al Grupo Cogollo (Maraca, Lisure y Apon). En este estudio se definieron ocho (8) litofacies: P1, P2, P3, G, M, L, Ac Y W.

### Descripción de unidades sedimentarias

Para la caracterización sedimentológica de los carbonatos del Campo Mara Oeste se hizo el análisis del núcleo del pozo DM 0152 (99 pies del Miembro Piché de la Formación Apon, de las muestras de canal obtenidas durante las perforaciones, de las secciones petrográficas, registros mineralógicos y registros de imágenes micro resistivas y acústicas, además de estudios sedimentológicos previos realizados en el campo y estudios integrados realizados en el Cretáceo de áreas vecinas (campos Mara Este y La Paz).

Dada la variabilidad de tipos de litologías carbonáticas que se presentan en el Grupo Cogollo del Campo Mara Oeste como consecuencia de las fluctuaciones ocurridas en la plataforma, en este estudio se presentará una clasificación sencilla de litofacies, de manera de que cada una represente de manera simple las características ambientales y energéticas en las que se depositó. Litofacies de Grainstone de rudistas y moluscos (G): litofacies que consiste de rocas grano – soportadas, compuesta esencialmente por fragmentos micritizados de rudistas (bioclastos de moluscos de tamaño mayor a 3 cms.), en algunas ocasiones se presenta relleno espático de bioclastos.

La matriz es esencialmente micrítica y es frecuente la porosidad por disolución móldica. Generalmente son depósitos de barras o bancos de pelecípodos. Litofacies de *Packstone* de moluscos (P1): calizas grano–soportadas compuestas por fragmentos de bivalvos y ocasionales rudistas, también son frecuentes las espículas de equinodermos. La matriz de esta litofacies es micrítica. Representan depósitos inter–bancos. Litofacies de *Packstone* de peloides (P2): son calizas grano – soportadas compuestas por pelotillas fecales, depositadas en ambientes submareales de moderada a alta energía. La matriz es micrítica. Litofacies de *Packstone* de foraminíferos bentónicos (P3): litofacies correspondientes a calizas grano–soportadas compuestas por foraminíferos bentónicos (principalmente miliólidos, orbitolinas y algunos globigerinoides) característicos de ambientes lagunares. La matriz de estas calizas es micrítica.

Litofacies de *Wackestone* (W): calizas matriz – soportadas, presentan una mezcla variable de granos que van de intraclastos sub redondeados y bioclastos como algunos foraminíferos y fragmentos de bivalvos. Representan depósitos de ambientes que varían entre facies inter–biostromos y facies lagunares. Litofacies de *Mudstone* (M): calizas matriz – soportadas compuestas mayoritariamente por lodo micrítico, con algunos bioclastos como fragmentos de algas, algunos foraminíferos y muy ocasionales fragmentos de bivalvos. Esta litofacies son depósitos de ambientes lagunares de baja energía. Litofacies de Lutitas (L): compuesta por lutitas margosas, con ocasionales bioclastos de foraminíferos. Corresponden a depósitos con influencia más pelágica.

Litofacies de Calcoareniscas (Ac): litofacies representada por areniscas de grano fino a muy fino, compuestas por granos de cuarzo monocristalino en una matriz calcárea. Esta litofacies corresponde a depósitos de canales dentro de la plataforma carbonática. Esta litofacies presenta frecuentemente intraclastos calcáreos embebidos dentro de la roca clástica. Obviamente, el reducido número de muestras de este estudio petrográfico hace bastante subjetiva la extrapolación a todo el Campo Mara Oeste de las características sedimentológicas y diagenéticas observadas en las secciones finas. Sin embargo, gracias a registros modernos tomados en pozos recientes, (registro de imágenes y mineralógicos) y a análisis de difracción de rayos X, se puede observar como la información proveniente de las descripciones petrográficas coteja en gran medida con las respuestas obtenidas de estos registros especiales.

### Información disponible

Para definir el modelo petrofísico de los yacimientos DM-115 y DM-151 del Grupo Cogollo, se analizó el pozo DM-152 al cual le fue cortado un núcleo de 108 pies, además dispone de análisis convencionales y especiales necesarios para establecer y validar los parámetros petrofísicos, tales como: Exponente de cementación (m), coeficiente de tortuosidad (a), exponente de saturación (n), densidad de matriz ( $\rho_{ma}$ ), volumen de arcilla (Vsh), entre otros. Los cuales fueron utilizados para la estimación de las correlaciones de las propiedades ( $\Phi$ , K). También cuenta con un conjunto de registros modernos, tales como: gamma ray, gamma ray espectral (Utilizados en el escalamiento Núcleo-Perfil), perfiles eléctrico, acústico, y de porosidad. De

igual forma también se disponía de muestras que poseían análisis de presiones capilares con inyección de mercurio; a partir de ellas se realizó el cálculo del radio de garganta de poro.

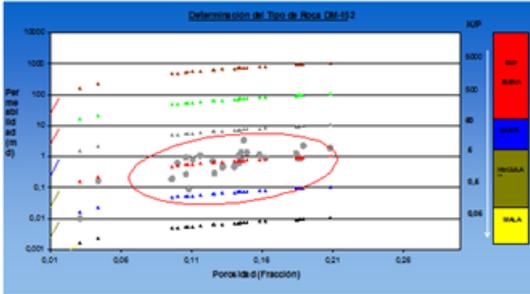
Parámetros Petrofísicos	
$\rho_{ma}$	2.71
A	1
m	2.06
m*	2.06
N	2.29
n*	2.29

### Parámetros Petrofísicos

Se caracterizó el agua de la formación a partir de Análisis Físico-Químicos de Laboratorio de los cuales se obtuvo. De los resultados obtenidos de las muestras representativas el  $R_w$  para el Grupo Cogollo (Apon, Lisure y Maraca) es de  $0.052 \Omega/m$ .

### Identificación y caracterización de petrofacies

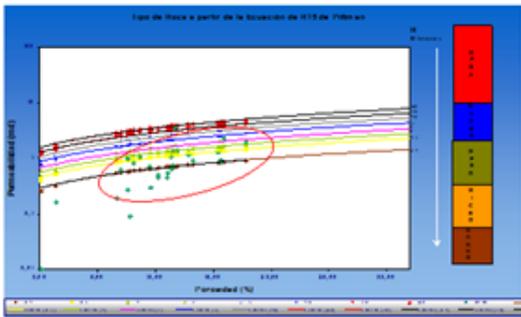
Los resultados obtenidos en la identificación y caracterización de Petrofacies son los siguientes: Se elaboró el gráfico log de permeabilidad vs. porosidad, para el núcleo del pozo DM-152, se trazaron isolíneas de K/PHI para determinar la calidad de la roca de manera cualitativa. A través de este gráfico se determinó que el tipo de roca predominante va de regular a buena, esto es común en rocas de extrema dureza como lo es el caso de los carbonatos. A continuación se muestran el gráfico de tipo de roca:



Determinación del Tipo de Roca *Crossplot* K/PHI Pozo DM-152

**Identificación de petrofacies mediante la ecuación de radio de garganta poral**

A partir de los gráficos de porosidad contra permeabilidad se obtuvo la clasificación de las petrofacies existentes en las rocas representadas por el Apon de núcleo del pozo DM-152; en esta se puede observar la distribución de las muestras por petrofacies gracias a una escala de tamaño poral. En este gráfico se pudo apreciar que las petrofacies mayormente presentes son microporosas y mesoporosas como se puede apreciar en la figura siguiente.



Tipo de Roca a partir de la Ecuación R15 de Pittman Pozo DM-152

**Correlación núcleo perfil**

El procedimiento de ajuste de profundidad se realizó utilizando el registro de *Gamma Ray* de los pozos en estudio y el registro gamma ray tomado al núcleo de los mismos (*Core Gamma*).

Luego se obtienen los modelos de arcillosidad, porosidad y saturación de agua.

**Modelo de arcillosidad**

La definición del modelo de arcillosidad se basó principalmente en el hecho de que no se contaba con análisis de difracción de rayos X, el cual permitiera caracterizar la mineralogía del área; Además a través de los registros de *Gamma Ray* se evidenció el alto contenido de elementos radioactivos tales como torio, potasio y uranio en la formación, lo que limita la cantidad y eficiencia de los modelos a utilizar. Por esta razón se decidió utilizar el modelo lineal. La ecuación utilizada fue la siguiente:

Modelo de Porosidad (Total y Efectiva)

$$V_{sh} = \frac{CGR - GRcl}{GRshl - GRcl}$$

$$\phi_t = \frac{\rho_{ma} - \rho_{reg}}{\rho_{ma} - \rho_{fl}}$$

Para el cálculo de la porosidad efectiva (para el Grupo Cogollo) se utilizó el modelo de porosidad lineal a través de la siguiente ecuación:

$$\phi_e = \phi_t * (1 - V_{sh})$$

**Determinación de permeabilidad**

Para la determinación de la ecuación que define el modelo de permeabilidad, fue utilizado el *crossplot* de Permeabilidad Vs. Porosidad para el núcleo del pozo DM-152, con los cuales se podrá obtener el comportamiento de permeabilidad que defina el campo se obtuvo la siguiente ecuación que define el modelo de permeabilidad:

$$K=6,4344*\Phi^{1,0764}$$

### Modelo de saturación de agua

Los modelos de saturación de agua utilizados en la investigación fueron: *Simandoux* para valores de  $V_{sh} > 5\%$  y *Archie* para valores de  $V_{sh} \leq 5\%$ . Cabe destacar que la utilización de dos modelos se debió al hecho de que se busco evaluar las condiciones en el campo de manera que se pudiera definir el modelo que ajustaba mejor al mismo. La definición del modelo de saturación de agua es de suma importancia ya que este nos permite visualizar el avance del frente de agua y los niveles de energía del yacimiento. Sobre la base de esto se puede tener una mejor idea del grado de agotamiento de los yacimientos, del factor de recobro y de la vida útil del mismo.

*Parámetros de corte:*

$$PHIE \geq 0.03$$

$$Sw(\text{corte}) \leq 50\%$$

$$V_{sh} \leq 50\%$$

### Cálculos petrofísicos por pozo

Las evaluaciones fueron realizadas bajo la plataforma *Landmark* en la aplicación *PetroWorks*, con un algoritmo y archivo de datos SDF diseñado para el campo, en el cual fue cargada toda la información acerca de los datos básicos, curvas y los modelos anteriormente descritos. Los resultados obtenidos de la evaluación se muestran en los sumarios petrofísicos y estos fueron representados con mapas de isopropiedades para cada Formación.

### Mapas de isopropiedades

(4)  
Los mapas de isopropiedades fueron realizados en la plataforma de *Landmark* con la aplicación *Z-MAP Plus*. La interpretación se basa en la caracterización y ubicación de las mejores propiedades a lo largo del área de interés, propiedades tales como: Porosidad Efectiva ( $\Phi_e$ ), Permeabilidad (K), Caliza Neta Petrolífera (CNP), Saturación de Agua ( $S_w$ ), etc. A continuación se describe cada uno de los mapas realizados.

### Formación maraca

En el mapa de Caliza Neta Petrolífera (CNP) se observa que los espesores varían en el yacimiento DM-115 entre 9 y 53 pies y en el yacimiento DM-151 10 y 60 pies, donde la mayor concentración de hidrocarburo se encuentra hacia el Norte y siguiendo la tendencia hacia el Oeste. Los mayores valores de porosidad se encuentran en la parte Norte, y siguiendo la tendencia hacia el Oeste, como se muestra en el Anexo E-2, estos valores en el área de estudio varían para el yacimiento DM-115 de 5 a 11% y para el yacimiento DM-151 6 a 9% considerando las mayores porosidades entre 9 y 11%. Las mejores permeabilidades se encuentran hacia la parte Norte, siguiendo una tendencia hacia la parte Oeste, donde estos valores varían entre 0.304 a 0.609 milidarces.

Los mayores espesores en el área presentan de saturación de agua al orden de 32% en el yacimiento DM-115 estos varían entre 5% y 32%, y en el yacimiento DM-151 varían entre 3% y 17%.

### Formación lisure

En el mapa de Caliza Neta Petrolífera (CNP) se observa que los espesores varían en el yacimiento DM-115 entre 4 y 88 pies y en el yacimiento DM-151 42 y 235 pies donde la mayor concentración de hidrocarburo en el yacimiento DM-115 se encuentra hacia el NE y siguiendo la tendencia hacia el Oeste y el yacimiento DM-151 se encuentra hacia el Norte con tendencia hacia el Oeste. Y los mayores valores de porosidad se encuentran en el yacimiento DM-115 hacia el NE y siguiendo la tendencia hacia el Oeste y el yacimiento DM-151 se encuentra hacia el Norte con tendencia hacia el Oeste. Estos valores en el área de estudio varían para el yacimiento DM-115 de 4 a 6% y para el yacimiento DM-151 5 a 7% considerando las mayores porosidades entre 6 y 7%. Las mejores permeabilidades se encuentran en la parte NE y Norte y siguiendo una tendencia hacia la parte Oeste, donde estos valores varían para el yacimiento DM-115 0.236 a 0.367 milidarces y en el yacimiento DM-151 entre 0.272 y 0.328 milidarces. En cuanto a los mayores espesores de saturación de agua van en el orden de 37% para el yacimiento DM-115 estos varían entre 23% y 36% y en el yacimiento DM-151 varían entre 27% y 37%.

### Formación apon

En el mapa de Caliza Neta Petrolífera (CNP) se observa que los espesores varían en el yacimiento DM-115 entre 112 y 424 pies y en el yacimiento DM-151 328 y 1106 pies, donde la mayor concentración de hidrocarburo en encuentra hacia el Norte y siguiendo la tendencia hacia el SO y Sur. Los mayores valores de porosidad se encuentran en

hacia el Norte y siguiendo la tendencia hacia el Sur. Estos valores en el área de estudio varían para el yacimiento DM-115 de 4% a 11% y para el yacimiento DM-151 de 7% a 10% considerando las mayores porosidades entre 10% y 11%. Las mejores permeabilidades se encuentran hacia el Norte y siguiendo una tendencia hacia la parte Sur, donde estos valores varían para el yacimiento DM-115 0.225 a 0.577 milidarces y en el yacimiento DM-151 entre 0.421 y 0.532 milidarces.

Los mayores espesores en el área presentan una saturación de agua al orden de 30% en el yacimiento DM-115 estos varían entre 16 y 30% y en el yacimiento DM-151 varían entre 18 y 23%.

### Conclusiones

- El Grupo Cogollo (Maraca, Lisure y Apon) fue evaluado petrofísicamente por formaciones ya que cada una presenta características litológicas diferentes.
- Del análisis del núcleo del pozo DM-152 se obtuvieron los parámetros petrofísicos  $m = 2.06$ ,  $n = 2.29$  y densidad de la matriz 2.71 gr/cc.
- De los análisis físico-químicos de las muestras representativas se obtuvo que el  $R_w$  es de 0.052  $\Omega/m$ . Estos parámetros fueron los que se utilizaron para las evaluaciones.
- De acuerdo al tipo de garganta poral se definieron dos tipos de rocas o unidades de flujo, clasificadas como microporosas y mesoporosa, donde las mejores se encuentran en el tipo clasificado como mesoporosa.
- Los modelos matemáticos que se utilizaron fueron: para la saturación de agua *Simandoux* para valores de  $V_{sh} > 5\%$  y Archie para valores de  $V_{sh} \leq 5\%$ ,



- debido a que los resultados se ajustaban al comportamiento de producción del miembro y los que mejor cotejan con el núcleo.
- No se pudo generar sintéticos debido a que en carbonatos se tienen porosidades primaria y secundaria dependiendo de las fracturas, por lo tanto ningún pozo es igual ni parecido a otro en cuanto al fracturamiento.
  - El modelo de arcillosidad utilizado fue el lineal, utilizando el *Gamma Ray Spectral* debido al contenido de radiactividad (uranio) que existe en el área de estudio.
  - El modelo de permeabilidad determinado para el Grupo Cogollo es:  $K=6,4344*\Phi^{1,0764}$
  - En la Formación Maraca los mayores espesores de Caliza Neta Petrolífera y porosidades se encuentran hacia el Norte y siguiendo la tendencia hacia el Oeste.
  - En la Formación Lisure los mayores espesores de Caliza Neta Petrolífera y porosidades se encuentran hacia el Norte y NE con tendencia hacia el Oeste.
  - En la Formación Apon los mayores espesores de Caliza Neta Petrolífera y porosidades se encuentran hacia el Norte y siguiendo una tendencia hacia el Sur y SO.
  - Del estudio sedimentológico se determinó que el Grupo Cogollo es una asociación de carbonatos depositados en ambiente de plataforma carbonática donde de acuerdo a fluctuaciones del nivel del mar (cambio estocásticos) se dieron en ambientes de plataforma interna y externa depositándose una serie de litofacies variables en cuanto a energía, relacionadas con la matriz, compactación, litificación, composición, tipos de bioclastos, aporte de sílice, etc.
  - Agrupando estos criterios se definieron ocho litofacies para el Grupo Cogollo las cuales son las siguientes: P1, P2, P3, G, M, L, Ac Y W.
  - Sólo se ahondó en la clasificación de las litofacies, ya que las facies diagenéticas y las biofacies presentes en los carbonatos de este campo presentan poca variabilidad.
  - Se demostró una buena correlación entre la petrofísica y la sedimentología, como se pudo observar en los registros de litología y en los registros de imágenes al momento de correlacionándolo con las facies y litofacies presentes.

### Recomendaciones

- Considerar la toma de núcleos a nivel del Grupo Cogollo en los yacimientos DM-115 y DM-151, realizar estudios especiales y convencionales; tomándole varias muestras a lo largo de cada Formación (Maraca, Lisure y Apon) para definir bien el tipo de roca (petrofacies) a objeto de tener un número que permita realizar un mejor análisis del tipo de roca para cada formación.
- Es necesario tomar muestras de aguas para cada Formación ya que se cuenta solo con muestra de agua general para el grupo cogollo y así definir la resistividad del agua para cada una de las formaciones y realizar la caracterización de agua de formación y un mejor cálculo de la saturación del agua.
- En los nuevos pozos a perforar en el área tomar registros de nuevas tecnologías ya que esta área presenta complejidad estructural y estratigráfica.
- Se propone realizar un modelo Dinámico detallado del yacimiento en estudio.



## Sesión Geoquímica Petrogenética

### Estudios de proveniencia por datación de circón detrítico, su alcance y sus limitaciones – un ejemplo del “Alto de Patao” – un reservorio hidrocarbúrico en Costa Afuera, NE Venezuela.

Weber, B.<sup>1</sup>, Mota, A.<sup>2</sup>, Ramírez, R<sup>2</sup> y Valencia, Y.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Departamento de Geología, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B. C., Carretera Ensenada-Tijuana 3918, Zona Playitas, 22860 Ensenada B. C., México.*

<sup>2</sup>*Gerencia de Exploración Costa Afuera, PDVSA, Guaraguao, Puerto La Cruz, Anzoátegui, Venezuela*

*Correspondencia* bweber@cicese.mx

### Resumen

Fechamientos puntuales con el método U-Pb por ICPMS con ablación laser han revolucionado la geocronología durante los últimos 10 años por ser rápidos y relativamente económicos. Con esta tecnología se han vuelto factibles estudios de proveniencia de sedimentos, con base en la determinación de edades de circón detrítico, con un número adecuado de análisis para obtener resultados estadísticamente satisfactorios. Sin embargo, diferencias en el manejo de errores y la aplicación de filtros de discordancia inadecuados pueden causar problemas en la comparación de datos, especialmente si los sedimentos tienen fuentes relativamente jóvenes. Aparte, si el número de fuentes es grande, como es el caso en algunos sistemas fluviales transcontinentales, aumenta la

probabilidad de que algunas fuentes no aparecen de manera representativa.

Durante el Neógeno la geología del Caribe y el margen norte de Sudamérica está controlado por el movimiento de la placa Caribe hacia el este y la colisión oblicua de terrenos del Caribe con el margen continental de Sudamérica (Pindell and Kennan, 2009). La subducción oblicua de la placa Caribe por debajo de la placa Sudamericana produce el levantamiento de las cadenas montañosas del Caribe que a su vez, por la flexión de la placa sudamericana, forma grandes cuencas piemontinas. Esta situación tectónica, más el levantamiento acelerado de los Andes del Norte, cambió el rumbo de los sistemas de drenaje desde sur-norte a oeste-este, y se desarrolló el paleo-Orinoco durante el Mioceno (Escalona y Mann, 2011).

Adicionalmente, movimientos transcurrentes a lo largo de importantes fallas dextrales abren cuencas sedimentarias que luego fueron invertidos (Pindell *et al.*, 2009). Todas estas cuencas son motivo de la exploración de hidrocarburos en costa afuera.

Al norte de la Península de Paria en el extremo noreste de Venezuela se encuentra el “Alto de Patao” con importantes manifestaciones de hidrocarburos ubicados en la Formación Cubagua del Mioceno-Plioceno. Basado en estudios sedimentológicos y estratigrafía secuencial, que sugieren sedimentación en un sistema fluvial deltaico, el motivo de este trabajo fue identificar las fuentes de los sedimentos que podrían haber sido localizados hacia el noroeste (Arco de las Antillas

Menores), la Península de Araya-Paria al suroeste, o provenientes del paleo-Orinoco durante su migración hacia su posición actual.

Un total de 566 circones detríticos de 6 muestras de pozo tienen edades muy variadas desde el Arcaico hasta el Mioceno-Plioceno, pero son consistentes entre sí con altos valores de similitud y solapa. La edad (máxima) de la sedimentación está dada por las edades de circón más jóvenes entre 6 y 5 Ma, representando posiblemente volcanismo ácido contemporáneo con la sedimentación. El análisis de las zonas de fuente sugiere que la mitad de los circones detríticos viajaron a través de todo el continente sudamericano, ya que parecen ser provenientes de fuentes andinos que incluyen Grenvilleanos, Paleozoicos y Jurásicos. Estos resultados indican que el sistema fluvial del paleo-Orinoco es el más importante para el aporte de sedimentos en el Alto de Patao. Sin embargo hay diferencias importantes con respecto al sistema Orinoco actual debido a la baja abundancia relativa de fuentes cratónicos (Cratón de Guayana) en el Alto de Patao y un número significativo de circón relacionado con la orogenia Brasiliana. Además, un 17% de los circones detríticos pueden relacionarse con magmatismo de arco en la placa Caribe. Debido a que el magmatismo de arco oceánico es esencialmente mafico a intermedio, estas fuentes no están representadas cuantitativamente por el número de circones medidos. Es por ello, que es altamente recomendable incluir análisis adicionales como isótopos de Sm-Nd, para poder estimar fuentes de rocas ígneas con poco circón a través de modelos de mezcla.

## Referencias

1. Escalona, A. y Mann, P. (2011). *Marine and Petroleum Geology* 28, 8-39.
2. Pindell, J. y Kennan, L. (2009). *Geological Society, London, Special Publications*, 328, p. 1-55.
3. Pindell, J. *et al.* (2009) *Geol. Society, London, Special Publications*, 328, p. 743-794.

### **Geoquímica inorgánica de rocas siliciclásticas del afloramiento DECA - Parque Cretácico en la sierra cuesta "El infierno", municipio de Aldama, Chihuahua (México): clasificación y análisis de procedencia**

González-Moreno, Y. L.<sup>1</sup>, Flores-Castro, K.<sup>1</sup>, Armstrong-Altrin, J. S.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales. Laboratorio de Geoquímica. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Ciudad Universitaria s/n. CP. 42184. Mineral de la Reforma, Hidalgo, México.*

<sup>2</sup>*Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria s/n, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F.*

### **Correspondencia**

*yuletmi28@hotmail.com,  
kinardo\_flores@hotmail.com*

### **Introducción**

La Geoquímica es una especialidad de las Ciencias de la Tierra que sobre la base de la Geología y de la Química estudia, en el espacio y tiempo, los elementos químicos existentes en la Corteza Terrestre, su distribución y la génesis de un cuerpo rocoso, así como el equilibrio entre las combinaciones de elementos. La finalidad de los estudios geoquímicos, es

determinar cualitativa y cuantitativamente en diversos rangos de detección, los elementos mayoritarios, traza y las llamadas tierras raras presentes en rocas, sedimentos o agua.

La aplicación de herramientas geoquímicas y petrográficas determina, por ejemplo, la composición química y mineralógica de los sedimentos y las rocas sedimentarias, además de sus rasgos texturales y petrogenéticos que posteriormente son evaluados estadísticamente, con el fin de encontrar tendencias y firmas geoquímicas relacionadas con un contexto tectónico prevaleciente y que a su vez, tiene concordancia con el tiempo del depósito de los sedimentos procedentes de la erosión de rocas precursoras (protolitos).

Para el caso de los estudios de procedencia de sedimentos terrígenos, estas técnicas han complementado enormemente la información obtenida por medio de la petrografía. En los últimos años, se han llevado a cabo un gran número de estudios sobre la composición química de las rocas detríticas (elementos mayores, trazas y tierras raras) y de los cambios que ocurren a lo largo del ciclo sedimentario, con el objetivo de entender la relación que existe entre la composición de la roca que dio origen al sedimento y la de la roca que resulta de la litificación de este (Taylor y McLennan, 1985; Bathia y Crook, 1986; Roser y Korsch, 1986, 1988; McLennan, 1989; Armstrong-Altrin, 2004; Liu *et al.*, 2007).

### Localización del área de estudio

El área se localiza al NE del estado de Chihuahua, formando parte del *Desierto Chihuahuense*, para llegar a la zona de estudio se toma la carretera Federal No.

16 (Chihuahua – Ojinaga) hasta la ciudad de Aldama. Se continúa hasta arribar al entronque que comunica a la comunidad de Potrero El Llano – Chorreras. Posteriormente se prosigue por espacio de 28 km por camino de terracería, siendo transitable todo el año, hasta el entronque y entrada a la propiedad del DECA - Parque Cretácico cuyas coordenadas son: 28° 48'41.6" N y 105° 32'12.1" W. Esta propiedad se encuentra a una altitud de 1,262 m sobre el nivel del mar. El área de estudio queda comprendida por las coordenadas geográficas: 28°48'7.32" N, 105°34'27.66" W y 28°49'13.21" N, 105°32'37.69" W. (Figura 1).

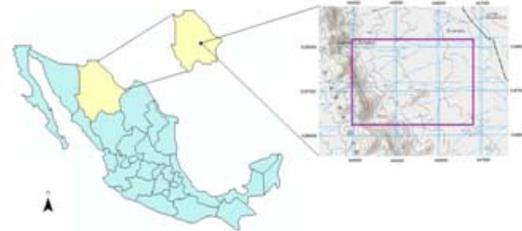


Figura 1. Plano de localización del área de estudio.

### Geología

Estrada-Ruiz (2011) correlaciona las rocas sedimentarias clásticas, motivo de este estudio, a la Formación San Carlos (*Coniaciano-Maastrichtiano*) descrita originalmente por Vaughan (1900), mediante la diagnosis y clasificación de maderas fósiles que contienen éstos sedimentos, además de numerosos restos óseos correspondientes a dinosaurios herbívoros y carnívoros.

La columna litológica medida en el área de estudio presenta hacia la base una alternancia de estratos medios a gruesos de areniscas poco consolidadas, con areniscas compactas de grano medio, bien

clasificadas de 5 a 25 cm de espesor y que muestran una marcada estructura laminar paralela. Petrográfica y geoquímicamente correspondieron con grauwas.

A continuación la secuencia cambia de areniscas a areniscas con alternancias de conglomerados, cuyos clastos varían de 1 a 5 centímetros de diámetro y que comúnmente exhiben estratificación paralela. Posteriormente se presentan conglomerados polimícticos con clastos de 2 a 10 centímetros de morfología subredondeada a redondeada y color ocre-amarillento (visiblemente oxidados). Esta litología siliciclástica es la que presenta mayoritariamente el material paleontológico, tanto de origen animal como vegetal. (Figuras 2, 3, 4 y 5).

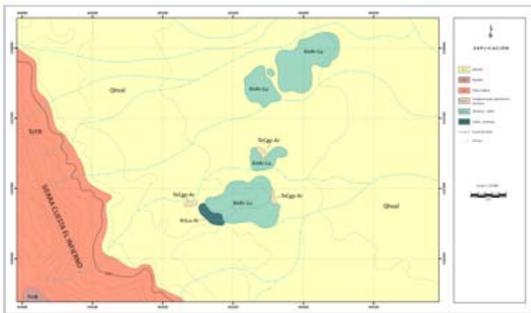


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio.



Figura 3. Areniscas con laminación paralela



Figura 4. Areniscas con alternancia de conglomerados.

Posteriormente, se deposita discordantemente un paquete de lutita y lutita-limosa que al contacto con las areniscas conglomeráticas y los conglomerados presentan evaporitas (yesos) asociados a fracturas y planos de estratificación. Conforme se asciende en la secuencia arcillosa, las evaporitas desaparecen y los sedimentos arcillosos de color rojizo predominan (Flores-Castro *et al.*, 2011).

Finalmente, la cima de la secuencia está representada por un potente espesor de conglomerado polimíctico de color amarillo claro a rojizo, compuesto por clastos provenientes de rocas volcánicas y sedimentarias redondeados a subredondeados, cuyos fragmentos oxidados presentan diámetro centimétrico a decimétrico. Éstos cubren los sedimentos arcillosos y a la vez subyacen a una secuencia de rocas volcánicas, principalmente de composición félsica a andesítica-basáltica, que en algunos sitios se encuentran intercaladas con sedimentos clásticos continentales y depósitos epiclásticos (Oviedo-Padrón, 2008; Oviedo-Padrón, 2010).

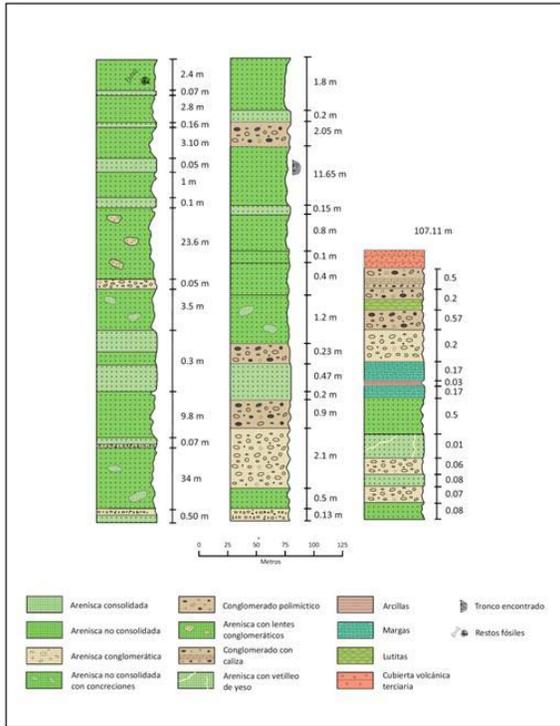


Figura 5. Columna estratigráfica de la zona de estudio.

### Metodología

Se realizaron dos visitas al área de estudio obteniendo un total de 45 muestras de roca y sedimento de los diferentes estratos que conforman el afloramiento del DECA - Parque Cretácico A.C. Las muestras fueron envueltas con papel aluminio y posteriormente colocadas en bolsas de polietileno debidamente etiquetadas.

En el laboratorio se seleccionaron 13 muestras representativas del perfil medido y se pulverizaron en el equipo *Pulverisette II* de la marca *Fritsch* con mortero y pistilo de ágata, hasta reducir el tamaño de partícula hasta malla 200, obteniendo así 40 g de cada una de ellas (Figuras 6 y 7). Posteriormente fueron enviadas a los laboratorios ActLabs en Ontario, Canadá, para ser analizadas por el método: *Total IDENT Code 4E*

*lithoresearch* que incluyó el análisis de alta resolución de elementos mayores y trazas, incluidas las tierras raras.



Figura 6. Equipo Pulverisette II



Figura 7. Aspecto del pulverizado de la muestra.

### Resultados preliminares y discusión

#### Geoquímica de elementos mayores

Para poder determinar la composición de la roca fuente, se utilizó el diagrama de Le Bas *et al.* (1986) en el cual en base a la relación de  $Al_2O_3/TiO_2$  y  $SiO_2$  se puede conocer la composición de las rocas sedimentarias clasificándose en: enriquecidas, intermedias y pobres en sílice. Al graficar los resultados obtenidos del análisis de elementos mayores se observa que la composición de estas rocas tiende a ser intermedia a máfica, en su mayoría presentan entre 42% y 64% en peso en  $SiO_2$ ; sin embargo, dos de las muestras (arenisca y lutita) se encuentran

en el campo de mayor contenido de sílice siendo de composición félsica (Figura 8).

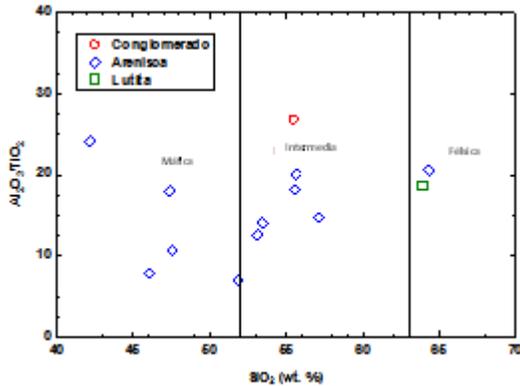


Figura 8. Relación de  $Al_2O_3/TiO_2$  y  $SiO_2$  para las rocas sedimentarias detríticas del DECA Parque Cretácico (Le Bas *et al.*, 1986).

Los valores medios de los elementos mayores se normalizaron a Corteza Continental Superior (UCC; Taylor y McLennan, 1985) y se muestran en la Figura 9. Los valores relativos normalizados a Corteza Continental Superior se encuentran enriquecidos en CaO. La muestra de lutita presenta valores similares a los de UCC en cuanto al contenido de CaO. En contraste, el contenido de  $Al_2O_3$  es relativamente bajo en todas las muestras. Se observa un enriquecimiento leve en  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$  y MnO en la mayoría de las muestras; sin embargo la muestra de conglomerado decae en el contenido de  $TiO_2$ , probablemente debido al agotamiento de minerales pesados. Este enriquecimiento de  $TiO_2$  y MnO en la mayoría de las muestras indica la concentración de minerales pesados entre las muestras de areniscas.

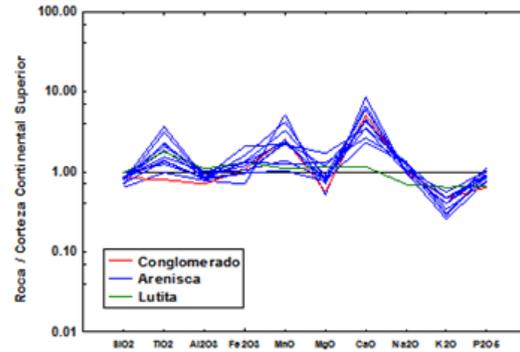


Figura 9. Diagrama normalizado de elementos mayores para las muestras del DECA – Parque Cretácico, normalizados con el promedio de la Corteza Continental superior (Taylor y McLennan, 1985).

### Geoquímica de elementos traza

En comparación con las concentraciones antes mencionadas con UCC para elementos mayores, se observa que se presentan valores relativamente bajos en el contenido de Rb y Th y el contenido de Sr es similar al de UCC. De acuerdo al diagrama, la mayor parte de las muestras presentan escaso contenido de U, excepto la muestra Yul 110, en cuanto al contenido de Sc en la muestra de conglomerado se reportan contenidos muy bajos, mientras que la muestra de arenisca Yul 010 se enriquece notablemente. De las 13 muestras analizadas la de conglomerado es la única que presenta altos contenidos de Ba (Figura 10).

### Ambiente tectónico

Para identificar la configuración tectónica involucrada en este estudio, inicialmente se utilizó el diagrama de discriminación de Bathia (1983) el cual incluye cuatro ambientes tectónicos: arco de isla oceánico, arco de isla continental, margen continental activo y margen continental

pasivo (Figura 11), sin embargo, las muestras se encuentran ampliamente distribuidas en tres campos lo cual sugiere que el diagrama propuesto por Bathia (1983) no está funcionando correctamente para las rocas estudiadas, como se menciona en Armstrong-Altrin y Verma (2005).

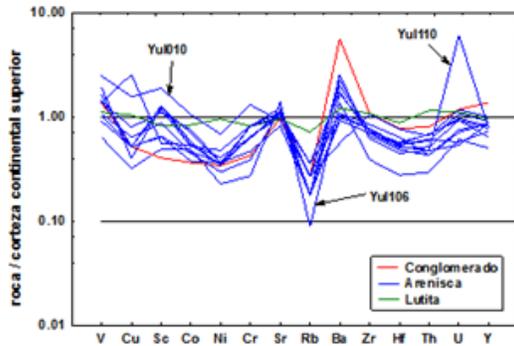


Figura 10. Diagrama normalizado de elementos traza para las muestras del DECA – Parque Cretácico, normalizados con el promedio de la Corteza Continental superior.

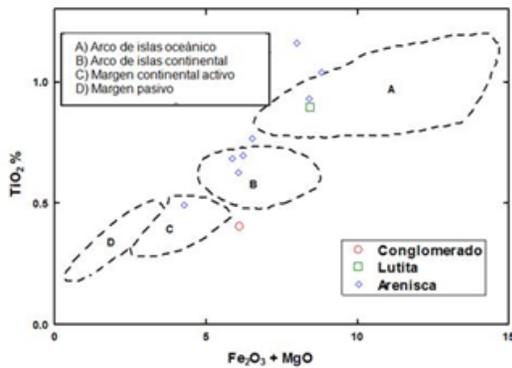


Figura 11. Diagrama de discriminación de ambientes tectónicos según Bathia, 1983.

Recientemente, Verma y Armstrong-Altrin (2013) han propuesto dos nuevos diagramas basados en función de los elementos mayores para la discriminación del ambiente tectónico de rocas siliciclásticas, los ambientes propuestos en estos diagramas son: arco de isla continental, rift continental y colisión, estos han sido creados principalmente para la discriminación tectónica basándose en altos contenidos de sílice [(SiO<sub>2</sub>) adj = 63 % - 95 %] así como también para rocas con bajo contenido de sílice [(SiO<sub>2</sub>) adj = 35 % - 63 %].

Estos dos diagramas se construyeron basándose en ejemplos de estudios de rocas sedimentarias siliciclásticas de todo el mundo, se tomaron en cuenta principalmente estudios realizados en rocas del Neógeno – Cuaternario y de ambientes tectónicos conocidos. A partir de los resultados obtenidos en estos diagramas basados en funciones discriminantes multi-dimensionales se llegó a la conclusión de que las muestras pertenecen a un arco de islas continental, lo cual es consistente con el ambiente tectónico de la geología general de México (Morán – Zenteno, 1994) y con la asignación geotectónica propuesta por Dickinson y Lawton (2001) para la Cuenca Bisbee (Figura 12).

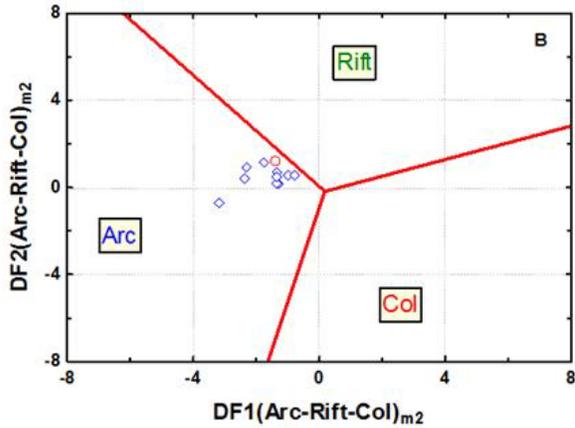


Figura 12. Diagramas de discriminación de ambientes tectónicos propuestos por Verma y Armstrong-Altrin, (2013).

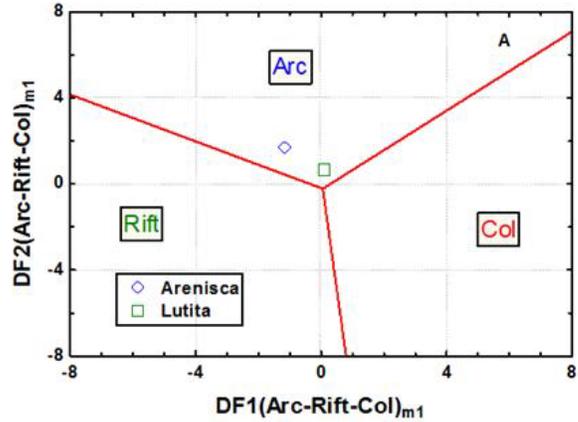
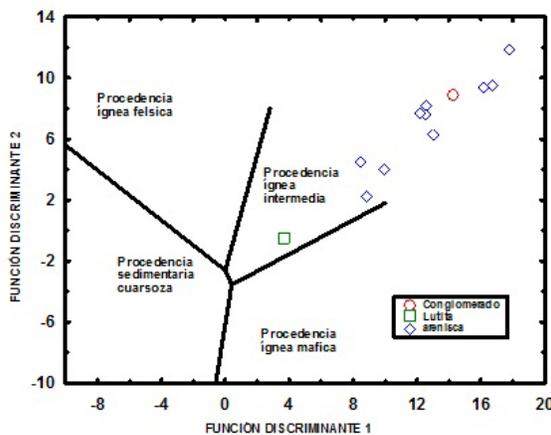


Figura 13. Diagrama de función discriminante para procedencia de sedimentos (Roser y Korsch, 1988).

### Procedencia

Roser y Korsch (1988) propusieron un diagrama de función discriminante para identificar la procedencia de los sedimentos usando los datos de los elementos mayores. Estas funciones discriminantes de los datos de los elementos mayores permiten identificar la separación de procedencia en cuatro principales grupos: rocas ígneas máficas, rocas ígneas intermedias, rocas ígneas félsicas y rocas sedimentarias cuarzosas. Utilizando este diagrama para las muestras estudiadas se observa que todas caen dentro del grupo de rocas ígneas intermedias (Figura 13).



### Referencias

1. Armstrong-Altrin, J. S., Lee, Y. I., Verma, S. P. y Ramasamy, S. (2004). Geochemistry of sandstones from the Upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, n. 2, p. 285-297.
2. Armstrong-Altrin, J. S., Verma, S. P. (2005). Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data for Neogene sediments from known tectonic setting. *Sedimentary Geology*, 177(1-2), 115-129.
3. Bathia, M. R. (1983). Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *J Geol* 91: 611-627.
4. Bathia, M.R. and Crook, K.A.W. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic discrimination of sedimentary basins. *Contrib. Mineral. Petrol.* v. 92. p. 181-193.
5. Flores-Castro, K., Montaña, S., González, Y., Estrada-Ruiz, E., Esquivel, C., Torres-Valencia, J. M., Carrillo, E., Derma, J., Angeles-Cruz, C. A. y Duran-Álvarez, J. C. (2011). Geoquímica orgánica aplicada a madera fósil del género *Javelinoxylon* depositada en sedimentos del Cretácico Superior de la Sierra Cuesta El Infierno, Aldama, Chihuahua (MÉXICO). *Actas INAGEQ*, v. 17, n. 1, p. 49-53.
6. Herron, M. M. (1988). Geochemical classification of terrigenous sands and shales from cone or log data. *J. Sed. Petrol.*, v. 58, p. 820-829.
7. Liu, S., Lin, G., Liu, Y., Zhou, Y., Gong, F. y Yan, Y. (2007). Geochemistry of Middle

- Oligocene–Pliocene sandstones from the Nanpu Sag, Bohai Bay Basin (Eastern China): Implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Geochemical Journal*, v. 41, p. 359 – 378.
8. McLennan, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. in: Lipi, B. R. y McKay, G. A. (eds.). *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements: Reviews in Mineralogy*. v. 21. p. 169-200.
  9. Morán-Zenteno, D. (1994). The geology of the Mexican Republic. *AAPG Studies in Geology*. The American Association of Petroleum Geologists, U.S.A.
  10. Oviedo-Padrón, E. G. (2008). Tectónica de la Sierra Cuesta El Infierno, Chihuahua y su relación con el levantamiento de Plomosas. Universidad Nacional Autónoma de México. Centro de Geociencias. Posgrado en Ciencias de la Tierra. Tesis de Maestría en Ciencias.
  11. Oviedo-Padrón, E. G., Aranda-Gómez, J. J., Chávez-Cabello, G., Molina-Garza, R. S., Iriondo, A., González-Becerra, P. C., Cervantes-Corona, J. A. y Solorio-Munguía, J. G. (2010). Tectónica de la sierra Cuesta El Infierno y su posible relación con fallas reactivadas cerca del levantamiento de Plomosas, Chihuahua, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. v. 27, n. 3, p. 389-411.
  12. Roser, B. P. y Korsch, R. J. (1986). Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*. v. 94. p. 635-650.
  13. Roser, B. P. y Korsch, R. J. (1988). Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*. v. 67. p. 119-139.
  14. Taylor, S. R. y McLennan, S. M. (1985). *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
  15. Vaughan, T. W. (1900). Reconnaissance in Rio Grande coal fields of Texas: United States Geological Survey Bulletin, 164, 73-88.
  16. Verma S. P. y Armstrong-Altrin, J. S. (2013). New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chem Geol* 355: 117-180.

## Clasificación geoquímica y caracterización de zircones de rocas ígneas ubicadas al sur de la Ciudad de Chihuahua, México

Fontes-Guzmán, I. D.<sup>1</sup>, Espejel-García, V. V.<sup>1</sup>, Villalobos-Aragón, A<sup>1</sup> y Iriondo, A.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua

<sup>2</sup>Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla.

Correspondencia a232519@uach.mx

**Palabras claves:** Sieno-diorita, riolita, geoquímica, Chihuahua.

### Introducción

Debido al crecimiento de la mancha urbana de la ciudad de Chihuahua, México y a falta de información geológica de las rocas que subyacen a la ciudad, se tomó la iniciativa de documentar, clasificar y caracterizar geoquímicamente las rocas ígneas que afloran en terrenos no edificados del sur de Chihuahua.

Las rocas ígneas que afloran en la ciudad de Chihuahua pertenecen a los eventos volcánicos de la Sierra Madre Occidental (SMO) considerada una de las provincias silícicas más grandes del mundo (Bryan *et al.*, 2002). Consta de dos episodios de magmatismo, teniendo a la secuencia del Supergrupo Volcánico Superior (SVS) sobreyaciendo al Complejo Volcánico Inferior (CVI), ambos compuestos de una secuencia ignimbrítica de tobas de flujos piroclásticos, tobas de caída y lavas félsicas e intermedias, emplazados durante el Oligoceno (Ferrari *et al.*, 2005 y referencias).

La Carta Geológico – Minera Chihuahua H13-C66, del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2007), menciona que la mayoría de la ciudad está edificada sobre aluvión cuaternario con afloramientos de rocas extrusivas como ignimbritas del Oligoceno en la parte suroriental de la ciudad y rocas intrusivas como granito – granodiorita, también del Oligoceno, en los cerros Grande y Santa Rosa ambos elevaciones prominentes en la parte sur de la ciudad de Chihuahua.

### Localización del área de estudio

La zona de estudio comprende 5 sitios de afloramientos, todos ubicados al sur-oriente de la ciudad de Chihuahua, aproximadamente a 9 Km. de la salida a ciudad Delicias, con rumbo a la ciudad de México (Figura 1).

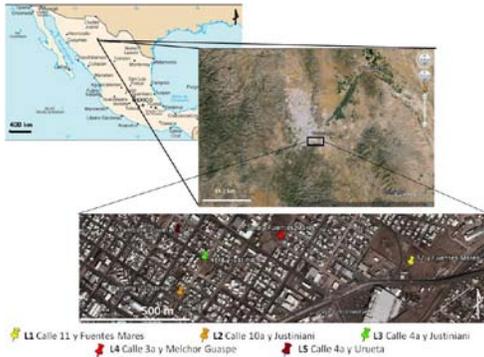


Figura 1. Ubicación del área de estudio al sur de la Ciudad de Chihuahua (Google Earth, 2013).

### Método

Debido a la accesibilidad a los sitios de afloramiento, se visitó el área de estudio en varias ocasiones. Se llevó a cabo el muestreo de rocas buscando siempre las muestras sin ninguna alteración.

Las muestras fueron seleccionadas y preparadas para su análisis geoquímico con la técnica de espectrometría de masas

(ICP-MS), las cuales fueron enviadas a un laboratorio certificado.

Se elaboraron láminas delgadas, tanto en el laboratorio de geología de la UACH como en el de la UNAM, campus Juriquilla, con la finalidad de obtener información petrográfica.

La caracterización de zircones se llevó a cabo en el laboratorio de microscopía electrónica ubicado en el Centro de Geociencias de la UNAM campus Juriquilla, en la ciudad de Querétaro, utilizando el método de separación de minerales pesados. El método consiste primeramente en la molienda de la roca, buscando el menor tamaño de grano posible, hecho esto, se lava la muestra y se deja secar en un horno por 24 hrs. Posteriormente, la muestra seca se pasa por un separador magnético (*Frantz*), para obtener el material no magnético. El material separado se somete al proceso de líquidos pesados, con la finalidad de facilitar la localización de los zircones, en este paso se utilizó el líquido llamado MEI (yoduro de metileno) que descarta todo material que tenga una densidad menor al zircón, ya que flotan en el líquido. Por último, se separan los cristales de zircón bajo la lupa microscópica, ya que pueden aparecer cristales de apatita; los zircones se montan sobre una probeta de resina, de donde se obtienen imágenes de dichos minerales con luz reflejada, luz transmitida y catodoluminiscencia.

### Resultados

Petrologicamente las rocas aparecen tanto extrusivas (muestras CHIH-12-L1 y L4) como intrusivas (muestras CHIH-12-L2 y L5), muy intemperizadas en la superficie y con presencia del mineral pirolusita en

las fracturas. Las rocas intrusivas presentan una textura porfirítica, con fenocristales en su mayoría de feldespato potásico y plagioclasa.

Petrográficamente, las rocas extrusivas cuentan con una textura afanítica con microcristales de cuarzo y feldespato, mientras que las rocas intrusivas presentan una textura porfirítica con

fenocristales de feldespato y plagioclasa, mismos minerales que aparecen en la matriz.

Los resultados de la química de roca total, demostraron que las rocas son de composición félsica, ya que su contenido de SiO<sub>2</sub> varía de 60 a 72 wt. % (Tabla 1).

Tabla 1. Contenido de elementos mayores de las muestras analizadas.

Elemento analizado	SiO <sub>2</sub> %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T) %	MnO %	MgO %	CaO %	Na <sub>2</sub> O %	K <sub>2</sub> O %	TiO <sub>2</sub> %	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> %	LOI %	Total %
CHIH-12-L1	72.83	12.06	1.31	0.108	0.12	0.4	3.1	5.14	0.108	0.02	3.18	98.38
CHIH-12-L2	61.2	15.68	4.58	0.09	0.94	2.82	4	5.27	0.908	0.38	3.16	99.02
CHIH-12-L4	72.76	12.27	2.97	0.033	0.17	0.37	2.69	5.34	0.149	0.06	1.82	98.62
CHIH-13-L5	59.6	15.04	4.13	0.093	1.21	3.02	3.71	4.69	0.855	0.33		92.68

Para la clasificación apropiada de las rocas, se utilizó su información geoquímica. Las rocas intrusivas se graficaron en el diagrama de Wilson (1989, Figura 2), siendo clasificadas como sieno-dioritas.

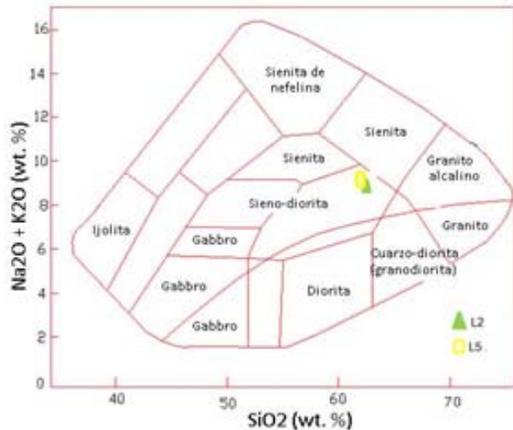


Figura 2. Diagrama de clasificación de las rocas intrusivas de Wilson (1989), mostrando que las rocas intrusivas son consideradas como sieno-dioritas.

Las rocas extrusivas se clasificaron en base al diagrama sílice – álcalis total o

por sus siglas en inglés TAS (Le Bas *et al.*, 1986) (Figura 3) las cuales presentan un alto contenido en SiO<sub>2</sub>, un poco más del 70%, mientras que el álcalis total (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) se manifiestan porcentajes entre el 2.5 y 3%. Las rocas son consideradas riolitas, ya que no presentan evidencia piroclástica (líticos o fragmentos de pómez).

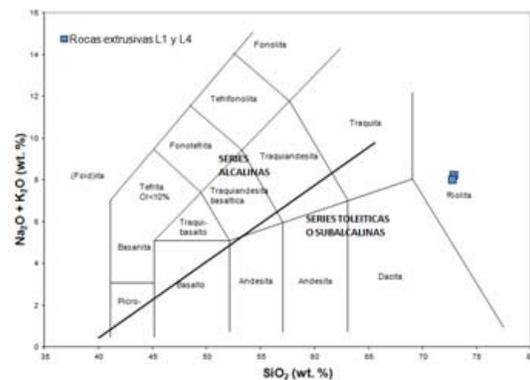


Figura 3. Clasificación de las rocas volcánicas de acuerdo al diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986), mostrando que las rocas extrusivas son riolitas.

Por último se presenta la caracterización de zircones de las riolitas (Figura 4). En

las rocas extrusivas tan sólo se pudieron encontrar alrededor de 30 zircones en total, todos ellos con zoneamiento concéntrico y hábitos euhedrales a subhedrales. Con esta caracterización se pretende realizar a futuro un fechamiento de las rocas, y así determinar la relación entre las rocas intrusivas y extrusivas. Con las imágenes de los zircones se pueden elegir los mejores puntos de disparo para su análisis, tomando en cuenta la condición del zircón, que se encuentre en buen estado y sin inclusiones.

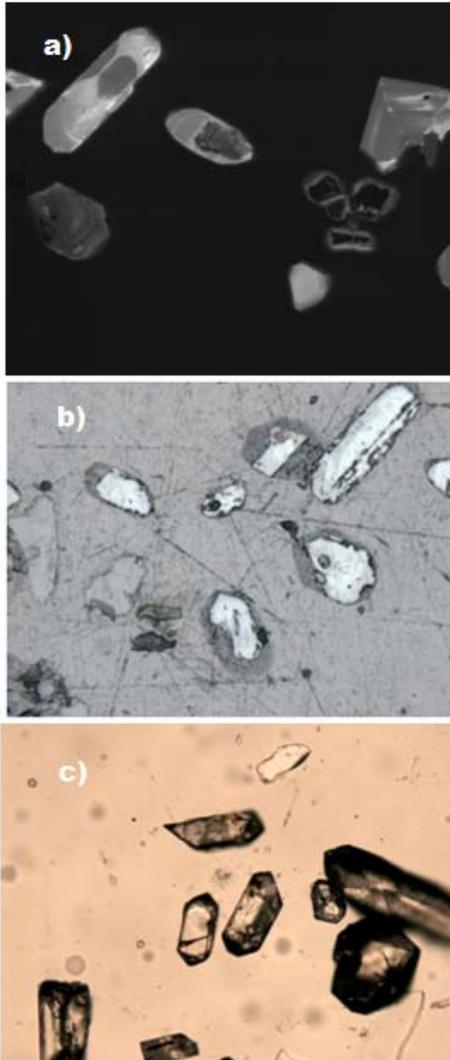


Figura 4. Imágenes de la caracterización de los zircones de las riolitas: a) Por

catodoluminiscencia; b) Por luz reflejada; c) Por luz transmitida.

## Conclusión

En base a la composición geoquímica de roca total, se definen a las rocas intrusivas como sieno-dioritas, y a las extrusivas como riolitas, difiriendo un poco con la clasificación presentada en la carta geológica (SGM, 2007), que las presentan como granito-granodiorita e ignimbritas respectivamente.

La relación de campo entre ambas rocas no se ha podido determinar, ya que no se ha encontrado el afloramiento de contacto, debido a la alta densidad de asentamientos humanos en el área. Sin embargo, geoquímicamente las composiciones de ambas rocas no son semejantes, lo que sugiere una edad distinta o una evolución del magma.

## Referencias

1. Bryan, S. E., Riley, T. R., Jerram, D. A., Leat, P. T. y Stephens, C. J. (2002) Silicic volcanism: an undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins, en Menzies, M.A., Klemperer, S.L., Ebinger, C.J., Baker J. (eds.), Magmatic Rifted Margins: Geological Society of America Special Paper, vol. 362, p. 99-120.
2. Ferrari, L., Valencia-Moreno, M. y Bryan, S. (2005) Magmatismo y tectónica de la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. LVII(3), p. 343 – 378.
3. Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, v. 27, p. 745-750.
4. Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2007), Carta geológico – minera Chihuahua H13-C66, Escala 1:50000.
5. Wilson, M. (1989) The chemical classification and nomenclature of plutonic rocks using the total

alkalis versus silica (TAS) diagram for plutonic rocks, Rev. Asoc. Geol. Argent., v. 64, n.2.

### **Clasificación geoquímica de rocas félsicas en la parte central del estado de Chihuahua, México**

Espejel-García, V. V., Fontes-Guzmán, I. D., Estrada-Domínguez, V. M., Lozano-Pérez, J. y Villalobos-Aragón, A.

*Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua.*

*Correspondencia vespejel@uach.mx*

**Palabras clave:** Geoquímica, rocas félsicas, Chihuahua.

### **Introducción**

El estado de Chihuahua, localizado al norte de México, se distingue por su variedad de ambientes geológicos que permitieron la formación de diversos tipos de rocas ígneas. Entre los más importantes cabe mencionar la Sierra Madre Occidental (SMO) provincia silícica producto de un margen convergente activo de 100 a 42 M.a. (Ferrari *et al.*, 2007, McDowell y Clabaugh, 1981 y referencias) localizada al oeste del estado de Chihuahua; y la provincia de Sierras y Cuencas (Basin and Range) a la cual se asocia al rift del Rio Grande, ubicado en la parte centro – oriental del estado, presentando rocas de edades entre 30 y 27 M.a. (Chapin, 1979; Seager y Morgan, 1979).

El proyecto está enfocado a la clasificación geoquímica de rocas félsicas situadas en la parte central estado de Chihuahua, de edades 42 a 40 M.a. (McDowell y Clabaugh, 1981)

específicamente tres localidades: 1) Laborcita de San Javier; 2) Cerro El Borrego, y 3) Sur de la ciudad de Chihuahua (Figura 1). La clasificación se lleva a cabo en base al nuevo esquema presentado por Frost y otros (2001, 2008) que caracterizan a las rocas graníticas en base al contenido de SiO<sub>2</sub>, Fe, Mg, Ca, Na, K entre otros. La nueva clasificación permite presentar información más detallada de las rocas, la cual no aparece en los mapas geológicos actuales.

En la parte central del estado de Chihuahua se encuentra la transición entre la SMO y la provincia de Sierras y Cuencas, es aquí donde aparecen rocas ígneas tanto extrusivas como intrusivas, con distinciones en su composición química, las cuales ayudan a identificar el ambiente tectónico de formación.

El área de Laborcita de San Javier cuenta con una mayor información geológica, se reportan rocas volcánicas de edad de 68 M.a., tobas riolíticas emplazadas entre 62 y 52 M.a. y riolitas con índices de peralcalinidad de edades de 27.5 M.a., tiempo en el que cesa el vulcanismo (Ide, 1986; McDowell y Mauger, 1994). Para el área de la ciudad de Chihuahua y cerro El Borrego, solo se cuenta con la información de la Carta Geológico-Minera que publica el Servicio Geológico Mexicano (SGM, 2007) la cual reporta traquitas del Terciario medio para cerro El Borrego y aluvión Cuaternario por debajo de la mancha urbana de la ciudad de Chihuahua, siendo que existen afloramientos tanto de roca intrusiva como extrusiva en varios puntos de la ciudad.

### **Localización del área de estudio**

El área de estudio (Figura 1) incluye tres sitios de muestreo en la parte central del estado de Chihuahua: 1) Laborcita de San Javier, localizada a 54 km al SW de la ciudad de Chihuahua; 2) Ciudad de Chihuahua, afloramientos en terrenos sin construcciones y 3) Cerro El Borrego, situado a 68 km al SE de la capital del estado. Las áreas pertenecen a distintos proyectos y este estudio integra los resultados de análisis geoquímicos recabados en dichos proyectos.

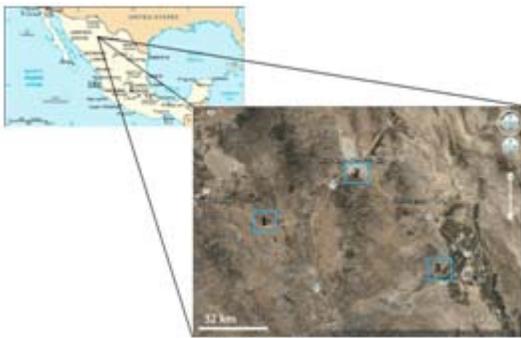


Figura 1. Localización del área de estudio que

incluye los tres sitios de muestreo (Google Earth, 2014).

### Método

Se realizaron dos visitas al campo a los tres sitios, recolectándose muestras libres de intemperismo, las cuales se enviaron trituradas a un laboratorio certificado para el análisis geoquímico de roca total, mediante la técnica de plasma con acoplamiento inductivo a espectrometría de masas (ICP-MS).

### Resultados

Los análisis geoquímicos (Tabla 1) muestran que el rango de sílice en las rocas va de 61 hasta 75 wt. %, demostrando su composición félsica.

Tabla 1. Composición química de roca total de las muestras de la parte central de Chihuahua.

		LSJ-03	LSJ-04	LSJ-05	CHIH-M3	CHIH-M10	CHIH-M13	CB-01	CB-04	CB-02
SiO <sub>2</sub>	%	69.95	74.65	75.61	72.83	61.2	72.76	66.72	68.19	68.36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	%	12.01	11.78	11.42	12.06	15.68	12.27	15.39	16.48	15.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	%	1.48	2.33	1.82	1.31	4.58	2.97	2.36	1.97	1.82
MnO	%	0.067	0.018	0.016	0.108	0.09	0.033	0.022	0.03	0.031
MgO	%	0.55	0.07	0.03	0.12	0.94	0.17	0.07	0.12	0.08
CaO	%	7.69	0.23	0.08	0.4	2.82	0.37	0.4	0.67	0.34
Na <sub>2</sub> O	%	2.18	3.2	3.34	3.1	4	2.69	4.83	5.64	5.06
K <sub>2</sub> O	%	5.14	4.86	5.24	5.14	5.27	5.34	5.7	5.83	5.6
TiO <sub>2</sub>	%	0.265	0.157	0.165	0.108	0.908	0.149	0.218	0.327	0.211
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	%	0.06	0.03	0.01	0.02	0.38	0.06	0.04	0.13	0.03
LOI	%	1.23		1.31	3.18	3.16	1.82	2.47	1.54	1.91
<b>Total</b>	%	100.6	97.32	99.04	98.38	99.02	98.62	98.23	100.9	98.76

En base a esta información las rocas fueron clasificadas utilizando el diagrama de sílice-álcalis total (TAS) (Le Bas *et al.*,

1986), resultando ser riolitas, traquitas y las intrusivas sienitas (Figura 2, Tabla 2).

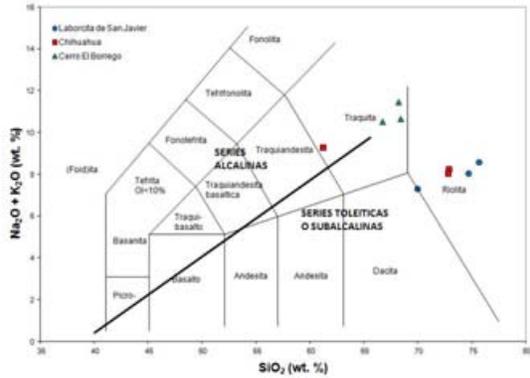


Figura 2. Clasificación de las rocas con el diagrama sílice - alcalis total o TAS (Le Bas *et al.*, 1986).

Utilizando el nuevo esquema de clasificación geoquímica de rocas graníticas (Frost *et al.*, 2001), las rocas félsicas de Chihuahua son peraluminosas (Figura 3a), ferroan (Figura 3b), alcalinas y álcali-cálcicas (Figura 3c), y rocas peraluminosas-peralcalinas ricas en cuarzo (Figura 3d).

En resumen, las rocas de la parte central de Chihuahua son peraluminosas, ferroan y alcalinas (Tabla 2).

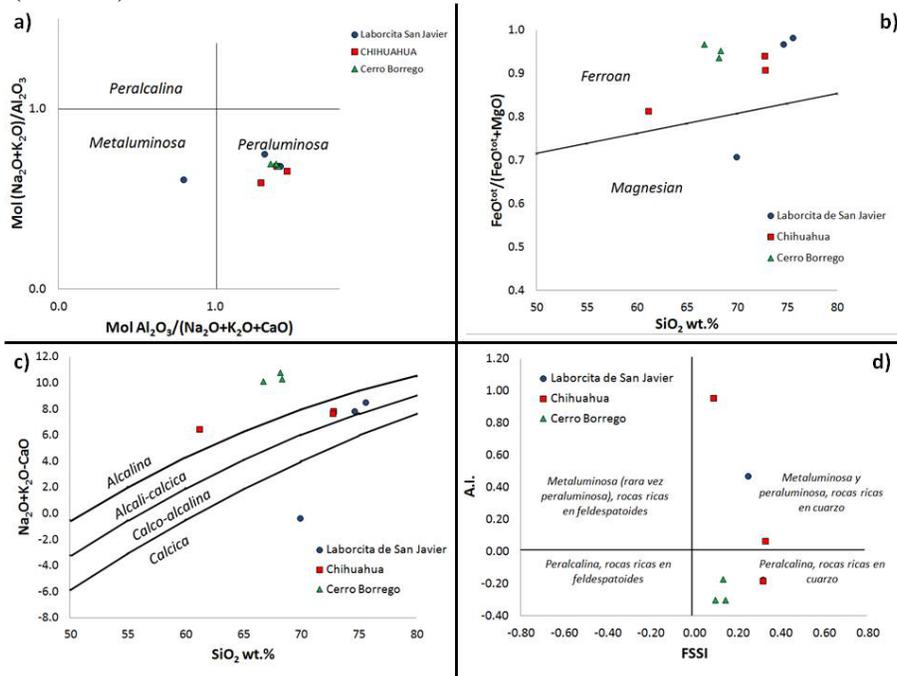


Figura 3. Diagramas de clasificación geoquímica para rocas graníticas (Frost *et al.*, 2001, 2008). *a)* Clasificación ASI por sus siglas en inglés (Aluminum Saturation Index), en base a las proporciones en moles de álcalis y alúmina; *b)* Clasificación en base al #Fe (FeO/FeO+MgO); *c)* Clasificación MALI por sus siglas en inglés (Modified Alkali-Lime Index); *d)* Clasificación FSSI por sus siglas en inglés (Feldspathoid Silica – Saturation Index), donde A.I. es índice de alcalinidad A.I. = Al – (K+Na) y FSSI es el índice de saturación sílice-feldespatoides que utiliza minerales normativos  $FSSI = Q - [Lc + 2(Ne+Kp)]/100$ .

Tabla 2. Resumen de la clasificación de rocas.

	LSJ-03	LSJ-04	LSJ-05	CHIH-M3	CHIH-M10	CHIH-M13	CB-01	CB-02	CB-04
<b>Fe#</b>	Magnesian	Ferroan	Ferroan	Ferroan	Ferroan	Ferroan	Ferroan	Ferroan	Ferroan
<b>MALI</b>	Cálcica	Alcali-cálcica	Alcali-cálcica	Alcali-cálcica	Alcalina	Alcali-cálcica	Alcalina	Alcalina	Alcalina
<b>ASI</b>	Metalum	Peralum	Peralum	Peralum	Peralum	Peralum	Peralum	Peralum	Peralum
<b>Roca</b>	Riolita	Riolita	Riolita	Riolita	Sienita	Riolita	Traquita	Traquita	Traquita

### Conclusiones

Las rocas en el área central de Chihuahua son intrusivas/extrusivas félsicas, riolitas, traquitas y sienitas, las cuales se clasifican como ferroan, alcalinas y peraluminosas. El Fe se incorpora preferencialmente en los minerales de las rocas, las cuales presentan exceso de álcalis con respecto al sílice. El exceso de alúmina se acomoda en la biotita. Las rocas más antiguas (tobas y flujos de lava), producto de un margen convergente (68 – 31 M.a.), son alcali-cálcicas (McDowell y Mauger, 1994), mientras que las rocas más jóvenes (31 – 27.5 M.a.), son flujos de lava y tobas félsicos-intermedios que evolucionaron a magmas alcalinos con características peralcalinas y peraluminosas. Manifestándose los cambios de régimen tectónico en la química de las rocas, aunque su apariencia física sea muy similar entre todas ellas.

### Referencias

1. Chapin, C. E. (1979) Evolution of the Rio Grande rift—a summary, Rio Grande Rift: Tectonics and Magmatism. American Geophysical Union, Washington D.C., p. 1-5.
2. Ferrari, L., Valencia-Moreno, M. y Bryan, S. (2007) Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America, en Alaniz-Álvarez, S.A., y Nieto-Samaniego, A.F., eds., Geology of México:

Celebrating the Centenary of the Geological Society of México. Geological Society of America Special Paper 422, p. 1–39.

3. Frost, B. R. y Frost, C. D. (2008). A geochemical classification of feldspathic igneous rocks. Journal of Petrology, vol. 49(2), p. 1955-1969.
4. Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. y Frost, C. D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. Journal of Petrology, vol. 42(2), p. 2033-2048.
5. Ide, S. (1986) Geology of mid-Tertiary volcanic rocks in the Laboricita-General Trias area, central Chihuahua, Mexico, M.A. thesis: Austin, Texas, University of Texas at Austin, 155 pp.
6. McDowell, F. W. y Clabaugh, S. E. (1981). The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of western Mexico, Universidad Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista 5(2), p. 195-206.
7. Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali - silica diagram. Journal of Petrology, v. 27, p. 745 – 750.
8. McDowell, F. y Mauger, R. L. (1994). K-Ar and U-Pb zircon chronology of Late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua State, Mexico. Geological Society of America Bulletin, v. 106(1), p. 118-132.
9. Seager, W. R. y Morgan, P. (1979). Rio Grande rift in southern New Mexico, west Texas, and northern Chihuahua, Rio Grande Rift: tectonics and magmatism. American Geophysical Union, p. 87-106.
10. Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2007). Carta geológica – minera H13-10, escala 1:250,000.

## Geoquímica de las rocas piroclásticas ubicadas en la ciudad de Chihuahua, México.

Muñoz-Santiago, K.<sup>1</sup>, Espejel-García, V. V.<sup>1</sup>, Villalobos-Aragón, A.<sup>1</sup> y Iriondo, A.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua

<sup>2</sup>Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla.

### Correspondencia

245100keila@gmail.com

**Palabras clave:** Traquidacita, piroclástica, geoquímica, Chihuahua.

### Introducción

Debido al crecimiento urbano de la ciudad de Chihuahua, en especial hacia el norte y noroeste de la misma, surge la necesidad de una investigación geológica a fondo de las áreas aleñadas a la ciudad. Se ha elegido un sitio ubicado en la parte norte de la ciudad de Chihuahua para realizar el estudio geológico de un afloramiento de rocas piroclásticas, en el cual, se clasifica a la roca en base a su composición geoquímica, se describe petrográficamente y se caracterizan los zircones presentes en la roca.

El Servicio Geológico Mexicano (2007), en la carta geológico-minera de la Ciudad de Chihuahua (H13-C66), describe la composición litológica de la capital del estado. En el área de estudio se describen lavas riolíticas de la época del Paleoceno, que luego durante el Oligoceno, ocurre un evento volcánico félsico, que deposita discordantemente sobre estas riolitas, una secuencia de tobas riolíticas, con intercalaciones de ignimbritas a diferentes

niveles, de igual manera se observan basaltos y brechas basálticas, brechas volcánicas riolíticas y tobas riolíticas, que coronan la secuencia. Finalmente toda la secuencia volcánica se encuentra afectada por cuerpos riolíticos en forma de domos.

### Localización del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada al noroeste de la ciudad de Chihuahua, en las coordenadas UTM 387222.00 m E y 3175080.00 m N. Comprende una superficie de 0.1620 km<sup>2</sup>, y se localiza al WSW del campus universitario II de la UACH.

### Metodología

Se realizó una colecta de muestras en afloramientos del área de estudio (Figura 1), de las cuales se seleccionaron las muestras más representativas.



Figura 1. Aspecto del afloramiento donde se realizó la colecta de muestras (mayo 2013).

Se realizaron 3 láminas delgadas para su estudio petrográfico en el laboratorio de la UACH y UNAM Campus Juriquilla. Para el análisis geoquímico, las muestras seleccionadas se enviaron a un laboratorio certificado, el cual se encargó de realizar dichos análisis bajo la técnica de ICP-AES.

El estudio de caracterización de los zircones, se efectuó en el laboratorio de separación mineral ubicado en el Centro de Geociencias de la UNAM campus Juriquilla, en la ciudad de Querétaro, con el fin de realizar una separación mineral de algunas muestras seleccionadas. La separación mineral se enfocó en la búsqueda de zircones ya que uno de los propósitos a futuro de este estudio, es el fechamiento de las rocas utilizando zircones y la técnica U-Pb por LA-ICPMS. El proceso consistió en pulverizar la roca para pasar por diferentes tamices, separarla por tamaño de grano y luego lavarla y secarla durante 24 horas. Posteriormente se pasó por un separador magnético (*Frantz*), para obtener el material no magnético, que es el de interés.

Una vez obtenidos los concentrados, estos se sometieron al proceso de separación por densidades con líquidos pesados, en este caso utilizando el MEI (yoduro de metileno), ya que tiene una densidad menor a la de los zircones, causando así que los minerales de densidad menor a 3.3 (densidad del MEI) floten, mientras que los minerales de mayor densidad se precipiten, de los cuales la mayoría son zircones (en algunos casos encontramos apatita y pirita). Por último se realizó un montaje de los zircones sobre una probeta de resina, para después obtener imágenes

de alta resolución de los mismos con luz reflejada, luz transmitida y catodoluminiscencia (Figura 5).

### Resultados

Petrologicamente, la roca es de un color rosa claro en superficie fresca y a la intemperie presenta un color rosa oscurecido con mineralizaciones de manganeso ramificadas (pirolusita). Las rocas muestran una textura porfirítica con presencia de líticos aparentemente de andesita, presenta una matriz vítrea y fragmentos de pómez de forma lenticular (“fiamme”).

Los principales minerales que constituyen a estas rocas son cuarzo, plagioclasas y feldespatos alcalinos, y algunos minerales accesorios como la biotita y la hornblenda.

Los análisis geoquímicos arrojaron resultados donde la cantidad de SiO<sub>2</sub> del 65 % o superior (Tabla 1), valores que no alcanzan en todos los casos la composición riolítica reportada en la carta geológica-minera del SGM (2007). Es importante señalar el alto contenido de K<sub>2</sub>O, por lo que se puede decir que se trata de lavas con potasio alto (Le Maitre *et al.*, 1989).

Tabla 1. Contenido de elementos mayores en % en peso.

Elemento Analizado	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
ES-13-01	64.96	15.92	4.75	0.097	0.4	1.94	3.92	4.54	0.604	0.16	1.62	98.92
ES-13-03	66.17	15.55	3	0.053	0.35	1.6	4.08	4.99	0.375	0.11	1.61	97.89

Para la clasificación geoquímica de la roca, se utilizó el diagrama de sílice-álcalis total o también conocido como

TAS, graficado en base anhidra (Le Bas *et al.*, 1986) (Figura 4). Las rocas se clasifican en el rango de traquidacita (ya

que tiene un contenido de cuarzo normativo mayor al 20%), riolita. En los afloramientos las rocas se caracterizan por ser depósitos piroclásticos de flujo, ya que presentan fragmentos de tamaños variados, con pómez y líticos dentro de una matriz de ceniza (Choi, 2008). Aparecen dentro de la roca pequeñas cavidades causadas por los gases en expansión en la lava antes de la solidificación.

En los estudios que se tienen, se consideran a las rocas de estudio como tobas riolíticas pero gracias al enfoque más a detalle de este estudio, se puede comprobar que son tobas traquidacíticas a riolíticas.

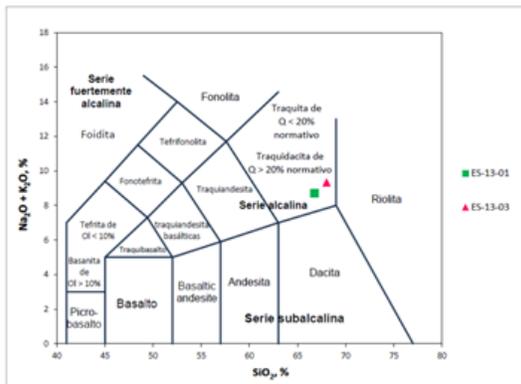


Figura 4. Clasificación de las rocas volcánicas de acuerdo a su contenido de sílice y álcalis total (Le Bas *et al.*, 1986).

Los zircones presentes tienen formas variadas (euhedrales - subhedrales) y muestran zoneamiento en su mayoría concéntrico (Figura 5). En base a las imágenes, se pueden determinar zonas específicas donde los zircones muestran condiciones de buen estado, sin inclusiones o fracturas que podrían afectar al momento de realizar geocronología sobre los mismos.

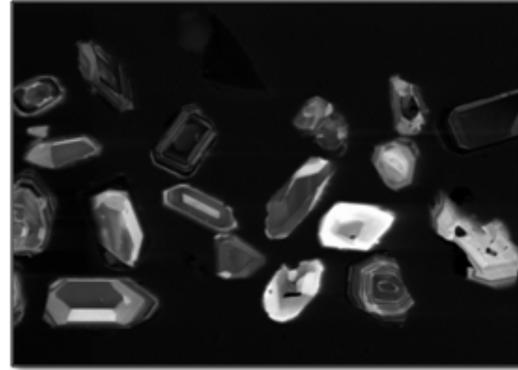


Figura 5. Imagen de catodoluminiscencia, zircones de la muestra ES-13-01.

## Conclusiones

Las rocas piroclásticas localizadas al norte de la ciudad de Chihuahua son tobas traquidacíticas a riolíticas. Su clasificación como rocas piroclásticas se debe a la presencia de líticos de tamaños variados y pómez aplanado (fiamme). Las rocas presentan una cantidad considerable de zircones de formas variadas y con zoneamiento, y resultan ser buenos candidatos para un estudio geocronológico posterior.

## Referencias

1. Choi, W. K. (2008) Dynamic Properties of Ash-Flow Tuffs, The University of Texas at Austin, Dissertation, 308 pp.
2. Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. y Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, p. 745-750.
3. Le Maitre, R. W. (Edit), (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the USGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell Sci. Publ., 193 p.
4. Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2007) Carta Geológico-Minera Chihuahua H13-10, Escala 1:250,000.
5. Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2007) Carta Geológico-Minera Chihuahua H13-C66, Escala 1:50,000.

## Petrogénesis del cinturón magmático Paleozoico del bloque Maya Sur.

González-Guzmán, R.<sup>1</sup>, Weber, B.<sup>1</sup>, Schaaf, P.<sup>2</sup>, Solari, L.<sup>3</sup>, Manjarrez-Juárez U. R., Estrada-Carmona, J.<sup>3</sup>, Cisneros-De León, A.<sup>4</sup>

<sup>1</sup>División de Ciencias de la Tierra, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Carretera Ensenada-Tijuana 3918, Zona Playitas Ensenada, Baja California, México.

<sup>2</sup>Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, Distrito Federal 04510, México.

<sup>3</sup>Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla 3001, Juriquilla, Querétaro 76230, México.

<sup>4</sup>Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito de la Investigación Científica s/n, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, Distrito Federal 04510, México.

### Correspondencia

rguzman@cicese.edu.mx

**Palabras clave:** Petrología ígnea, bloque Maya Sur, magmatismo ordovícico-silúrico.

En el Bloque Maya Sur ocurren rocas ígneas del Paleozoico datadas entre el Ordovícico y el Devónico (~ 470-410 Ma), emplazadas en rocas metasedimentarias de medio- alto-grado; en el Macizo de Chiapas (Weber *et al.*, 2008; Estrada-Carmona *et al.*, 2012), en las Montañas Maya en Belice (Steiner & Walker, 1996, Martens *et al.*, 2010) y en el área de Rabinal y los Altos

Cuchumatanes en Guatemala (Ortega-Obregón *et al.*, 2008, Solari *et al.*, 2009, Solari *et al.*, 2013), cuyo marco tectónico es incierto, debido a que su firma geoquímica y diagramas de discriminación basados en elementos traza se interpretan tanto de arco magmático como de intraplaca.

Por otra parte, la exhumación del basamento cristalino en el Macizo de Chiapas exhibe metabasitas deformadas, plegadas y migmatizadas ( $\epsilon_{\text{Hf}} > +10$ ,  $\epsilon_{\text{Nd}} > +5$ , #Mg 28-60), con una edad de migmatización de ~ 450 Ma. El origen de las rocas ígneas del Paleozoico tiene necesariamente que involucrar una fuente capaz de producir líquidos maficos-intermedios a través de procesos como Cristalización Fraccionada y Asimilación-Cristalización Fraccionada. A partir del comportamiento de datos isotópicos Hf-Nd y de elementos traza compatibles e incompatibles (REE, LILE, HFSE) y sus relaciones, se evaluó la efectividad de estos mecanismos de diferenciación y mezcla binaria, a partir de las metabasitas migmatizadas. Adicionalmente se evalúa la generación de Leucogranitos (~ 470 Ma.) emplazados principalmente en forma de diques a partir de la fusión parcial de las rocas metasedimentarias encajonantes de la suite Ordovícica-Devónica. Es importante señalar que estos modelos se desarrollaron aplicando las ecuaciones tipo descritas en De Paolo (1981) y Rollinson (1993).

Como conclusión sugerimos, a partir de dataciones U-Pb, datos geoquímicos e isotópicos, que la historia geológica de las rocas de basamento del Bloque Maya Sur se encuentra registrada en un evento tectonotermal de una zona de colisión y arco magmático maduro relacionado con el cierre del océano Iapetus durante el

Paleozoico Temprano, generando el Cinturón Magmático Paleozoico del Bloque Maya Sur.

## Referencias

1. De Paolo, D. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 53(2), pp. 189–202.
2. Estrada-Carmona, J., Weber, B., Martens, U. y Martínez-Lopez, 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 Review* v 54, pp. 1918-1943.
3. Martens, U., Weber, B. y Valencia, V. A. (2010) U/Pb geochronology of Devonian and older Paleozoic beds in the southeastern Maya block, Central America: Its affinity with peri-Gondwanan terranes: *Geological Society of America Bulletin*, v. 122, no. 5–6, pp. 815–829.
4. Ortega-Obregón, C., Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J. y Morán-Ical, S., (2008) Middle-Late Ordovician magmatism and Late Cretaceous collision in the southern Maya block, Rabinal-Salamá area, central Guatemala: Implications for North America-Caribbean plate tectonics: *Geological Society of America Bulletin*, v. 120, no. 5–6, pp. 556–570.
5. Rollinson, H. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical. Essex, U.K., 352 pp.
6. Solari, L. A., Ortega-Gutiérrez, F., Elias-Herrera, M., Schaaf, P., Norman, M., de Leon, R. T., Ortega-Obregon, C., Chiquin, M. y Morán-Ical, S. (2009) U–Pb zircon geochronology of Paleozoic units in western and central Guatemala: Insights into the tectonic evolution of Middle America: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 328, no. 1, pp. 295–313.
7. Solari, L. A., García-Casco, A., Martens, U., Lee, J. K. W. y Ortega-Rivera, A. (2013) Late Cretaceous subduction of the continental basement of the Maya block (Rabinal Granite, central Guatemala): Tectonic implications for the geodynamic evolution of Central America. *Geological Society of America Bulletin* v.125, pp. 625-639.
8. Steiner, M. B. y Walker, J. D. (1996) Late Silurian Plutons in Yucatan: *Journal of Geophysical Research*, v. 101, no. B8, pp. 17727–17735.
9. Weber, B., Valencia, V. A., Schaaf, P., Pompa-Mera, V. y Ruiz, J. (2008) Significance of provenance ages from the Chiapas Massif Complex (SE México): Redefining The Paleozoic basement of the Maya block and its evolution in a Peri-Gondwanan realm: *The Journal of Geology*, v. 116, no. 6, pp. 619–639.

## Estudio petrológico y geocronológico de los granitos laramídicos de la sierra del Rosario, Reserva de la Biósfera de El Pinacate y gran desierto de altar, nw de Sonora, México

Húguez-Vejar, A.<sup>1</sup>, Paz-Moreno, F. A.<sup>1</sup>, Iriundo, A.<sup>2</sup>, Herrera-Urbina, S.<sup>1</sup>, Izaguirre-Pompa, A.<sup>2</sup> y Arvizu, A.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Departamento de Geología/División de Ciencias Exactas y Naturales, UNISON.*  
<sup>2</sup>*Centro de Geociencias, UNAM-Campus Juriquilla, Querétaro.*

## Correspondencia

*aaronyankees\_99@hotmail.com*

**Palabras clave:** Petrología, geocronología, granitos, laramide, Sonora.

## Resumen

La Sierra del Rosario localizada en la provincia de Sierras Sepultadas, NW de Sonora, México, aparece como un *Iceberg*, ahogado en el mar de arenas del Gran Desierto de Altar. Su morfología es alargada en dirección NW-SE, está flanqueada por fuertes escarpes de hasta 200 m., tiene un largo de 18 km y un máximo de 5 km de ancho, se encuentra cubriendo un área de 34 km<sup>2</sup>. Junto con la Sierra El Pinacate, la Sierra del Rosario, constituyen las dos zonas núcleo de la “Reserva de la Biósfera de El Pinacate y Gran Desierto de Altar”, nominada por la

UNESCO 2013: Patrimonio Natural de la Humanidad.

Se presenta el primer estudio geológico realizado en rocas de la Sierra del Rosario. La estructura principal de la sierra, de naturaleza granitoide, está cortada por discretos diques félsicos métricos zonados: de bordes pegmatíticos y centros aplíticos. Las rocas de Sierra del Rosario han sido clasificadas petrográficamente como Granitos hololeucocráticos de grano medio-grueso, ligeramente porfídicos. El estudio modal de 450 puntos por lámina, precisa su carácter de Sienogranitos y Monzogranitos. Los diques aplítico-pegmatíticos cortantes son Sienogranitos y Granitos de feldespato alcalino. La asociación mineralógica accesoria es biotita > muscovita > óxidos de hierro-titanio >> hornblenda ± clinopiroxeno; y como minerales accidentales: apatito >> esfena ± zircón > rutilo. Los minerales de alteración son: muscovita secundaria ± clorita > epidota > óxidos de hierro > calcita y sericita. Presentan foliación incipiente-moderada, con recristalización dinámica del cuarzo, plagioclasa con punta de lanza, una menor recristalización del feldespato alcalino y micas con puntas retorcidas.

Para este estudio se fecharon cinco granitos, utilizando zircones y la técnica U-Pb por LA-ICPMS, resultando en su totalidad edades del Cretácico Tardío:  $65.46 \pm 0.71$  Ma,  $66.73 \pm 0.80$  Ma,  $67.11 \pm 0.92$  Ma,  $67.7 \pm 1.2$  Ma y  $68.0 \pm 1.5$  Ma. Geoquímicamente son Granitos subalcalinos, fuertemente diferenciados ( $ID \geq 80-85$ ), de potasio medio, hiperaluminosos (presencia de *corindón normativo*) y típicamente calcoalcalinos, son granitos Tipo I. Los diques en

cambio, presentan  $ID > 94$ , potasio alto, metaluminosos, son granitos Tipo I.

Los diagramas de REE normalizados a condrita en los granitos de la masa principal, muestran espectros con una fuerte pendiente descendente en REE livianas y un arreglo casi horizontal para las REE pesadas con valores bajos <10X la condrita, presentan una pobre a ausente anomalía negativa en Eu, inusual en granitos tan diferenciados. Este comportamiento en las REE puede sugerir que el granate estaba ausente en la fuente de estas rocas y que se encontraba en equilibrio con una fuente mantélica con plagioclasa.

Los diagramas multielementales normalizados a manto primitivo, muestran espectros con fuertes anomalías negativas en: Nb-Ta, P y Ti, una anomalía positiva en Pb y elevados cocientes en  $Th/Ta \geq 9-24$ . Conjunto de características a favor de magmas asociados a la subducción de tipo Margen Continental Activo.

Las características de los elementos mayores y traza arriba descritas, difieren contrastantemente con las de los diques aplítico-pegmatíticos más jóvenes: Espectro de REE subhorizontal con arreglo en "U", una marcada anomalía negativa en Eu, cociente bajo en  $Th/Ta < 0.8$ , etc., que son atribuibles a magmas de ambiente de Intraplaca Continental.

La Sierra del Rosario es la manifestación más occidental, claramente documentada, del Batolito Laramide de Sonora.

**Estudio geoquímico, petrográfico e identificación de los zircones en el intrusivo hipabisal Santa Rosa, Chihuahua, Chihuahua, México.**

Ruiz-Ortiz, M. de A.<sup>1</sup>, Espejel-García, V. V.<sup>1</sup>, Villalobos-Aragón, A.<sup>1</sup>, Iriondo, A.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua.*

<sup>2</sup>*Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla.*

**Correspondencia**

244981mary@gmail.com

**Palabras clave:** Santa Rosa, geoquímica, zircones, cuarzomonzonita, sienodiorita.

**Introducción**

El conocimiento geológico de una ciudad es importante para cualquier proyecto civil, así como también para conocer y localizar las posibles áreas susceptibles a ser afectadas por algún proceso geológico o fenómeno natural. Debido a la poca información de la geología urbana de la ciudad de Chihuahua se realiza este trabajo, tomando como área de estudio lugares accesibles que no han sido estudiados, ni edificados, esto con la finalidad de proporcionar a cualquier usuario información geológica y geoquímica del área, para su utilización.

El área de estudio se enfoca a un cuerpo intrusivo, denominado Cerro Santa Rosa, que aparece en el centro-sur de la ciudad, rodeado de asentamientos establecidos. Con respecto a la información disponible del intrusivo, se puede encontrar fuentes y propósitos diversos: desde un poco de historia “La ocupación de Chihuahua por Pancho Villa y la Batalla del Cerro Santa

Rosa”, información turística como: “Se dibujan en el paisaje urbano como uno de los símbolos de la identidad chihuahuense, son los cerros Coronel, Santa Rosa y Grande”, (El heraldo de Chihuahua), y noticias sobre emisión de gas radón. (Colmenero y Villalba, 2010), (El Heraldo de Chihuahua).

Con respecto a la información geológica, el área de estudio no cuenta con estudios previos publicados, tan sólo lo que aparece en la carta geológico-minera H13-C66 de la Ciudad de Chihuahua tomada del Servicio Geológico Mexicano (SGM), en donde se menciona que el intrusivo Santa Rosa (área de estudio), presenta rocas que aparecen desde el piso del Valanginiano en el Cretácico Inferior, con una edad de 135 Ma. y desaparecen durante el Oligoceno con una edad de 33 Ma. aproximadamente. El intrusivo está relacionado a un evento magmático del Oligoceno, en el cual afloran una serie de apófisis de cuerpos ígneos intrusivos que varían de granito a granodiorita, distribuidos en la porción este y sureste de la carta principalmente (SGM, 2008).

**Localización del área de estudio**

El intrusivo se encuentra ubicado en el centro-sur de la ciudad de Chihuahua, el cual es atravesado por una de las arterias principales de la ciudad, la calle 11, y en él se encuentra asentada parte de la colonia Santa Rosa. Una característica del intrusivo es que hospeda un mirador turístico donde se puede apreciar la ciudad y al mismo tiempo disfrutar de un momento agradable (Figura 1).



Figura 1. Fotografía de un detalle del afloramiento, tomada desde el mirador turístico.

### Métodos de estudio

Se visitó el área de estudio y se tomaron muestras en puntos accesibles del intrusivo. Se pulverizó parte de la roca para realizar estudios geoquímicos con la técnica de ICP-AES en un laboratorio certificado. Con los resultados geoquímicos se hizo la clasificación de la roca con ayuda del diagrama álcalis totales contra sílica de Middlemost (1994), (Figura 3). Para el análisis petrográfico, se realizaron láminas delgadas de las muestras en el laboratorio de la UACH y la UNAM Campus Juriquilla, Querétaro, y posteriormente en un microscopio petrográfico se realizó un conteo detallado de los minerales presentes para poder clasificar la roca utilizando el diagrama para rocas intrusivas. (Streckeisen, 1967; Figura 3).

En el laboratorio de microscopía electrónica y separación mineral de la UNAM Campus Juriquilla, Oro., se realizó la separación de minerales, en este caso, zircones. La roca previamente fue pulverizada y depositada en tamices utilizando el material más fino para continuar con el proceso.

Se lavó la muestra y se dejó secar por 24 horas, continuando con la separación de minerales magnéticos y no magnéticos utilizando el separador magnético frantz. Posteriormente, utilizando el material no magnético, este se mezcló con una solución MEI (Ioduro de Metileno), con la finalidad de que precipiten los minerales más densos que el MEI (entre ellos el zircón). La muestra precipitada se lavó y se dejó secar.

Con ayuda de una lupa microscópica, los zircones fueron montados en un pequeño vidrio, los cuales fueron cubiertos por resina formando una pequeña probeta, a la cual se les tomaron fotografías de alta resolución de luz reflejada, luz transmitida y finalmente de catodoluminiscencia.

### Resultados

La muestra CSR-13-01, con una variación de color rojo a verde, fue tomada de la parte más erosionada e intemperizada del intrusivo en donde se puede apreciar la alteración química del caolín, debido al continuo contacto de los feldespatos con el agua que es infiltrada por las fracturas del intrusivo.

Las muestras CSR-13-02 y CSR-13-03, ambas de color café claro, fueron tomadas de la parte superior del intrusivo, en donde se observa una roca más sana y se logran apreciar los feldespatos a simple vista.

Petrográficamente la roca presenta un arreglo cristalino de textura porfírica con cristales euhedrales a subhedrales de feldespatos alcalinos, plagioclasas y en menor proporción de cuarzo. También se hacen presentes minerales accesorios

como la biotita y algunos óxidos de Fe-Ti (Figura 2).

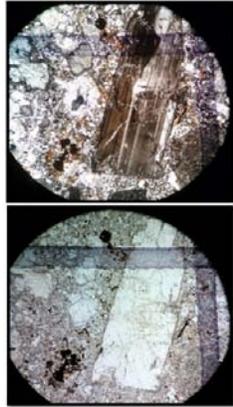


Figura 2. Fenocristal de plagioclasa con macla polisintética en objetivo 5x, vistas en nícoles cruzados y luz polarizada plana respectivamente.

normalización con el cuarzo, feldespatos alcalinos y plagioclasas recalculándolo al 100%, con esto se logró graficar en el diagrama modal QAP según la clasificación de Streckeisen (1967) y nombrar a la roca como Cuarzo Monzonita de Biotita.

Los análisis geoquímicos (Tabla 1), muestran un alto contenido de SiO<sub>2</sub> con un porcentaje entre 61.69% y 63.04%, así como también altos contenidos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> con 15.39% y 16.23%, y K<sub>2</sub>O elevados y superiores a 5.00% que permite atribuirles la característica de ricos en K<sub>2</sub>O. Le Maitre *et al.*, 1989.

Con el conteo detallado de minerales de las láminas delgadas se hizo una

Tabla 1. Distribución de elementos mayores en la roca total de las muestras recolectadas en el intrusivo.

Símbolo del analito	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (T)	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total
Símbolo unidad	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
CSR-13-01	61.69	15.39	4.03	0.085	0.93	2.64	3.53	5.08	0.773	0.25	3.36	97.75
CSR-13-02	63.04	16.23	4.06	0.107	0.88	1.21	4.35	5.03	0.863	0.26	2.28	98.32

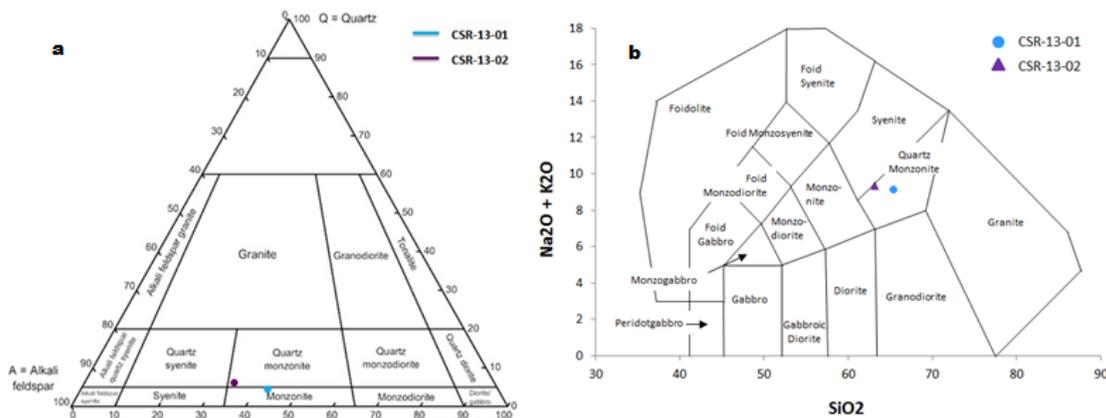


Figura 3: a) Diagrama modal QAP según la clasificación de Streckeisen (1967); b) Diagrama de clasificación (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O/SiO<sub>2</sub>) de Middlemost (1994).

Los zircones analizados presentan una forma euhedral a subhedral con un color amarillento, presentan bordes moderadamente alterados y zoneamiento concéntrico. Las imágenes de

catodoluminiscencia (Figura 4), muestran granos de zircones con el zoneamiento y en base a ella se determinarán puntos posibles que serán utilizados para el fechamiento U/Pb.

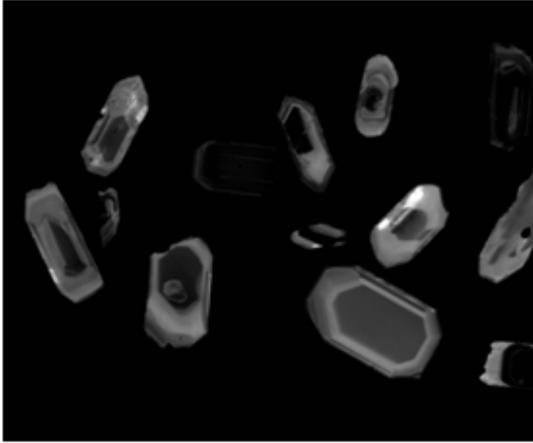


Figura 4. Imagen de catodoluminiscencia de los zircones encontrados en la muestra CSR-13-03

### Conclusiones

Gracias a los estudios geoquímicos y petrográficos se logra clasificar la roca como un intrusivo porfírico hipabisal: Cuarzomonzonita de Biotita, rico en potasio que presenta aproximadamente un 35% de plagioclasas tanto en la matriz como en fenocristales dentro de la textura porfírica. Con respecto a los minerales accesorios, el intrusivo cuenta con gran cantidad de óxidos de Fe-Ti y zircones,

siendo éstos últimos los que muestran intercrecimientos casi concéntricos y que permitirán obtener a futuro la edad del cuerpo plutónico y su relación con las rocas extrusivas que se encuentran a su alrededor.

### Referencias

1. Colmenero-Sujo, L. y Villalba, M. L. (2010) Presencia de radón en casas habitación del estado de Chihuahua". *Tecnociencia Chihuahua*, vol. 4(3), p. 122-125.
2. Le Maitre, R. W. (Edit), (1989). *A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the USGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Blackwell Sci. Publi., 193 p.
3. Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rocks systems, *Earth Sci. Rev.* 37, p. 215-224
4. Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2007). *Carta Geológico-Minera Chihuahua H13-C66*, Escala 1:50,000.
5. Streckeisen, A. (1967) Classification and nomenclature of felsic and intermediate, quartz-saturated igneous rocks, especially plutonic rocks. *Nues Jarbuch fur Mineralogie Abhandlungen*, v. 107, p. 144-240.

## Sesión Geoquímica Orgánica, Biogeoquímica y Geoquímica de los Hidrocarburos

### Modelo de investigación geoquímica para análisis de zonas de Tar-mat en yacimientos clásticos.

Duno, L.<sup>1</sup>, Androne, D.<sup>2</sup>, Márquez, M.<sup>1</sup>, Faraco, A.<sup>1</sup>, Pascual, J. C.<sup>2</sup> y Escobar, M.<sup>3</sup>

<sup>1</sup> *Estudios Integrados de Yacimientos PDVSA, División Occidente, Maracaibo, Venezuela.*

<sup>2</sup> *Beicip-Franlab, Rueil - Malmaison, Francia*

<sup>3</sup> *La Universidad del Zulia; Carbozulia, Maracaibo, Venezuela.*

*Correspondencia* dunolj@pdvsa.com

**Palabras clave:** Tar-mat, pirólisis *Rock-Eval 6* modo “yacimiento”, RMN, PLT, SARA, biomarcadores, biodegradación.

### Resumen

Se recopilaron ciento ochenta y seis (186) muestras de núcleos, doscientos ochenta y tres (283) muestras de ripios y veintiocho (28) muestras de crudo pertenecientes a veintiún (21) pozos ubicados en las Zonas Norte, Central y Sur del yacimiento Eoceno C VLG-3676, Bloque VII Ceuta, Cuenca del Lago de Maracaibo. Se realizó el estudio con la finalidad de investigar la posible presencia de tar-mat o de enriquecimientos de compuestos pesados (tipo “tar”) dentro del medio poroso, al igual que caracterizar geoquímicamente los crudos involucrados. El programa de trabajo comprendió: selección de pozos, toma de muestras de núcleo, ripios y crudos en cabezal de pozos, análisis

geoquímico complejo, interpretación de datos obtenidos, conclusiones y recomendaciones. Los análisis geoquímicos se realizaron dentro de varios programas de investigación desarrollados en el Instituto Francés de Petróleo (Rueil – Malmaison, Francia) y en PDVSA Intevep (Los Teques, Venezuela). Los resultados obtenidos indicaron que el Yacimiento Eoceno C VLG-3676 presenta un factor bloqueador de tipo “tar” en el medio poroso, con predominio en las Zonas Central y Sur, ubicado en las unidades estratigráficas C-1, C-2, C-3, C-4 y C-5. El crudo proviene de una roca madre carbonática, depositada en ambiente marino anóxico, bajo condiciones fuertemente reductoras y la materia orgánica suele ser de Tipo II (marino algal) o ligeramente cercana a un tipo de crudo mixto de Tipo II y III. En la Zona Norte del yacimiento, existe presencia evidente de condiciones paleoambientales más subóxicas, con aporte de materia orgánica terrestre. La madurez térmica de la roca madre al momento de la expulsión del crudo presenta un incremento relativo desde las arenas B hasta las arenas C-2 y C-3. La biodegradación parece estar presente especialmente en los pozos del centro del yacimiento, extendiéndose hacia el norte, en la parte sur de la Zona Norte del yacimiento.

### Introducción

La base conceptual clave de la geoquímica de yacimientos, consiste en la investigación de las variaciones composicionales detectadas en los fluidos (crudo, gas, agua), en la roca almacén y

en sus extractos, para identificar los mecanismos que le dieron origen e interpretar los datos a fin de posteriormente evaluar y predecir el comportamiento del sistema, integrando todo en un modelo geoquímico. Uno de estos tipos de heterogeneidades dentro del yacimiento, conocido como crudo asfáltico o “tar-mat”, puede ser inducido por la concentración de crudos enriquecidos en compuestos polares pesados, de tipo NSO (asfaltenos), en ciertos niveles estratigráficos que frecuentemente están ubicados cerca de las discontinuidades geológicas, pero no solamente limitados a ellas, tales como contactos agua-petróleo. Debido a la alta viscosidad introducida por el enriquecimiento en compuestos polares, los tar-mats pueden actuar como barreras de permeabilidad y por lo tanto, iniciar o aumentar la compartimentalización del yacimiento y de esta manera inducir consecuencias que resultan ser negativas para la producción de petróleo.

### **Materiales y métodos**

La metodología usada para el presente estudio se estructuró en dos conjuntos de métodos analíticos desarrollados a fin de: a) Identificar y/o corroborar la presencia de tar-mat y b) Caracterizar geoquímicamente los crudos involucrados. El muestreo para roca (núcleo) se realizó considerando una serie de reglas y precauciones específicas, a fin de evitar la contaminación por lodo de perforación y obtener muestras representativas del medio poroso. En primera instancia se realizaron análisis de pirolisis con un equipo Rock-Eval 6 modo “yacimiento” marca Vinci Technologies patentado por el IFP.

Los resultados positivos de este método se comprobaron con otros tipo de análisis, como la petrografía orgánica de epifluorescencia, para establecer si los compuestos pesados detectados rellenan toda la porosidad de la roca, representando un verdadero tar-mat, o constituyen solo vetas aisladas, sin extensión vertical. De igual manera, se emplearon los perfiles de datos petrofísicos de resonancia magnética (*RMN*), que comprobaron la presencia de un crudo viscoso a los niveles respectivos, al mostrar un tiempo de relajación (*T2*) muy breve y una porosidad baja (< 10%).

También se utilizaron perfiles del historial de producción (*PLT*), considerando los cañoneos de un único intervalo, mediante los cuales se puede inferir que la carencia de contribución efectiva de petróleo ante una arenisca con excelentes propiedades petrofísicas, es un indicativo de la presencia de un crudo pesado que bloquea el medio poroso. La caracterización geoquímica de los crudos y extractos de roca incluyó: análisis elemental de vanadio y níquel, análisis SARA (TLC-FID; HPLC WATERS, provisto de un controlador 600, un detector rotante de absorbancia 486 nm y un refractómetro diferencial 410); análisis de biomarcadores (equipo de cromatografía de gases marca *Agilent Technologies*, modelo 6890N *Network DCSystem*, acoplado a un detector de masas *MS Agilent 5973 Network Mass Selective Detector*). Los análisis geoquímicos mencionados fueron aplicados sobre un total de ciento ochenta y seis (186) muestras de núcleos, doscientos ochenta y tres (283) muestras de ripios y veintiocho (28) muestras de crudo pertenecientes a veintiún (21)

pozos ubicados entre las Zonas Norte, Central y Sur del yacimiento.

### Resultados y discusión

La mayor parte de las muestras investigadas provienen de una roca fuente con materia orgánica de Tipo II (marino algal) o ligeramente cercana a un tipo de crudo mixto, según el diagrama de las relaciones Fitano /  $n$ -C<sub>18</sub> vs. Pristano /  $n$ -C<sub>17</sub>. Generalmente, los resultados analíticos obtenidos infieren la proveniencia de una roca madre carbonática (alta relación C<sub>23-3</sub> / C<sub>30</sub> Hop y relación C<sub>29</sub> / C<sub>30</sub> Hop cerca de 1), depositada en ambiente marino anóxico (relación C<sub>26-3</sub> / C<sub>25-3</sub> baja < 1 y relación C<sub>31R</sub> / C<sub>30</sub>Hop > 0,25; relación C<sub>30</sub>Hopanos / C<sub>29</sub>Esteranos (S+R) < 5), bajo condiciones de alta salinidad y estratificación de aguas (altos valores del Índice del Gammacerano). En la Zona Norte del yacimiento, existe presencia evidente de condiciones paleoambientales más subóxicas, favorables a aportes terrestres (relación Pr / Ft > 1). Desde el punto de vista de la madurez térmica de la roca madre al momento de la expulsión del crudo, en las muestras analizadas se observa un incremento relativo de la madurez térmica desde las arenas B hasta las arenas C-2 y C-3. Generalmente los indicadores de madurez para las unidades C muestran una madurez alta (valores del Índice preferencial del Carbono = 1), asociada al pico de la ventana del petróleo, o a la sobremadurez (altos valores del Índice de *i*-Heptano y Índice de *n*-Heptano). De los tipos de alteraciones presentes en el yacimiento, la biodegradación parece estar presente (distribución de los hopanos desmetilados 25-norhopanos en el fragmentograma  $m/z$  177), especialmente en los pozos de la Zona Central del yacimiento,

extendiéndose más hacia el norte, en la parte sur de la Zona Norte. Los pozos que presentan este fenómeno son especialmente VLG-3772, VLG-3779, VLG-3780, VLG-3783 y VLG-3786, ubicados en la parte este de la Zona Central, cerca de la Falla de Pueblo Viejo y exhiben crudos que corresponden a un proceso de mezcla de un crudo original más biodegradado (de nivel 3 o superior - máximo un nivel 6), que probablemente haya carecido de *n*-parafinas e *iso*-parafinas, que han sido metabolizadas, con otros crudos cuyos grados de biodegradación no ha sido muy elevado (de nivel inferior a 3, considerando el aporte de las *n*-parafinas e *iso*-parafinas que se superponen por encima de la señal UCM).

El análisis de pirolisis *Rock-Eval* 6 en modo “yacimiento”, permite la puesta en evidencia de los compuestos pesados termovaporizables (el pico S<sub>2a</sub>) y de los no pirolizables, de tipo NSO (el pico S<sub>2b</sub>), junto a los compuestos volátiles (el pico S<sub>1res</sub>) del crudo presente dentro de la muestra de roca. La presencia de la relación S<sub>2b</sub> > S<sub>2a</sub>, indicando un mayor contenido de compuestos pesados asfaltenicos, junto a una concentración calculada de compuestos NSO > 20 mg HC/g roca, representa un primer paso en la identificación de una estructura enriquecida en compuestos pesados de tipo “tar” (Carpentier *et al.*, 2006). Los análisis de pirolisis, corroborados con petrografía orgánica de epifluorescencia y resonancia magnética indican que el Yacimiento Eoceno C VLG-3676 posee un factor bloqueador en el medio poroso, de tipo “tar”, con predominio en la Zona Central y Sur, ubicado en las unidades estratigráficas C-1, C-2, C-3, C-4 y C-5. Más específicamente, en la Zona Central del yacimiento se observan niveles de

enriquecimiento de compuestos pesados de tipo tar en el pozo VLG-3919, ubicado en la unidad estratigráfica C-4, puesto en evidencia con análisis de pirólisis *Rock-Eval 6* en “modo yacimiento”, análisis de petrografía orgánica de epifluorescencia y análisis de resonancia magnética. Sin embargo, en ausencia de alta densidad vertical y areal de muestras y de una representatividad más confiable de las mismas, no se puede concluir a estos niveles como un manto asfáltico en sí y denominarlo tar-mat, sino una acumulación más limitada de compuestos de tipo “tar”, que probablemente se encuentra dispersa a lo largo del yacimiento, especialmente en las unidades inferiores de la estructura del mismo, como “patches” que representan solo niveles someros y emergentes de capas de “tar” y que la verdadera acumulación debería ser ubicada más abajo.

## Referencias

1. Carpentier, B., Arab, H., Pluchery, E. y Chautru, J. (2006) Tar-mat and residual oil distribution in a giant oil field offshore Abu Dhabi. ScienceDirect.
2. Duno, L. *et al.* (2012) Análisis geoquímico de muestras de núcleos del pozo VLG-3782 con la técnica Rock-Eval 6 Modo Yacimiento. PDVSA. Cota del documento: NT-OC-2012-156, DLS.
3. Peters, K. E., Walters, C. C. y Moldowan, J. M. (2005). *The Biomarker Guide, Volume 2: Biomarkers and Isotopes in Petroleum Exploration and Earth History*, Cambridge University Press.
4. Tissot, B. y Welte, D. (1980) *Petroleum Formation and Occurrence. A new Approach to Oil and Gas Exploration*. Springer-Verlag.
5. Wilhelms, A. y Larter, S. (1994 a) Origin of tar mats in petroleum reservoirs. Part I: introduction and case studies. *Marine and petroleum Geol.* Vol. 11, N°4.
6. Wilhelms, A. y Larter, S. (1994 b) Origin of tar mats in petroleum reservoirs. Part II: formation mechanisms for tar mats. *Marine and petroleum Geol.* Vol. 11, N°4.

## Peculiaridades del carbón en Las Esperanzas, Coahuila, México

Piedad-Sánchez, N.<sup>1\*</sup>; Garza-Blackaller, S.<sup>2</sup>; García-Muñoz, J. L.<sup>2</sup>; De la Rosa-Rodríguez, G.<sup>3</sup>; González-Partida, E.<sup>4</sup>; Vega-González, M.<sup>4</sup>; Facundo-Arzola, I.<sup>1</sup>; Zamora-López, I.<sup>1</sup>; Flores-Castro, K.<sup>5</sup>; Hernández-Noriega, L.<sup>3</sup>

1. *Facultad de Metalurgia, Unidad Norte, Universidad Autónoma de Coahuila, Monclova, Coahuila, México*<sup>1</sup>
2. *Industrial Minera México S.A. de C.V., Nueva Rosita, Coahuila, México*<sup>2</sup>
3. *Gerencia de Evaluación, Centro Experimental Chihuahua, Servicio Geológico Mexicano, Chihuahua, Chihuahua, México*<sup>3</sup>
4. *Geoquímica, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro, México*<sup>4</sup>
5. *Geoquímica, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Pachuca, Hidalgo, México*<sup>4</sup>

**Correspondencia** [npiedads@yahoo.com](mailto:npiedads@yahoo.com);  
[noe-piedad-sanchez@uadec.edu.mx](mailto:noe-piedad-sanchez@uadec.edu.mx)

**Palabras clave:** Carbón, análisis carbón, maceral, vitrinita.

## Introducción

Los recursos de carbón en el subsuelo de la subcuenca de Las Esperanzas, Coah., representan la oportunidad para incrementar la producción nacional de carbón con miras a aprovechar sustentablemente este recurso fósil, algo que significativamente coadyuva al desarrollo económico y social de la Región Carbonífera, y que hace menos dependiente a nuestro país de la importación de este estratégico recurso.

El área de estudio con recursos de carbón, se encuentra rodeada de lotes mineros activos e inactivos, sin embargo, no existen estudios directamente enfocados a la caracterización del carbón extraído en la subcuenca de Las Esperanzas (Figura 1).



Figura 1. Localización del área de estudio dentro de la Región Carbonífera, Cuenca de Sabinas, estado de Coahuila de Zaragoza (Modificado usando Google Earth, 2014).

En este trabajo se presentan resultados de la caracterización petrográfica-geoquímica de algunos mantos de carbón presentes en la subcuenca de Las Esperanzas.

### Localización del área de estudio

El área de interés se ubica dentro de la llamada Región Carbonífera, geológicamente dentro de la subcuenca de Las Esperanzas (Robeck *et al.*, 1956, 1960; Flores-Galicia, 1988; Flores-Espinoza, 1989; Brizuela, 1992), al norte de Coahuila de Zaragoza, en las orillas del poblado de Las Esperanzas, Coahuila.

A nivel regional, las rocas que afloran dentro de la región estudiada varían en edad del Jurásico Tardío al Cuaternario (Young, 1972, 1983; Flores-Galicia, 1988; Santamaría-Orozco, 1990; Eguiluz de Antuñano, 2001; Román-Ramos y Holguín-Quiñones, 2001). Las primeras

son rocas sedimentarias de ambientes marinos y las últimas están representadas por rocas de tipo continental incluyendo algunos derrames de basalto.

El estudio geológico más completo es el de Robeck *et al.* (1956), en el que se describe detalladamente la estratigrafía y estructura de la región de Sabinas, Coahuila.

En la secuencia sedimentaria, se observa un cambio de facies del este hacia el oeste de la cuenca (regresión) y variaciones en los espesores de las formaciones (Figura 2).

El área de estudio se encuentra enclavada al oriente del Campo Volcánico Las Esperanzas, conformando una columna local que representa a las Formaciones San Miguel, Olmos, Escondido, y en algunas partes, Conglomerado Sabinas y Lavas Las Esperanzas.

Las rocas que afloran principalmente en el área de estudio, tradicionalmente se asignan a la Formación Olmos, con los mantos de carbón en la parte inferior de la columna.

Localmente, la Formación Olmos contiene lutitas en la base, con delgados mantos de carbón en la parte inferior y en la parte media de la columna litológica, culminando con areniscas en la cima.

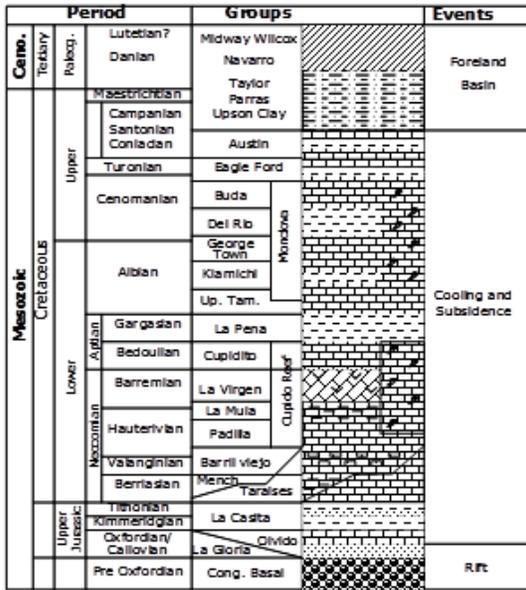


Figura 2. Sección estratigráfica general de la Cuenca de Sabinas (Modificado de Eguiluz de Antuñano, 2001).

Estructuralmente, las rocas sedimentarias de la región adoptan la forma de anticlinales y sinclinales de dimensiones relativamente grandes, estructuras que presentan complicaciones locales tales como recostamientos, plegamientos subordinados en las calizas de estratificación delgada, y adelgazamiento de las formaciones lutíticas; estas rocas están también afectadas por diapiros de yeso y cuerpos ígneos intrusivos. La presencia de niveles erosivos y fallas locales es notoria (Figura 3).



Figura 3. Falla local en un depósito de carbón en Las Esperanzas, Coahuila.

### Método

Se realizaron campañas de campo en el área de interés en Las Esperanzas, Coahuila, y se seleccionaron muestras de carbón para su caracterización tradicional (análisis proximal y último), para luego realizar otra selección de muestras, y llevar a cabo el estudio de petrografía orgánica por la técnica del poder reflector de la vitrinita y análisis maceral. Las muestras de Carbón Todo Uno (CTU) se seleccionaron de los diferentes mantos de carbón.

El análisis proximal y último se llevó a cabo de conformidad con el método *ASTM D 5142 Standard Test Methods for Proximate Analysis of the Analysis Sample of Coal and Coke by Instrumental Procedures*.

La preparación de las briquetas fue realizada de acuerdo a una modificación a la *Norma ASTM D 2797-07 Standard Practice for Preparing Coal Samples for Microscopical Analysis by Reflected Light: American Society for Testing and Materials International*, para cada muestra se generaron cuatro briquetas con el propósito de facilitar la búsqueda de partículas de macerales, y estadísticamente incrementar la exactitud en los parámetros estadísticos, tales como el promedio, número de mediciones, mínima y máxima reflectancia, desviación estándar y varianza. La determinación de las mediciones del poder reflector de la vitrinita fue de acuerdo a la *Norma ASTM D2798-06 Standard Test Method for Microscopical Determination of the Vitrinite Reflectance*

*of Coal: American Society for Testing and Materials.*

El análisis maceral, que incluye conteo e identificación de macerales, se efectuó siguiendo la *Norma ASTM D 2799- 05a Standard Test Method for Microscopical Determination of the Maceral Composition of Coal: American Society for Testing and Materials.*

### Resultados

Localmente, en el área de interés, la litología se conforma principalmente de lutitas, apareciendo más unidades de arenisca hacia la cima de la columna con los mantos de carbón encajonados entre lutitas carbonosas, siendo posible seguir con mayor continuidad a una toba, que sirve como guía regional del carbón (Figura 4).

Los primeros resultados del análisis químico muestran que se tiene principalmente carbón de Clase II bituminoso bajo a medio en volátiles (~ 18 a 24 % MV), y carbón de Clase II bituminoso bajo a medio en volátiles (~ 13 a 23 % MV), con bajo azufre y ceniza variable > 11 %.

El análisis químico indica carbones aglomerantes, sin embargo, el análisis FSI señala que algunas muestras de carbón no son aceptables para la coquización.

Las muestras recuperadas presentaron pirita framboidal y cúbica, además de otros minerales (Figura 5). El maceral predominante fue la vitrinita (> 60 % mmf), acompañada de inertinita. En las muestras estudiadas se encontró liptinita muy esporádicamente (< 0.5 % mmf). El poder reflector fue variable en las muestras, desde 0.5 hasta 1.6 %, en la zona de Las Esperanzas. Varias de las

muestras exhiben estructuras de desgasefacción, además del microfracturamiento natural (cleats) en los macerales.

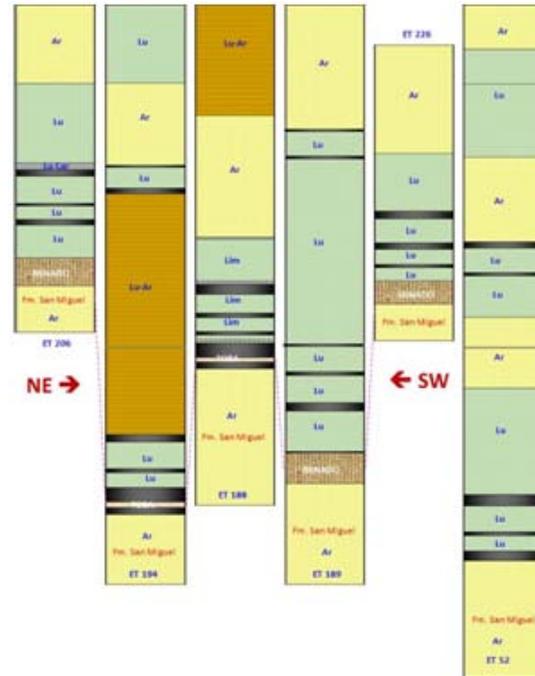


Figura 4. Columna litológica del Tajo La Conquista, en Las Esperanzas, Coahuila.

Fue notorio en las muestras estudiadas encontrar arcillas dentro de los macerales, por lo que es común observar una oxidación natural en los macerales y en la materia mineral acompañante.

El poder reflector de la vitrinita indica claramente una variación de la madurez térmica de la materia orgánica, que va de la ventana de aceite a gas seco (0.5 – 1.6 %).

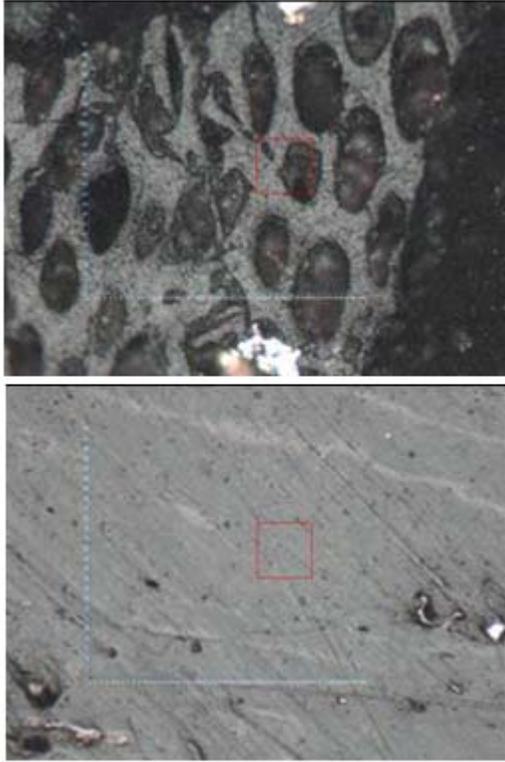


Figura 5. Microfotografías bajo iluminación de luz de halógeno, objetivo 50x inmersión de aceite.

Manto 1 Pata - Vitrinita (Telinita) de tejido no conservado.

Manto 3 - Vitrinita (colotelinita (1.58 %  $R_r$ ) con bandas de Inertinita (Semifusinita e Inertodetrinita).

## Conclusiones

Los mantos de carbón estudiados se originaron en un ambiente transicional, donde los ciclotemas muestran características de una llanura de inundación, específicamente representando una facies de llanura deltaica, en un submedio pantanoso, con diferente influencia del medio fluvial, presentándose claramente una regresión hacia la cima de la columna con incremento de paquetes de areniscas y aparición de rocas conglomeráticas.

Los mantos de carbón en Las Esperanzas, Coah., con ciclotemas señalando baja energía de transporte de sedimentos y períodos de quietud, varían en número, en calidad y en espesor.

La predominancia de vitrinita en las muestras estudiadas de carbón bajo volátil, su madurez térmica, más la presencia de minerales silicatados, aluminosilicatados e hidratados en el proveniente de los diferentes mantos, son parámetros que influyen en el almacenamiento y en el proceso de coquización, y por ende, en la calidad de coque.

De acuerdo a la literatura, las muestras con % $R_r$  de 0.9 a 1.7 son las ideales para el proceso de coquización, y los valores de las muestras de los mantos de carbón, están dentro de ese rango, sin embargo, los valores mayores a 1.1 de % $R_r$  podría ocasionar problemas por el diseño de las plantas de coquización en la Región Carbonífera que se alimentan de carbón de 0.9 a 1.1 de % $R_r$ .

## Agradecimientos

Los autores agradecen las facilidades para la recolección de muestras a los líderes de Industrial Minera México S. A. de C. V., especialmente al Ing. Miguel Ángel González González y al Ing. Javier Fernández Casas. Asimismo, los investigadores reconocen el apoyo del Servicio Geológico Mexicano. Un agradecimiento especial a la Coordinación de Estudios de Posgrado e Investigación de la Universidad Autónoma de Coahuila, especialmente, al Dr. Edgar Braham Priego, por su reconocido soporte logístico para desarrollar este trabajo.

## Referencias

1. Brizuela, V. L. (1992) Geología General de la zona Carbonífera de Monclova-Sabinas, Estado de Coahuila. Minerales Monclova S.A. de C.V., Tomo I, 74 p.
2. 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. (Editores), The western Gulf of Mexico Basin: tectonics, sedimentary basins and petroleum systems. AAPG Memoir, v. 75, p. 241-270.
3. Flores-Espinoza, E. (1989) Stratigraphy and sedimentology of the Upper Cretaceous terrigenous rocks and coal of the Sabinas-Monclova area, Northern Mexico. Tesis de Doctorado. The University of Texas at Austin. 315 p.
4. Flores-Galicia, E. (1988) Geología y reservas de los yacimientos de carbón en la República Mexicana. In: Salas, G. (Editor), Geología Económica de México. Fondo de Cultura Económica. México, p. 175-217.
5. Robeck, R. C., Pesquera R. V. y Ulloa S. A. (1956) Geología y depósitos de carbón de la región de Sabinas, Estado de Coahuila. 20th International Geological Congress. México, 103 p.
6. Robeck, R. C., Pesquera R. V. y Ulloa S. A. (1960) Geología y depósitos de carbón de la región de Sabinas, Estado de Coahuila. In: Sociedad Geológica Mexicana (Editor), Libro guía de la excursión C-3 del XX Congreso Geológico Internacional: Geología a lo largo de la carretera entre el D.F. y Saltillo, Coah. Distritos mineros de Guanajuato y Ávalos Concepción del Oro - Mazapil, Zac. Minas de carbón de Monclova y Nueva Rosita, Coah., Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 23, p. 87-115.
7. Román-Ramos, J. R. y Holguín-Quiñones, N. (2001) Subsistemas generadores de la región norte de México. Boletín de la Asociación Mexicana Geólogos Petroleros, v. 49, p. 68-84.
8. Santamaría-Orozco, D. M. (1990) Ambientes sedimentarios de las rocas del Cretácico Superior en la Cuenca Carbonífera de Sabinas, Estado de Coahuila, México. Tesis Maestría. Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México. México, 72 p.
9. Young, K. (1972) Cretaceous Paleogeography: Implications of Endemic Ammonite Faunas. Bureau of Economic Geology, University of Texas, Geological Circular, v. 72, p. 2.
10. Young, K. (1983) Mesozoic history of Mexico. In: Moullade, M., Narm, A.E.M. (Editores), The Phanerozoic geology of the world v. 2, p. B.

## Hidrobiogeoquímica del agua termal en Piedras de Lumbre, Chihuahua.

Villalobos-Aragón, A.<sup>1</sup>, Rascón-Oaxaca, E.<sup>1</sup>, Jiménez-Grijalva, D. G.<sup>2</sup>, Zavala-Díaz de la Serna<sup>2</sup> F. J. y Espejel García, V. V.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Chihuahua.

<sup>2</sup>Facultad de Ciencias Químicas, Universidad Autónoma de Chihuahua.

*Correspondencia* avillalobos@uach.mx

**Palabras clave:** Hidrobiogeoquímica, agua termal, Sierra Madre Occidental.

## Antecedentes

En el ejido Piedras de Lumbre, Maguarichi, Chihuahua, se tienen surgencias de agua termal con una temperatura muy alta (>80°C), cercanos al cauce del arroyo Maguarichi. Se han localizado 96 puntos (Figura 1 a) en los cuales brota agua a altas temperaturas (Maciel y Rocha 1985). El Real de Minas de Santa Bárbara Maguarichi cuenta con una larga historia minera, la cual se remonta hasta 1749 cuando fue descubierta por los españoles. El distrito minero produce Ag, Au, Pb, Cu y Zn principalmente en argentita (Ag<sub>2</sub>S), galena (PbS), arsenopirita (FeAsS), pirita (FeS) y esfalerita (Zn,Fe)S (CRM, 1994). El minado de vetas en las bonanzas históricas han ocurrido en varios períodos, los más importantes ocurrieron en 1749, 1809, 1936 y 1980 (DIA BRAS, 2010).

Desde mediados de la década de 1960, se realizaron por parte de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) estudios para caracterizar la zona. En 1985, Maciel y Rocha, describen la geología del lugar, realizando estudios petrográficos a 15 muestras, además se efectuó una serie de sondeos geoelectrónicos de resistividad en varias secciones del arroyo Piedras de Lumbre. Este trabajo arrojó potencial para la instalación de una planta de electricidad, la cual fue instalada hasta 15 años después (2001). Dicha planta contaba con una capacidad de 300 KW, y funcionó, pese a la presencia de algunos problemas de operación, hasta el año de 2007. A partir de 2007 llega a Maguarichi el tendido eléctrico tradicional, razón por la cual la planta fue desinstalada.

Con respecto a la microbiología, no hay antecedentes de estudios realizados en Piedras de Lumbre, Maguarichi (Figura 1 b), lo que lo hace un área importante para comprender e identificar la diversidad microbiana y para la posible propuesta de aplicaciones biotecnológicas.



Figura 1. Fumarola principal en la zona de estudio y Bio-película que cubre a las rocas en donde existen fumarolas o manantiales termales en el área de estudio.

### Localización del área de estudio

El área de estudio (Piedras de Lumbre) se encuentra ubicada en el municipio de Maguarichi, en la porción occidental del Estado de Chihuahua, en la Sierra Madre Occidental, aproximadamente a 285 Km al oeste de la ciudad de Chihuahua. Cerca de Maguarichi se encuentra Recubichi (Figura 2) en el cual también hay manifestaciones termales, trabajos previos sugieren que ambos sistemas están asociados (Rascón, 2010).



Figura 2. Localización y topografía del área de estudio. (Villalobos *et al.*, 2012).

## Metodología

Se siguió la siguiente metodología en cuanto a la caracterización hidroquímica:

1. Determinación de parámetros a ser analizados en campo (temperatura, pH, concentración de iones mayores, elementos traza de interés e isótopos de H y O);
2. Análisis de muestras de agua en el Laboratorio de Sanitaria de la Facultad de Ingeniería de la UACH (elementos mayores), Activation Labs (elementos traza) en Canadá, CIMAV (difactogramas), UNAM (isótopos de H y O);
3. Toma de muestras de las sales en las tuberías que aún permanecen en la zona de estudio;
4. Interpretación de resultados de los diferentes análisis;

Con respecto al estudio microbiológico:

1. Toma de muestras de biopelículas con espátulas, asimismo se tomaron muestras

del agua termal y del sedimento, colocados en matraces Erlenmeyer, sellados con parafilm;

2. El ADN fue extraído siguiendo el protocolo de Hoffman y Winston (1987) de material aislado como metagenomas;

3. Para las bacterias sulfato reductoras (BSR) se siguieron las condiciones descritas por Daly (2000) y para archaea las descritas por Karr (2006). Se realizó un PCR-DGGE para las muestras de metagenómicas (Muyzer 1993).

## Resultados

La muestra recolectada en la tubería fue analizada utilizando XRD, se identificó que el material era Sulfato de Sodio ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ). Al mismo tiempo, las muestras de agua pudieron ser clasificadas como sulfatadas-sódicas, confirmando la clasificación de estudios anteriores (Maciel y Rocha, 1985, Rascón, 2010). En la Tabla 1 se presentan los resultados de los análisis fisicoquímicos de las muestras de agua.

A diferencia de trabajos previos (Tello, 2004) los niveles de arsénico se encuentran por encima de los valores máximos según la Norma NOM-127-1994-SSA1 en todas las muestras analizadas (con valores que oscilan de los 32.4 a los 43.1  $\mu\text{g/L}^{-1}$ ). Su presencia puede

estar ligada a las rocas ígneas presentes en el área, así como la mineralización económica en el área (pirita y arsenopirita) en los prospectos cercanos Los Llanitos y Santa Martha.

Tabla 1. Resultado de análisis a muestras de agua.

Analito	Ca	Mg	Na	K	STD	CO <sub>2</sub>	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	As	Pb	Zn	
Unidad	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	
M U E S T R A	1	10.3	0.106	112	5.76	312.5	3.44	71.74	83.73	0.0406	2E-05	0.0011
	2	10.5	0.124	111	5.94	430	17.16	88.82	146.72	0.0395	2E-05	0.0007
	3	10.6	0.111	112	5.91	448	10.29	102.48	134.44	0.04	1E-05	0.0008
	4	9.1	0.018	109	6.18	455	0	99.06	114.94	0.0382	2E-05	0.0014
	5	9.9	0.22	111	5.29	415	24.02	88.82	138.17	0.0431	8E-05	0.0014
	6	9.7	0.13	111	5.92	478	20.62	92.23	143.15	0.0403	5E-06	0.0003
	7	8.3	0.036	105	6.17	467.5	27.4	85.4	142.74	0.0324	5E-06	0.0003
	8	9.3	0.024	106	6.21	547.5	0	102.88	139.83	0.0386	4E-05	0.0025
NOM 127 SSA	-	-	200	-	1000	-	-	400	0.025	0.01	5	

Los datos isotópicos fueron graficados y comparados (Figura 3) con la tendencia de la recta nos permite concluir que el agua es meteórica calentada por la presencia de un intrusivo en el área.

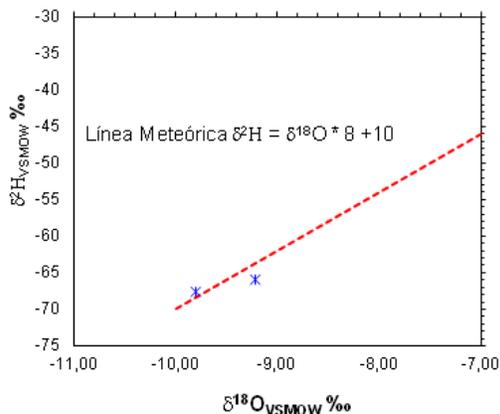


Figura 3. Gráfica en la cual se comparan los valores obtenidos de los análisis isotópicos con la línea Meteórica de Agua Mundial.

Con respecto al análisis microbiológico, los resultados mostraron poca diversidad taxonómica. Para las BSR se obtuvieron secuencias relacionadas con la familia

*Desulfovibrionaceae* y géneros *Desulfobacterium*, *Desulfococcus*, *Desulfonema* y *Desulfosarcina*. En el caso de las archaeas se obtuvieron secuencias de relacionadas con la familia *Methanosarcinaceae* (Jimenez-Grijalva, 2014).

### Conclusiones

Un análisis de los elementos analizados muestra que las aguas termales de Piedras de Lumbre y Recubichi tienen una composición química similar, lo que implica un origen similar o que son alimentados por el mismo sistema hidrotermal.

Para determinar con mayor certeza cuál es el posible origen del As en el área se debe llevar a cabo una caracterización a detalle de la composición de las rocas, así como de las alteraciones provocadas por el hidrotermalismo en la zona y de los

suelos (arcillas) presentes en el área de estudio.

Los análisis isotópicos muestran que los fluidos hidrotermales que emergen hacia la superficie son principalmente agua meteórica calentada por el intrusivo que regresa a la superficie una vez calentada. Los resultados de las muestras analizadas por isótopos estables nos muestran un apego a la línea meteórica mundial ya que se tomaron en el mes de mayo que es en donde por el desfase de percolación está saliendo del sistema el agua de lluvia percolante, que está interactuando en el sistema hidrotermal.

Se identificó la diversidad de comunidades bacterianas y de archeas, así como organismos procariotas relacionados con la sulfato reducción y ferro oxidación, esto mediante técnicas dependientes de cultivo y técnicas independientes de cultivo.

Hay similitudes entre las *phylas*, orden, clases y familias reportadas en el presente estudio y las reportadas en otros sitios con características geológicas similares. La mayoría de las secuencias no tienen relación directa con grupos taxonómicos conocidos. Las concentraciones de As, Mn Fe y Pb pueden ser factores en la poca diversidad bacterial.

Se debe realizar trabajos de geofísica para tratar de determinar la profundidad de emplazamiento del intrusivo, así como sus dimensiones. Potencialmente se realizara un trabajo de paleomagnetismo para ubicar la dirección de emisión del material ígneo.

Si se desea modelar geoquímicamente y probar el modelo conceptual realizado se requiere la continuidad del estudio que

permita un muestreo sistemático del agua en la zona, así como del empleo de otras técnicas o sistemas isotópicos.

## Referencias

1. Consejo de Recursos Minerales (1994). Monografía geológico-minera del estado de Chihuahua, Consejo de Recursos Minerales, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal. Subsecretaria de Minas, 297 pp.
2. Daly, K. (2000). Development of oligonucleotide probes and PCR primers for detecting phylogenetic subgroups of sulfate-reducing bacteria. *Microbiology*, 146(45). 1693–1705.
3. DIA BRAS (2010). Exploration properties review, DIA BRAS Exploration, 35 p.
4. Hoffman, C. S., y Winston, F. (1987) A ten-minute DNA preparation from yeast efficiently releases autonomous plasmids for transformation of *Escherichia coli*. *Gene*, 57(3). 267-272.
5. Jiménez-Grijalva, D. G., Villalobos-Aragón, A., Peralta-Pérez, M. R., Nevarez-Moorillon, G. V. y Zavala-Díaz de la Serna, F. J. (2014). Diversity of Sulfate-Reducing Bacteria and Archaea in Piedras de Lumbre, Maguarichi Chihuahua, a Geothermal Area of the Sierra Madre of Chihuahua,
6. Karr, E. y Achenbach, A. (2006). Biodiversity of Methanogenic and Other *Archaea* in the Permanently Frozen Lake Fryxell, Antarctica. *Applied and environmental microbiology*, 72(2).1663-1666.
7. Maciel, R. y Rocha, V. (1985). Estudio Geológico de la zona geotérmica de Piedras de Lumbre, Chihuahua., Informe 52/85, CFE, Departamento de Exploración
8. Muyzer, G. y DeWaal, E. (1993) Profiling of microbial population by denaturing gradient gen electrophoresis analysis of polymerase chain reaction amplified genes coding for 16S rRNA. *Applied and environmental microbiology*, 59(23). P. 695-700.
9. NORMA OFICIAL MEXICANA NOM-127-SSA1-1994, Salud ambiental, agua para uso y consumo humano – Límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización.
10. Rascón-Mendoza, E. J. (2010) Análisis del agua en la zona de Recubichi, municipio de Maguarichi, Chihuahua., UACH, p. 35-36.
11. Tello-Hinojosa, E. (2004) Geoquímica de manantiales termales de la zona de Piedras de Lumbre, Chih., México. *GEOS*, Vol. 24, No. 2,

12. Villalobos-Aragón, A., Rascón-Oaxaca, E. y Espejel-García, V. V. (2012) Hidrogeochemistry of Maguarichi's thermal waters, Chihuahua, México, American Geophysical Union Fall Meeting, San Francisco, California, EE.UU.

**Geoquímica orgánica aplicada a rocas pertenecientes al Jurásico Medio-Superior del afloramiento "Aztlán", municipio de Huehuetla, Hidalgo, (México): implicaciones paleoambientales**

Badillo, L. B.<sup>1</sup>, Flores, K.<sup>1</sup> y Esquivel, C.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra. Laboratorio de Geoquímica. Ciudad Universitaria s/n. Mineral de la Reforma, CP. 42184, Hidalgo.

<sup>2</sup>Centro de Investigaciones Biológicas. Laboratorio de Paleontología. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Ciudad Universitaria s/n. Mineral de la Reforma, CP. 42184., Hidalgo.

**Correspondencia**

kinardo\_flores@hotmail.com

**Palabras clave:** Geoquímica orgánica, biomarcadores, Jurásico, Sierra Madre Oriental.

**Antecedentes**

La zona de estudio forma parte de diversos trabajos científicos los cuales aportan información cartográfica, geológica y tectónica de manera regional, entre estos estudios destaca; Cantú (1971), quien realiza un estudio estratigráfico del Jurásico Medio-Superior del Centro Este de México reportando las

formaciones Cahuwasas, Tepexic, Santiago y Tamán para Huehuetla Hgo., posteriormente en 1978, Pedrazzini y Basáñez hace una descripción sobre la sedimentación ocurrida durante el Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla-Cuenca de Chicontepec, en los estados de Hidalgo y Veracruz, la cartografía geológica regional que forma parte de la zona de estudio se encuentra publicada en la carta geológico-minera Pahuatlán F14-D73 escala 1: 50 000, con la explicación litológica en el informe de la misma (SGM), 2003. Recientemente un especialista en invertebrados fósiles y paleoambientes de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo desarrolla estudios paleontológicos en la zona de estudio, de los cuales surge el interés por dar pie a la interpretación paleoambiental correspondiente al afloramiento Aztlán, con base en la identificación e interpretación de biomarcadores mediante técnicas de geoquímica orgánica.

**Localización del área de estudio**

El área de estudio se localiza en el municipio de Huehuetla al NE del estado de Hidalgo, ubicada al costado del Barrio Aztlán de donde obtiene su nombre el afloramiento (Figura 1). El área se encuentra delimitada por las coordenadas 20°28'32.95"N, 98° 5'45.31"W y 20°27'29.15"N, 98° 4'41.74"W.



Figura 1. Plano de localización del área de estudio.

## Método

Se realizaron 4 visitas de campo en diferentes fechas durante los años 2012-2013, con el fin de reconocer el área de estudio e identificar las formaciones presentes en el lugar, una vez identificadas las unidades litológicas, se efectuó el levantamiento, medición y descripción del perfil, así como la toma de muestras correspondientes a los cambios litológicos visibles. Se colectaron un total de 14 muestras *In situ* de aproximadamente 0.5 kg, cada una de las muestras se geoposicionaron con la ayuda de un equipo de posicionamiento global (GPS) marca *Garmin*, modelo *EtrexLegend H*, mientras que la cartografía geológica fue elaborada con la ayuda del programa *ArcGis* versión 9.3. Una vez tomada cada una de las muestras, estas se envolvieron primeramente con papel aluminio y se introdujo en una bolsa de polietileno debidamente rotulada para su fácil identificación.

En el Laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones en Ciencias de la Tierra y Materiales de la UAEH, se sometieron las muestras a secado a temperatura ambiente, posteriormente se revisó que la muestra no tuviera material vegetal reciente, así mismo, se retiró la parte externa de las rocas. Finalmente se inició la pulverización de 120 gr de la roca sedimentaria de interés, mediante el equipo *Pulverisette II* de la marca *Fritsch* con mortero y pistilo de ágata.

Posteriormente el proceso de extracción de bitumen se realizó con disolventes orgánicos de menor a mayor polaridad (hexano, acetato de etilo y metanol, todos grado HPLC). La muestra pulverizada se colocó en un matraz balón de 1000 ml y se adiciono 300 ml de hexano,

sometiéndolo a reflujo por espacio de 53 horas. En este caso los reflujos fueron colocados en serie.

El equipo recirculador, consta de un sistema de enfriamiento y circulación continúa mediante bombeo con sistema termo regulable que hace que el líquido condensador circule por los refrigerantes, ayudando a la concentración rápida de extractos mediante reflujo constante y controlable en todo momento (Figura 2).



Figura 2. Montaje del experimento: sistema de extracción secuencial a reflujo termoregulado.

Concluido el tiempo de reflujo, la muestra de roca fue separado del disolvente mediante filtración a gravedad y el extracto así obtenido se concentró empleando un rota-vapor. El bitumen resultante se introdujo en un vial de 8ml previamente pesado y rotulado utilizando una pipeta Pasteur. Posteriormente el extracto se pesó tras dejar evaporar el exceso de disolvente a temperatura ambiente. Finalmente los extractos fueron analizados en un cromatógrafo de gases Hewlett-Packard Agilent 5973 Network con el sistema de inyección 7683B, acoplado a un Espectrómetro de Masa Hewlett Packard 6890N del Instituto de Ingeniería, UNAM. Los compuestos orgánicos que forman parte de los extractos, fueron tentativamente

identificados al compararlos con la base de datos Wiley138 y su interpretación biogeoquímica paleoambiental fue soportada con bibliografía existente.

## Resultados

### Alcanos lineales o alifáticos

En las muestras analizadas se identificaron alcanos lineales que van del  $nC_{13}$  al  $nC_{33}$  presentando ausencias de alcanos lineales fuera de este rango. Se observaron cómo alcanos predominantes a:  $nC_{15}$ ,  $nC_{16}$ ,  $nC_{17}$ ,  $nC_{18}$ ,  $nC_{19}$ ,  $nC_{21}$ ,  $nC_{22}$ ,  $nC_{23}$ ,  $nC_{24}$ ,  $nC_{25}$ ,  $nC_{26}$ ,  $nC_{27}$  y  $nC_{29}$ .

### Isoprenoides

Los isoprenoides Pristano (Pr) y Fitano (Ph) fueron encontrados en las muestras Pal-01 AcOEt, Pal-01 Metanol, Pal-02 AcOEt, LCv-01 Hex, LCv-02 Hex, LCv-02 AcOEt, Leñ-01 Hex, Leñ-01 AcOEt, para obtener una interpretación a partir de los isoprenoides se utilizaron los siguientes parámetros: Pristano/Fitano (Pr/Ph) (Didyk, 1978), Pr/ $nC_{17}$  y Ph/ $nC_{18}$  (Gelpi *et al.*, 1970; Philp, 1985), (Pr/ $nC_{17}$ ) + (Ph/ $nC_{18}$ ) (Philp, 1985) y (Pr+ $nC_{17}$ ) / (Ph+ $nC_{18}$ ) (Scheffler, 2004), resultando un grado de madurez de poco a muy madura y un origen marino para la materia orgánica, así como un ambiente de depósito con condiciones óxicas como anóxicas.

### Cicloalcanos

Entre los cicloalcanos presente en algunas muestras se encuentran el ciclododecano y ciclotetradecano, ciclohexadecano ( $C_{16}H_{34}$ ), cicloeicosano ( $C_{20}H_{40}$ ), ciclotetracosano ( $C_{24}H_{48}$ ) y Ciclotriacontano ( $C_{30}H_{60}$ ).

### Otros compuestos

En las muestras se encontró la presencia de hidrocarburos aromáticos, fenantreno y antraceno, azufre molecular, Isochiapin B, escualeno (Sq), Germacreno, dibenzotiofeno (DBT) y metildibenzotiofenos (MDBT).

### Conclusiones

- De acuerdo a investigaciones previas de Cantú-Chapa (1971) y SGM (2003) para la zona de estudio se determinó la presencia de las formaciones siguientes: Formación Cahuasas (Jurásico Medio), Tepexic (Jurásico Medio a Superior), Santiago (Jurásico Superior) y Tamán (Jurásico Superior).
- El predominio de los alcanos desde el  $n-C_{23}$  al  $n-C_{33}$  se asocia a moléculas derivadas de plantas superiores de origen continental (Saliot, 1981) y en el mismo sentido el sesquiterpeno Germacreno (que es común en coníferas, angiospermas y briófitos; Otto y Wilde, 2001) y la presencia de hidrocarburos aromáticos, indican un ingreso de materia orgánica terrestre al entorno transicional y marino (Tissot y Welt, 1984).
- La presencia de alcanos del  $n-C_{20}$  al  $n-C_{32}$  (Hunt, 1996), dibenzotiofeno (DBT) y metil-dibenzotiofeno (MDBT) (Okano *et al.*, 2007), y los resultados de la relación Pr/Ph, indican que durante la depositación de los sedimentos se presentaron condiciones tanto óxicas como anóxicas alternantes con marcada hipersalinidad; lo que puede sugerir condiciones de circulación restringida con aporte tanto de agua dulce como salada, característico de las lagunas costeras sometidas a cambios mareales.

- Se determinó la presencia de algas rojas (*Rhodophyta*, por presencia del  $n\text{-C}_{15}$  y  $n\text{-C}_{17}$ ) y cafés (*Phaeophyceae*, por presencia de  $n\text{-C}_{18}$ ), principalmente de origen lacustre-marino y algas únicamente de ambiente lacustre, que fueron determinadas por la presencia del  $n\text{-C}_{23}$ , que sugiere que las muestras fueron depositadas en ambientes transicionales (Saliot, 1981; Peters y Moldowan, 1993; Hunt, 1996). En el mismo sentido la presencia de los macrociclos  $\text{C}_{15}\text{H}_{30}$  al  $\text{C}_{30}\text{H}_{60}$  confirman esta procedencia (Audino *et. al.*, 2001).
  - La identificación del DBT en las muestras está relacionado a ambientes marinos y transicionales conformados por carbonatos y evaporitas anóxicas (Peters *et. al.*, 2005) y que son los más favorables para la formación de bitumen y kerógeno sulfuroso. Por otro lado, Damsté *et. al.*, (1989) determinó que la abundante presencia del DBT está asociada a procesos de sulfurización bioquímica de lípidos insaturados durante la diagénesis temprana y denota una madurez térmica incipiente de la materia orgánica.
  - El azufre molecular presente en las muestras está relacionado a actividad bacteriana sulforeductora en condiciones altamente reductoras a anóxicas durante la sedimentación (Peters y Moldowan, 1993, y Peters *et. al.*, 2005).
  - La presencia del biomarcador escualeno (Sq) refleja una condición de hipersalinidad (Ten Haven *et. al.*, 1988) y Tornabene *et. al.*, (1978, 1979), mencionan que el Sq es un lípido importante producido por bacterias metanogénicas, halofílicas y termoacidofílicas.
  - La relación entre isoprenoides y alcanos alifáticos ( $\text{Pr}/n\text{C}_{17} + \text{Ph}/n\text{C}_{18}$ ) y ( $\text{Pr}/n\text{C}_{17} / \text{Ph}/n\text{C}_{18}$ ) presentes en algunas de las muestras permitió inferir que estas rocas presentan un amplio rango de madurez de la materia orgánica, desde poco a muy madura.
  - La presencia del ciclododecano ( $\text{C}_{12}\text{H}_{24}$ ) y del ciclotetradecano ( $\text{C}_{14}\text{H}_{28}$ ) es referida a condiciones de alta temperatura (Müürisepp *et. al.*, 1994), consistente con la presencia de hidrocarburos aromáticos policíclicos (HAP's) (Álvarez, 2010) y que están asociados directamente con la alteración térmica de la materia orgánica como consecuencia de actividad hidrotermal (McCollom *et. al.*, 1999).
  - El compuesto Isochiapin B permitió reconocer un clima subtropical a tropical prevaleciente (García-Elizondo *et. al.*, 2009).
- En resumen las muestras correspondientes al afloramiento "Aztlán" abarcan un rango de depositación desde transicional a marino con importante contribución terrígena, bajo condiciones óxicas - anóxicas y sulfurosas alternantes con marcada hipersalinidad zonal, debida posiblemente a altas tasas de evaporación producida bajo condiciones de circulación restringida, característica de las lagunas costeras controladas por las mareas.
- Finalmente, se infiere que posterior al depósito, las muestras se vieron sometidas a alteración térmica, posiblemente asociada a hidrotermalismo relacionado a la deformación laramídica y al vulcanismo terciario que cubre a las formaciones mesozoicas.

## Referencias

1. Álvarez, E. Y. (2010) Geoquímica de las rocas valanginianas del afloramiento "El Nanthé", municipio de Tenango de Doria, Hidalgo (México): Implicaciones paleoambientales con base en biomarcadores. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Área Académica de Ciencias de la Tierra, Tesis de Licenciatura, p. 190.
2. Audino, M., Grice, K., Alexander, R., Boreham, C. y Kagi, I. (2001) Origin of macrocyclic alkanes in sediments and crude oils from the algaenan of *Botrycoccusbraunii*. *Geochemica et Comochimica. Acta* v. 65, p. 1995-2006.
3. Cantú-Chapa, A. (1971) La serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del centro-este de México: revista del Instituto Mexicano del Petróleo, Vol. 3, n. 2, p. 17-40.
4. Damsté, J. S., Sinninghe, E. R., Van, K., Dalen, K., Leeuw, J. y Schenk, P. A. (1989) Characterization of highly branched isoprenoid thiophenes occurring in sediments and immature crude oils. *Organic Geochemistry*, v. 14, n. 5, p. 555-567.
5. Didyk, B. M., Simoneit, B. R., Brasell, S. C. y Eglinton, G. (1978) Geochemical indicators of paleoambiental Conditions of sedimentation, *Nature*, v. 272, p. 216-222.
6. García-Elizondo, D. L., Verde-Star, M. J., Oranday, A., Rivas, C. y Elizalde-Herrera, L. E. (2009) A sesquiterpenolactone pseudoguaianolide type from *Piper berlandieri* L. (piperaceae). *Revista de Salud Publica Nutrición*, v. 10, n. 1, p.6.
7. Gelpi, E., Schneider, H., Mann, J. y Oro, J. (1970) Hydrocarbons of geochemical significance in microscopic algae. *Phytochemistry*, v. 9, p. 603-612.
8. Hunt, J. M. (1979) *Petroleum Geochemistry and Geology*. 2da. Edition, p. 743
9. Müürisepp, A. M., Urov, K., Liiv, M. y Sumberg, A. (1994) A comparative study of non-aromatic hydrocarbons from kukersite and dictyonema shale semicoking oils. *Oil Shale*, v. 11, p. 211-216.
10. Okano, K., Sawada, K., Takashima, R., Nishi, H. y Okada, H. (2007) Depositional environments revealed from biomarkers in sediments deposited during the mid-cretaceous oceanic anoxic events (oaes) in the Vocontian Basin (SE France), *Proceedings of International Symposium "The Origin and Evolution of Natural Diversity*, p. 233-238.
11. Otto, A. y Wilde, V. (2001) Sesqui-, di-, and triterpenoids as hemosystematic markers in extant conifers – A review, *Bot. Rev.*, v. 67, p. 141-238.
12. Pedrazzini, C. y Basáñez-Loyola, M. (1978). Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla-Cuenca del Chicontepec, estados de Hidalgo y Veracruz, México: *Revista del instituto Mexicano del Petróleo*, v. 10, n. 3, p. 6-25.
13. Peters K. E., Walters, C. C. y Moldowan, J. M. (2005) *The Biomarker Guide*, Cambridge University, v. 2, p. 484-486, 511-512.
14. Peters, K. E. y Moldowan, J. M. (1993) *The Biomarker Guide: Interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments*. Ed. Prentice Hall, New Jersey, p. 363.
15. Philp, R. P. (1985) *Mass Spectrometry Reviews. Biological Markers in fossil Fuel Production*. Ed. John Wiley and Sons. Inc., v. 4, p. 1-54.
16. Sailot, A. (1981) *Natural hydrocarbons in sea water*. Organic chemistry. Elsevier, Amsterdam, p. 374.
17. Schefflerr, K. (2004) Reconstruction of sedimentary environment and climate conditions by multigeochemical investigations of late Paleozoic glacial to post glacial sedimentary sequences from SW-Gondwana, p. 212.
18. Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2003) *Carta Geológica-Minera Pahuatlán F14-D73, escala 1:50,000*.
19. Ten Haven, H. L., de Leeuw, J. W., Rullkötter, J. y Sinninghe Damsté, J. S. (1987) Restricted utility of the pristane/phytane ratio as a paleoenvironmental indicator. *Nature*, v.330, p. 641-643.
20. Tissot, B. P., y Welte, D. H. (1984) *Petroleum Formation and occurrence*. Springer –Verlag, New York, p.669.
21. Tornabene, G. y Langworthty, A. (1978) Diphytanly and dibiphytanly glycerol ether lipids of methanogenic archaeobacteria, *Science*, v. 203, p. 51-53.
22. Tornabene, G., Langworthty, A., Holzerg y Oro, J. (1979) Squalenes, phytanes and other isoprenoids as major neutral lipids of methanogenic and thermoacidophilicarchaeobacteria. *Journal of Molecular Evolution*, v. 13, p. 73-83.

## Sesión Geoquímica de Sistemas Hidrotermales y Mineralogénesis

### Estudio geotérmico de la zona “los negritos” en Villamar, Michoacán

Sánchez-Rodríguez, J. A.

*Universidad de la Ciénega del Estado de Michoacán de Ocampo.*

#### Correspondencia

*sandino.jasr@gmail.com*

**Palabras clave:** Rift, energía térmica, ciclo rankine orgánico, hidrogeoquímica

#### Introducción

Dada la importancia de los recursos geotérmicos de la zona, su disponibilidad y la crisis energética actual, es imprescindible iniciar el estudio geotérmico de la zona “Los Negritos” en Villamar Mich.

El uso de la energía geotérmica y la metodología usada para su aprovechamiento describen los campos geotérmicos como sustentables. La recarga y descarga de agua de un yacimiento y la fuente de calor del mismo lo describen como recurso renovable.

Conocer las propiedades geotérmicas y el posible uso de la fuente energética renovable en la zona geotérmica “Los Negritos” podría generar beneficios como:

- Aprovechamiento de los recursos renovables de la región Ciénega de Chapala

- Cuidados ecológicos y de salubridad de los habitantes aledaños a la zona geotérmica
- Creación de empleos y desarrollo de la capacidad industrial de la región
- Desarrollo rural en las regiones cercanas a la manifestación geotérmica

La zona geotérmica “Los Negritos” tendría potencial para la producción de energía eléctrica, mediante la instalación de una planta de potencia. En este trabajo se aborda la metodología de análisis de suelos y fluidos de la zona geotérmica, además de calcular la energía térmica disponible en las manifestaciones geotérmicas. El desarrollo de estos análisis, da pautas de análisis termodinámico de la planta de potencia posible para la zona geotérmica.

#### Localización del área de estudio

La manifestación geotérmica “Los Negritos” (Figura 1) se encuentra situada en el extremo noroeste del Estado de Michoacán, a 35 km de la ciudad de Sahuayo por la carretera federal número 15 (Zamora-Jiquilpan) y 35 (La Barca-Zamora) y de la estatal número 5 (La Barca-Sahuayo), casi en el cruce del paralelo 20°02'24'' de latitud Norte con el meridiano 102°37'56'' de latitud Oeste y a una altitud de unos 1500-1600 metros sobre el nivel del mar (msnm).

Fisiográficamente, la zona geotérmica “Los Negritos” está ubicada en la Faja Volcánica Mexicana, en su porción central Bloque Michoacán (Hiriart, 2011), colindante con el bloque Jalisco. Los límites entre estos dos bloques están

constituidos de Rifts continentales asimétricos. Del bloque Jalisco, el Rift Tepic-Zacoalco con orientación NW-SE y al este el Rift Colima con orientación N-S; estos dos Rifts se conectan con el Rift Citala con orientación E-W perteneciente al bloque Michoacán. La confluencia de los rifts de ambos bloques Michoacán y Jalisco, generan la llamada Unión Continental Triple de Jalisco en dirección S-SW de la ciudad de Guadalajara (Valle y Simoneit, 2005).

El Rift Citala se extiende al menos 150 km al Este hasta la Piedad de Cabadas Mich., con un ancho mínimo de 20 km en la porción occidental y un ancho máximo de 45 km en la porción oriental (Valle y Simoneit, 2005).

Las manifestaciones de actividad geotérmica en el Rift Citala incluyen volcanes de lodo, géiseres, aguas termales y petróleo hidrotermal.

Para el análisis elemental de suelos de la zona geotérmica en cuestión, se requirió la toma de muestras sólidas superficiales de las manifestaciones, consistentes de barro seco molido y de lodo al cual se le extrajo toda humedad para realizar análisis al sólido remanente.

### Recolección de muestras líquidas

Las muestras para este análisis se recolectaron en la superficie de las manifestaciones de la zona geotérmica de forma simple; se recolectaron dos muestras líquidas. La muestra 1 se extrajo de aguas burbujeantes a 55.8 °C. La muestra 2 se obtuvo de una manifestación de lodo, de la cual se condensó vapor; la manifestación presentaba una temperatura de 96.5 °C.

### Estimación de la energía térmica en la zona geotérmica “Los Negritos”

El recurso geotérmico se define como la fracción de la reserva accesible que se podría extraer y la reserva geotérmica se define como la energía térmica identificada. Para la estimación de la energía térmica de la reserva geotérmica se usa el método volumétrico aplicable al entorno geológico con parámetros tomados de Hiriart (2011), (Tabla 1); en base a los parámetros tomados de Hiriart (2011), se calcula el calor recuperable mínimo, medio y máximo del recurso geotérmico.

El método volumétrico calcula en primera instancia la energía térmica, contenida en un volumen dado de roca y agua para luego estimar la fracción de energía recuperable. La ecuación 1 se emplea para calcular el valor de la energía térmica (Iglesias *et al.*, 2005).

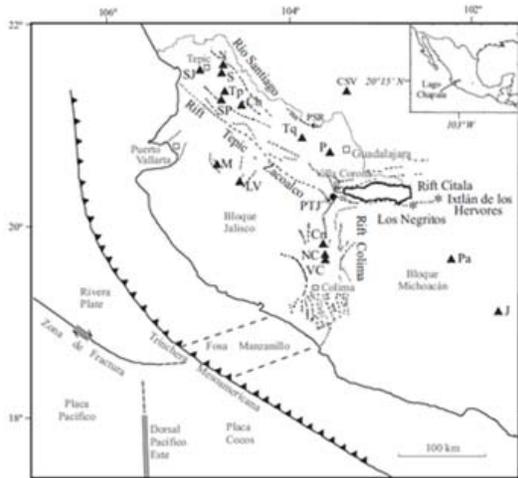


Figura 1. Marco geodinámico del Occidente de México (Valle y Simoneit, 2005).

## Metodología

### Recolección de muestras sólidas

$$qr = \rho c Ah(T - T_{ref}) \quad (1)$$

$qr$  Energía térmica del yacimiento (kJ)  
 $\rho c$  Calor específico volumétrico (roca más agua)  
 $\rho c_{agua}$  2700 kJ/m<sup>3</sup> °C  
 $\rho c_{roca}$  2500 kJ/m<sup>3</sup> °C con porosidad de roca de 15 %  
 $A$  Área del yacimiento (m<sup>2</sup>)  
 $h$  Espesor del yacimiento (m)  
 $T$  Temperatura media del yacimiento (°C)  
 $T_{ref}$  Temperatura media anual local (°C)

Tabla 1. Datos de análisis para método volumétrico (Hiriart-Le-Bert, 2011).

Parámetro	Valor mínimo	Valor medio	Valor máximo
Área (km <sup>2</sup> )	2	3	4.5
Espesor (km)	1	2	3
Temperatura del yacimiento (°C)	175	220	240
Temperatura ambiente (°C)	4	23.8	31
Factor de recuperación Rg (%)	5	13	20

### Análisis físico-químico de la zona geotérmica “Los Negritos”

#### Determinación de Cloruros (Cl) en fluidos de la manifestación “Los Negritos”

La metodología seguida para la determinación de cloruros y su concentración se basó en el procedimiento expuesto por la Comisión Nacional del Agua, (2012).

La determinación de cloruros se basó en la valoración con nitrato de plata donde se usó como indicador la solución de cromato de potasio. Al reaccionar la plata con los cloruros se formó un precipitado de cloruro de plata color blanco. En las inmediaciones del punto de equivalencia al agotarse el ion cloruro, empezó la precipitación del cromato. La formación del cromato de plata se identificó por el cambio de color de la disolución a naranja rojizo, así como en la forma del precipitado. En este punto se terminó la valoración del ion.

#### Determinación de sulfatos (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) en fluidos de la manifestación “Los Negritos”

La metodología seguida para la determinación de sulfatos y su concentración, se basó en el procedimiento expuesto por la Comisión Nacional del Agua, (2012).

El ion sulfato precipitó con cloruro de bario, en un medio ácido (HCl), y formó cristales de sulfato de bario. La absorción espectral del sulfato de bario se midió en un fotómetro de transmisión marca UNICO modelo 1200 con un límite de detección de 0.05 unidades de medición para la turbidez (Nephelometric Turbidity Unit [NTU]).

Para la determinación del ion sulfato, se comparó la lectura del espectrofotómetro con una curva patrón preparada en base a lo especificado por la Comisión Nacional del Agua (2012). Con diferentes concentraciones de sulfato de sodio tabuladas, se conoció la concentración de sulfatos en fluidos de la zona “Los

Negritos” al interpolar el valor de la lectura de absorbancia de las muestras problema en la curva patrón.

### **Determinación de bicarbonatos ( $\text{HCO}_3^-$ ) en fluidos de la manifestación “Los Negritos”**

La metodología seguida para la determinación de bicarbonatos y su concentración se basó en el procedimiento expuesto por Moreno, (2011). La distribución de calizas y dolomías facilitada por el aporte de  $\text{CO}_2$  y ácidos orgánicos o inorgánicos es una de las principales fuentes de carbonatos y bicarbonatos en agua. En aguas con pH superior a 8.3 la especie carbonatada dominante se le denomina bicarbonato con una concentración de entre 50 y 400 mg/L. Este método de valoración de carbonatos y bicarbonatos se analiza mediante valoraciones químicas en la que la muestra de agua en presencia de indicadores ácido-base nos indica la cantidad de mililitros necesarios de ácido clorhídrico para neutralizar los iones carbonatos y bicarbonatos de la muestra.

### **Análisis de Ciclo Rankine Orgánico de posible uso en la zona geotérmica “Los Negritos”**

Este ciclo termodinámico está destinado a la producción de trabajo a partir de una fuente de calor a mayor temperatura y una de menor temperatura. La eficiencia de los Ciclos Rankine Orgánicos es lo que los caracteriza, y se describe, por el trabajo neto en el ciclo y el calor cedido a un fluido de trabajo en la caldera o en el caso de un sistema de generación binaria en el intercambiador de calor.

Para el modelado termodinámico se utilizó el software Engineering Equation Solver (EES) tomado de

Thermodynamics An Engineering Approach, versión académica (ISBN 0-07-288498-3). La función básica del programa es resolver un conjunto de ecuaciones algebraicas surgidas de los balances de masa y energía en cada estado del Ciclo Rankine Orgánico.

### **Resultados**

#### **Estimación de la energía térmica de la zona geotérmica “Los Negritos”**

La estimación de la descarga natural de calor en función a características topográficas, litológicas y físicas tomadas de Hiriart Le Bert (2011) de la zona geotérmica “Los Negritos”, permitió valorar el potencial de aprovechamiento de las manifestaciones geotérmicas. La estimación de calor se calculó con la ecuación 8, estimando un límite inferior ( $8.892 \cdot 10^{13}$  kJ) y un límite superior ( $2.9344 \cdot 10^{15}$  kJ) de la energía térmica recuperable de la zona geotérmica “Los Negritos”:

$$q_{r \text{ mínimo recuperable}} = 8.892 \cdot 10^{13} \text{ kJ}$$

$$q_{r \text{ medio recuperable}} = 7.9578 \cdot 10^{14} \text{ kJ}$$

$$q_{r \text{ máximo recuperable}} = 2.9344 \cdot 10^{15} \text{ kJ}$$

#### **Análisis elemental de suelos de la zona geotérmica “Los Negritos”**

El análisis de las muestras de suelo extraídas de la zona geotérmica “Los Negritos” indicó la alteración superficial producto de la exposición del suelo con fluidos geotérmicos emanados de las manifestaciones.

Transcurrido el proceso de análisis de suelo en el MEB, se caracterizaron los elementos pertenecientes a las muestras analizadas, expresándolas en su porción peso y su porcentaje atómico (Tabla 1 y Tabla 2), además de proporcionar la

micrografía de las muestras analizadas y

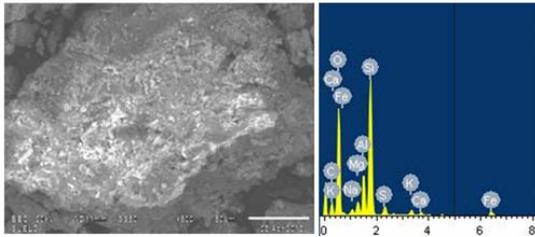


Figura 2. Micrografía de la superficie de la muestra BM, tomada a 500X, y su respectivo espectro EDS.

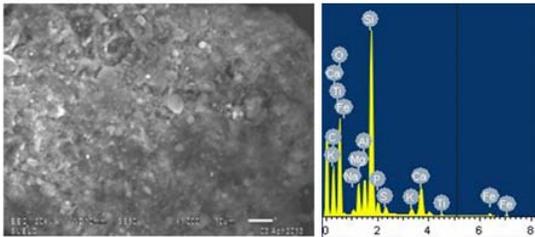


Figura 1. Micrografía de la superficie de la muestra LC, tomada a 1000X, y su respectivo espectro EDS.

Tabla 2. Tabla elemental de porcentaje atómico y peso de la muestra BM (Propia, 2013).

Elemento	% en Peso	% Atómico
C (Carbono)	12.52	18.73
O (Oxígeno)	53.96	60.58
Na (Sodio)	0.95	0.74
Mg (Magnesio)	1.94	1.44
Al (Aluminio)	5.26	3.50
Si (Silicio)	19.76	12.63
S (Azufre)	1.45	0.81
K (Potasio)	1.06	0.49
Ca (Calcio)	0.72	0.32
Fe (Hierro)	2.37	0.76
Total	100.00	

su espectro EDS (Figura 2 y Figura 3).

Tabla 3. Tabla elemental de porcentaje atómico y peso de la muestra LC (Propia, 2013).

Elemento	% en Peso	% Atómico
C (Carbono)	27.67	38.49
O (Oxígeno)	43.20	45.11
Na (Sodio)	0.47	0.34
Mg (Magnesio)	2.70	1.86
Al (Aluminio)	2.65	1.64
Si (Silicio)	15.27	9.08
P (Fósforo)	1.39	0.75
S (Azufre)	0.74	0.39
K (Potasio)	0.77	0.33
Ca (Calcio)	4.05	1.69
Fe (Hierro)	0.93	0.28
Total	100.00	

### Geoquímica de fluidos de la zona geotérmica “Los Negritos” Villamar

Los fluidos de la zona geotérmica “Los Negritos” son de circulación intermedia de flujo menos activo, de recorridos largos y permanencia de cientos a miles de años.

Durante el análisis químico de muestras líquidas de la zona geotérmica, se determinó la concentración de tres aniones (Tabla 3) de interés para la determinación del origen de los fluidos de la zona geotérmica:

Tabla 1. Aniones cuantificados en fluidos de la zona geotérmica "Los Negritos" y normalización de sus concentraciones.

Muestra	Concentración de Sulfatos (mg/l)	*	Concentración de bicarbonatos (mg/l)	*	Concentración de cloruros (mg/l)	*
Lodo burbujeante	17276.3	0.9717	502	0.0282	0.3067	0.0001
Vapor condensado	433.33	0.6331	251	0.3667	0.084	0.0002

Basados en la valoración de los aniones, se determinó que los fluidos de las manifestaciones de la zona geotérmica son de hidrogeoquímica principalmente sulfatada (Tabla 4) y, plasmada su concentración relativa de los tres aniones en la gráfica ternaria de Giggenbach Cl-HCO<sup>3-</sup>-SO<sub>4</sub> (Figura 5) se dedujo que los fluidos son de circulación no profunda calentados por vapor o por vapor condensado de sulfato (SO<sub>3</sub>).

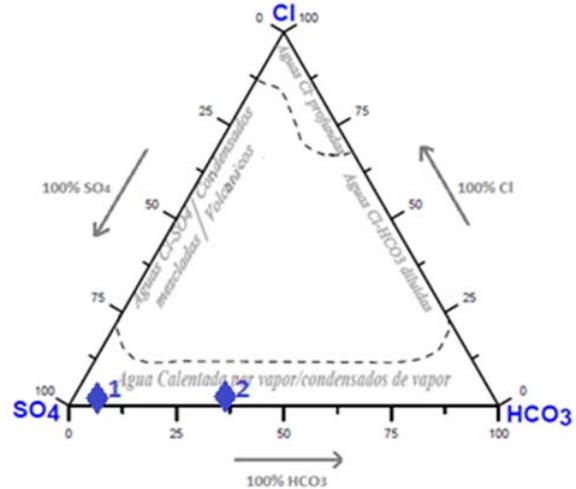


Figura 5. Diagrama ternario Cl-SO<sub>4</sub>-HCO<sup>3-</sup> para fluidos de la zona geotérmica "Los Negritos" 1\_Muestra lodo burbujeante 2\_Muestra vapor condensado. Modificado de: (Cruz, 2008).

Tabla 5. Hidrogeoquímica de fluidos de la zona geotérmica "Los Negritos".

Muestra	Hidrogeoquímica determinada
Lodo burbujeante	Sulfatada
Vapor condensado	Sulfatada

La relación química de los fluidos y las características físicas de la zona geotérmica permiten proponer una planta de generación geotérmica para la zona "Los Negritos". La capacidad de cada manifestación de la zona geotérmica que presenta una temperatura mínima de 93 °C es de 57.93 kW.

### Estudio termodinámico Ciclo Orgánico de Rankine propuesto para la zona geotérmica "Los Negritos"

El modelo termodinámico del ciclo orgánico de Rankine se basa en un ciclo de Rankine ideal donde los parámetros

iniciales se dictaron por las condiciones físicas de las manifestaciones (Tabla 5). Las temperaturas de las manifestaciones oscilan entre 85 y 97 °C. Se considera que en los intercambiadores se tiene una pérdida de temperatura debida a la transferencia de calor, de un 10 %, por lo que, la temperatura alcanzada por el fluido orgánico después de pasar por el intercambiador es de 83.77 °C. Esta temperatura alcanzada por el fluido provoca una presión del mismo de 5 bar en la caldera de vaporización del fluido orgánico, provocando la factibilidad del ciclo.

Tabla 2. Propiedades termodinámicas del Ciclo Orgánico de Rankine estudiado.

Fluido	T1 (°C)	P1 (bar)	h1 (kJ/kg)	h2 (kJ/kg)	h3 (kJ/kg)	h4 (kJ/kg)
Isopentano	83.77	5	85.18	27.27	-343.5	-343.5



Al realizar el estudio termodinámico en el software EES, las características de la planta de potencia propuesta, se aprecian en la tabla 12, todas estas características se calcularon en base a las propiedades

termodinámicas de cada estado o elemento del Ciclo Orgánico de Rankine; el ciclo propuesto, utiliza como fluido de trabajo, isopentano.

Tabla 3. Resultados para ciclo Orgánico de Rankine estudiado.

Fluido	Flujo de calor en evaporador (kW)	Flujo de calor en condensador (kW)	Potencia generada por la turbina (kW)	Potencia gastada por la bomba (kW)	Potencia neta (kW)	Eficiencia térmica del ciclo	Consumo específico de energía (kJ/kW-h)
Isopentano	428.7	370.8	57.93	0.0065	57.93	0.1351 (13.51%)	30.99

La potencia neta producida en condiciones ideales del ciclo rankine orgánico es de 57.93 kW por cada manifestación que posea una temperatura media de 93 °C o más. En la zona geotérmica “Los Negritos” existen aproximadamente 3 manifestaciones que tienen una temperatura superior a 93 °C. Cada manifestación podría generar la potencia simulada para el ciclo orgánico de rankine y generar en promedio 173.79 kW en la zona geotérmica. Un campo geotérmico de 173.79 kW operando 24 h, generará 4170.96 KWh/día.

### Conclusiones

La concentración de aniones determina el origen de las aguas. La concentración de bicarbonatos en los fluidos de la zona geotérmica “Los Negritos”, permite clasificar los fluidos como mixtos.

Basados en la valoración del anión sulfato, se determinó que los fluidos de las manifestaciones, basados en gráficas ternarias  $\text{Cl-HCO}_3^- \text{-SO}_4$ , son de

hidrogeoquímica sulfatada de circulación no profunda, calentados por vapor ó vapor condensado de sulfato ( $\text{SO}_3$ )

Conocidos los parámetros físicos y químicos de la zona geotérmica, se determinó matemáticamente el potencial térmico de la zona, dando a conocer que, la zona geotérmica “Los Negritos” es explotable para la producción de energía eléctrica, con una capacidad de generación de 57.93 kW por cada manifestación geotérmica superficial.

El modelado Volumétrico-Montecarlo comprende la existencia de un reservorio que alimente plantas de generación eléctrica en la zona geotérmica “Los Negritos”, por lo que, la capacidad postulada por Hiriart Le Bert (2011), se vio superior al estudio de la planta de potencia simulada en este trabajo. La simulación matemática de esta tesis, partió de la suposición de recuperar solo el calor superficial de las manifestaciones de la zona geotérmica para su conversión en energía eléctrica con la planta de poder simulada.

Se determinó el potencial de aprovechamiento del calor emanado en las manifestaciones con plantas de potencia orgánica que poseen una eficiencia de 13.51 %, además de las características termodinámicas de los elementos que componen el sistema.

## Referencias

1. Comisión Nacional del Agua. (2012). Normas Mexicanas. Recuperado el 22 de Octubre de 2013, de <http://www.conagua.gob.mx/Contenido.aspx?n1=2&n2=16&n3=2&n4=141>
2. Cruz, V. (2008). Caracterización geoquímica de las fuentes termales alrededor del volcán Ticsani. San Borja, Lima, Perú.
3. Hiriart, L. D. (2011). Evaluación de la Energía Geotérmica en México. Obtenido de Evaluación de la Energía Geotérmica en México: <http://www.cre.gob.mx/documento/2026.pdf>
4. Iglesias y col. (2005). Estimación del recurso y prospectiva tecnológica de la Geotermia en México. Instituto de Investigaciones Eléctricas. Cuernavaca, Morelos, México: Instituto de Investigaciones Eléctricas.
5. Moreno, R. H. (2011). Determinación en aguas de carbonatos y bicarbonatos UPV. Recuperado el 22 de Noviembre de 2013, de Universitat Politècnica de València – UPV.
6. Propia. (2013). Geotermia, Modelado de potencial geotérmico, Zona Los Negritos Villamar. Sahuayo, Michoacán, México.
7. Valle y Simoneit. (2005). La generación de petróleo hidrotermal en sedimentos del Lago Chapala y su relación con la actividad geotérmica del rift Citlala en el Estado de Jalisco, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas v.22 , 358-370.

## Prospección geotérmica de la ciénega de Chapala: fase inicial

Martínez-Reyes, J.\*; Estrada-Jaramillo, M., Vera-Romero, I. y Ortiz-Soriano, A.

*Trayectoria de Ingeniería en Energía, Universidad de la Ciénega del Estado de Michoacán de Ocampo, Av. Universidad 3000, Sahuayo, Michoacán, Mex.*

## Correspondencia

\*[jmreyes@geociencias.unam.mx](mailto:jmreyes@geociencias.unam.mx)

## Resumen

La zona michoacana de la Ciénega de Chapala se encuentra al este del rift Citlala que alberga un sistema geológico que da lugar a la actividad geotérmica regional, principalmente las fallas Ixtlán y Pajacuaran, La estratigrafía de la zona se constituye principalmente de andesitas y basaltos de fines del Terciario (Mioceno Superior) al cuaternario (Pleistoceno Superior) intercalados con sedimentos lacustres, principalmente limonitas y dolomías del Plioceno.

La geotermia regional se compone de un hidrotermalismo superficial constituido de manantiales y pozos de agua caliente con temperaturas entre 48 y 94 °C en Ixtlán de los hervores así como de volcanes de lodo en los negritos. Las aguas y gases de estas manifestaciones hidrotermales poseen características físico-químicas que indica la presencia de fluidos geotérmicos.

Por todo lo anterior, la Ciénega michoacana de Chapala es una zona donde puede continuarse el trabajo de exploración del probable reservorio geotérmico mediante técnicas convencionales o incluso con tecnologías totalmente innovadoras.

Palabras Clave: Prospección Geotérmica, Ciénega Michoacán

## Introducción

La zona michoacana de la Ciénega de Chapala se encuentra al este del rift Citala que da lugar al graben y lago de Chapala, el graben está delimitado por un par de fallas que permiten la actividad geotérmica de la región: las fallas Pajacuaran e Ixtlán (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

### Área de estudio

#### Geología regional

La falla Ixtlán forma parte del flanco norte del graben de Chapala con una longitud de 30 Km en alineación NW-SE a lo largo del cauce del río Duero, la falla es visible por una serie de manifestaciones hidrotermales superficiales (Rosas *et al.*, 1989; Viggiano y Gutiérrez, 2007), mientras que la falla Pajacuaran es parte del borde sur del graben con una longitud de 20 Km en orientación E-W (Rosas y Olguín, 1981; Viggiano y Gutiérrez, 2007). La estratigrafía de la zona se constituye principalmente de andesitas y basaltos de fines del Terciario (Mioceno Superior) al cuaternario (Pleistoceno Superior) que afloran al sur de la región intercalados con sedimentos lacustres, principalmente limonitas y dolomías del Plioceno, que afloran en el centro oeste y norte de la zona (Rosas *et al.*, 1989; Viggiano y Gutiérrez, 2007).

#### Geotermia de la zona

La geotermia regional se compone de un hidrotermalismo superficial constituido de manantiales y pozos de agua caliente con temperaturas entre 48 y 94 °C en Ixtlán de los hervores (Quijano y Chacón, 1982; Tello, 1986a; Viggiano y Gutiérrez, 2007) así como de volcanes de lodo en los negritos (Villamar; Zarate y Simoneit,

2005). Las aguas de estas manifestaciones hidrotermales son principalmente del tipo clorurado sódico con un contenido de boro que indica la presencia de fluidos geotérmicos, a su vez los gases de las mismas manifestaciones muestran una composición característica de gases geotérmicos. Los geotermómetros de ambos fluidos dan como resultado reservorios geotérmicos de media temperatura (125 a 225 C) para la zona (D'Amore y Panichi, 1980; Tello, 1986b; Viggiano y Gutiérrez, 2007). Por otra parte, la isotopía de las aguas muestran un enriquecimiento en oxígeno 18 (<sup>18</sup>O) típico de ambientes geotérmicos (Tello, 1986b; Viggiano y Gutiérrez, 2007). Todas las anteriores características en conjunto dan como resultado un posible reservorio geotérmico de fractura ancha (amplitud de falla mayor a 100 m) de bajo relieve con un nivel freático de máximo 3 m de profundidad.

#### Prospección geotérmica

Por todo lo anteriormente descrito, la Ciénega michoacana de Chapala es una zona donde puede continuarse el trabajo de exploración del probable reservorio geotérmico mediante técnicas convencionales así como investigación y desarrollo con tecnologías emergentes como la de reservorios geotérmicos mejorados o de roca seca caliente o incluso técnicas totalmente innovadoras.

#### Referencias

1. D'Amore, F. y Panichi, C. (1980) Evaluation of deep temperatures of hydrothermal systems by a new gas geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44, 549-556.
2. Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, Ma. T. y Ferrari, L. (2005) Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 52-3, 227-283

- Quijano, J. L. y Chacón, M. (1982) Evaluación geoquímica de las zonas geotérmicas de Ixtlán de los Hervores y Los Negritos, Mich., Informe técnico interno No. 59/82. Morelia, México: C.F.E., 28 pp.
- Rosas, J. y Olgún, A. (1981) Estudio Geológico de Ixtlán de los Hervores, Estado de Michoacán. Informe técnico interno, No. 38/81. Morelia, México: C.F.E., 43 p.
- Rosas, J. Urrutia, J. y Maciel, R. (1989). Geología del Extremo oriental del graben de Chapala, breve discusión sobre su edad: zonas geotérmicas Ixtlán de los Hervores-Los Negritos, México. Geotermia, 5-1, 3-18.
- Tello, E. (1986a) Características químicas e isotópicas del agua de manantiales termales de las zonas geotérmicas de Ixtlán de Los Hervores y Los Negritos, Michoacán. Geotermia. 2-1, pp. 43-53.
- Tello, E. (1986b). Química de los gases de las zonas geotérmicas de Ixtlán de los Hervores y Los Negritos, Mich. Informe técnico interno No. 07/86. Morelia, México: C.F.E., 13 pp.
- Viggiano-Guerra, J. C. y Gutiérrez-Negrín, L. C. A. (2007) Estudio Petrográfico y modelo conceptual Preliminar de la Zona geotérmica de Ixtlán de los Hervores, Michoacán, México. Ingeniería Hidráulica en México, 22-4, 61-73.
- Zarate-del Valle, P. F. y Simoneit, B. R. T. (2005) La generación de Petróleo Hidrotermal en sedimentos del Lago de Chapala y su relación con la actividad geotérmica del rift Citla en el estado de Jalisco, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22-3, 358-370.

### **Tectónica, geoquímica y mineralización de la asociación máfico-félsica de los cuerpos batolíticos en el sur de México**

Corona-Chávez, P.

*Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra.*

#### **Correspondencia**

*pcoronachavez@gmail.com*

#### **Introducción**

El magmatismo granítico es el resultado de la incorporación de un cuerpo magmático fundido en la corteza y es un fenómeno geológico de primer orden que implica transferencia de calor y de masa, y contribuye al proceso de diferenciación geoquímica global de la Tierra (Vielzeuf *et al.*, 1990). A partir de su génesis, ya sea por procesos de diferenciación magmática o por fusión parcial del manto, se inicia un proceso de ascenso, producto de un contraste reológico natural con la litósfera encajonante. Su movimiento y dinámica dependen de: i) la reología del cuerpo o sistema magmático relacionada al porcentaje de cristales y a su viscosidad intrínseca; ii) del régimen de esfuerzos, ya sea como resultante de la interacción litosférica de placas tectónicas o de orden regional; y, iii) la anisotropía y reología de un sistema litosférico encajonante contrastante, en donde ocurre el proceso de ascenso y posterior emplazamiento del sistema magmático. Aunque el número de mecanismos de emplazamiento: diapirismo, “stopping”, relleno de zonas de dilatación en zonas de falla, subsidencia caldérica, emplazamiento forzado en zonas de anisotropía e incluso en la formación de grandes sistemas de calderas en sistemas de ignimbritas ha sido ampliamente discutido, (Paterson and Fowler, 1993; Bachmann *et al.*, 2007; Menand, 2011), su eventual validación ha sido objeto de gran discusión.

Uno de los principales problemas para validar un modelo de emplazamiento granítico se refiere a la aplicación completa de diversas metodologías para recopilar datos de: i) estructura interna (o fabrica), que estudia por medio de la cartografía las estructuras de foliación y lineación, así como de una serie de componentes testigos como enclaves, bloques o xenolitos de estilo “stopping” o

“roof-pendants” ; ii) variaciones geoquímicas, bajo la forma de unidades petrológicas y estimación de las condiciones de estabilidad y equilibrio químico (Anderson *et al.*, 2008; Ridolfi *et al.*, 2010); y, iii) relaciones 3D, generalmente asociadas a estudios geofísicos (e.g. levantamientos magnéticos, gravimétricos y eléctricos), que permiten interpretar la forma vertical de emplazamiento en el subsuelo de uno o más cuerpos graníticos (Bachmann *et al.*, 2007). La aplicación de estos modelos ofrecen interpretaciones alternas a innumerables problemas relacionados con: las variaciones espacio-temporales de emplazamiento, así como para interpretar los contrastes petrológicos comunes entre unidades múltiples félsico-máficas (Bonin *et al.*, 2004). Con frecuencia, los conjuntos plutónicos están asociados a relaciones complejas de estructura y textura y han sido interpretados como sistemas genéricos de mixing/mingling. Los modelos de pulsos magmáticos explicarían una serie de procesos de “incompatibilidad relativa” de intercambio de cristales (e.g. plagioclasa, zircones), que implican variaciones isotópicas y condiciones termobarométricas relativamente fluctuantes. En suma, el estudio del proceso físico por el cual un sistema magmático granítico ha sido emplazado representa actualmente uno de los principales tópicos del magmatismo y la petrología. En consecuencia, existe una innegable necesidad de investigación de casos de estudio de campo, que muestren con detalle la diversidad de las relaciones estructura, petrología y la posible validación o contraste con los modelos térmicos de formación de los sistemas magmáticos graníticos vigentes (Glazner *et al.*, 2004; Miller *et al.*, 2010), en un

contexto relacionado con los procesos tectónicos regionales.

Los plutones graníticos constituyen la mayor proporción de la corteza continental fanerozoica de México. La mayor parte de estos complejos plutónicos está asociado con una serie de arcos magmáticos edificados desde el Mesozoico Temprano, con la subducción hacia el oriente de la placa Pacífica, así como a su emplazamiento y exhumación asociados con la Orogenia Laramide durante el Cretácico Tardío-Eoceno (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2014).

En la Sierra Madre del Sur (SMS) se han definido una serie de cinturones magmáticos plutónicos y volcánicos, en donde resalta la voluminosa exposición de una serie de cuerpos graníticos, con una extensión de más de 1,200 km de longitud y 84, 000 km<sup>2</sup> de área de exposición, que muestran un patrón diacrónico de ONO a ESE con edades que varían desde 105-90 Ma en Nayarit-Puerto Vallarta hasta 20-18 Ma en Huatulco (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 1999). Existe un número considerable de contribuciones sobre geocronología y geoquímica que han permitido definir una serie de tendencias generales de distribución espacio-temporal y de su carácter geoquímico (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996; 1999). Los cuerpos plutónicos de la SMS están generalmente constituidos por una serie de cuerpos irregulares granodiorítico-graníticos con porciones menores de cuerpos máficos, que muestran un carácter calcialcalino de afinidad de arco magmático continental. Desde el punto de vista isotópico muestran valores relativamente bajos de contaminación cortical con relaciones iniciales de

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0.7036 y 0.7050 y variaciones de  $\epsilon_{\text{Nd}}$  desde +5.5 hasta -3 en sus porciones orientales. Sus límites de contacto son generalmente cortantes y están comúnmente asociados a fallas en régimen frágil, zonas de cizalla y en

algunos casos a zonas estrechas de metamorfismo de contacto con un grado moderado que muestran profundidades de emplazamiento en la corteza superior que varían de 13 a 20 km (Morán-Zenteno *et al.*, 1996).

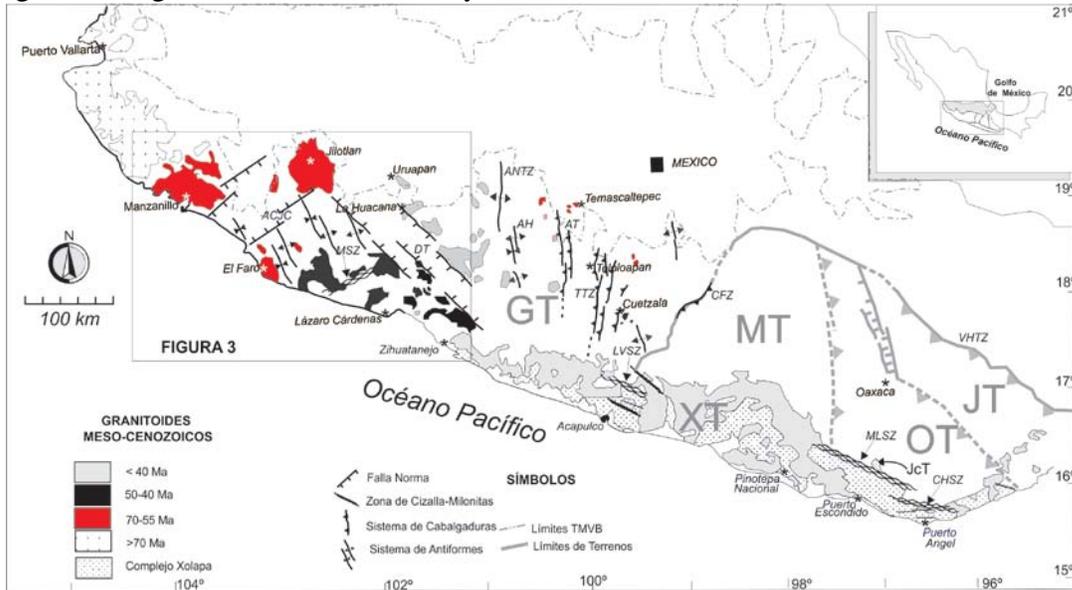


Figura 1. Secuencias de arco magmático plutónico en el sur de México. GT: Terreno terrane; MT: Terreno Mixteco; OT: Terreno Oaxaca; JT: Terreno Juchatengo; XT: Terreno Xolapa.

Los modelos tectónicos que han sido propuestos desde los años noventa para explicar la presencia de esta gran franja granítica en la margen SO de México se han enfocado en algunos aspectos: a) una migración relativa del magmatismo de NO a SE (Schaaf *et al.*, 1995), b) a explicar el carácter truncado de la margen continental (Malfait y Dinkelman, 1972) y c) han considerado la presencia de algunas mega-estructuras de cizalla lateral (Ratschbacher *et al.*, 1991). Se han señalado relaciones tectonomagmáticas asociadas con un proceso de fragmentación continental, relacionado con el hipotético desplazamiento del Bloque Chortis y la dinámica de la Placa del Caribe (Malfait y Dinkelman, 1972; Schaaf *et al.*, 1995; Meschede y Fritsch, 1998). Sin embargo, ha sido también reconocida la importancia de otros

procesos, como la erosión tectónica (Morán-Zenteno *et al.*, 1996), la cual ha integrado a una revisión geométrica de las estructuras tectónicas de primer orden (e.g. oceánicas). Según diversos autores (Keppie y Morán-Zenteno, 2005; Morán-Zenteno *et al.*, 2005; 2009) este proceso cuestionaría los modelos simples de una transurrencia-izquierda y su relación directa con la reconstrucción de Placa del Caribe.

Con base en la revisión y el análisis de los datos geoquímicos publicados (Morán-Zenteno *et al.*, 1999; Panseri *et al.*, 2007; Corona-Chávez *et al.*, 2007), así como recientes trabajos de investigación realizados por los proponentes (Saucedo, 2012; Castro, 2013; Aguilar, 2013), se resaltan 5 características geológicas regionales de los complejos plutónicos

del Paleoceno-Eoceno en el suroccidente de México:

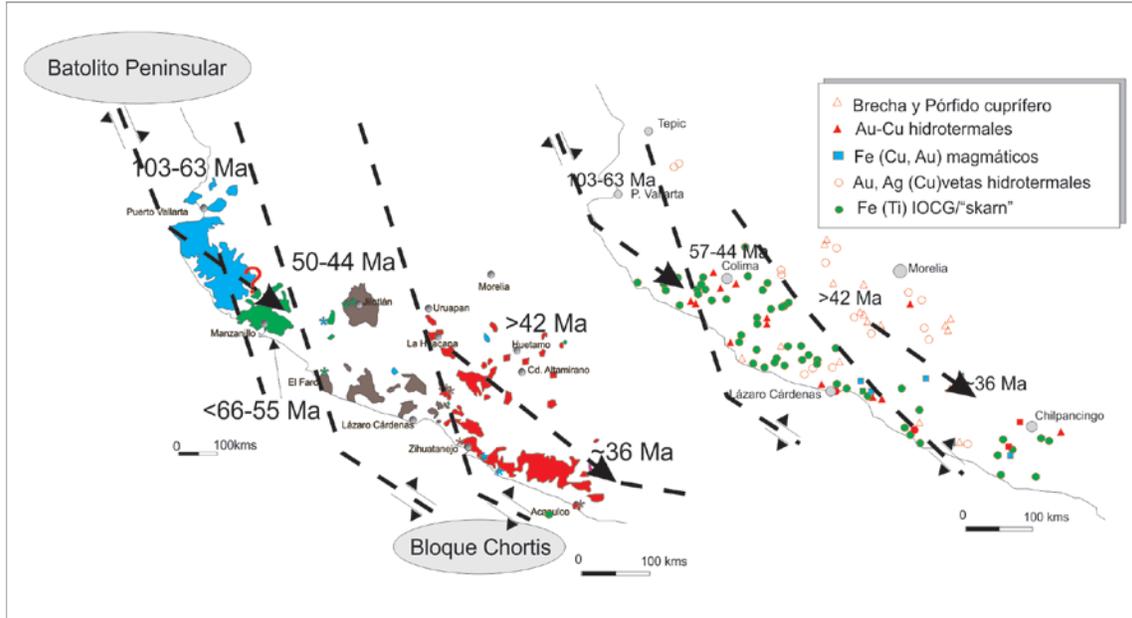


Figura 3. Relaciones entre el CML y las franjas metalogénicas en el sur de México.

a) Se pueden identificar al menos tres grandes grupos de sistemas graníticos del Cretácico-Eoceno: (i) 70-55 Ma para los batolitos de Manzanillo-Jilotlán-Aquila; (ii) 57-44 Ma Maruata-Arteaga-Zihuatanejo y (iii) 42-36 Ma para la Huacana-Huetamo-Vallecitos.

b) Aunque los tres grupos muestran una composición química típica calcialcalina, prevalentemente granodiorítica-tonalítica, el traslape entre los grupos i y II se distingue por presentar una abundancia relativa de cuerpos máficos (gabros y dioritas), que en algunos casos pueden ocupar >20% del área total de un cuerpo magmático singular (Panseri *et al.*, 2007).

c) La estructura de este grupo del Paleoceno se caracteriza por mostrar estructuras con fuertes contrastes reológicos félsico-máficos, tipo mixing/mingling, bloques de *stopping*, así como una típica textura granítica bimodal o intersticial sobrepuesta con relictos de

ortopiroxenos, clinopiroxenos y magnetita.

d) Estos sistemas magmáticos afectan a secuencias vulcanosedimentarias del terreno Guerrero con estructuras dúctil frágil o en zonas de metamorfismo tipo skarn, asociados a una intensa anomalía geoquímica de hierro así como una mineralización menor de tipo polimetálica de Au-Ag-Cu (e.g. Peña Colorada, Aquila, La Guayabera, Sipimo; (Tritlla *et al.*, 2003), que actualmente constituyen una de las principales reservas de los recursos ferríferos del país.

e) Finalmente, desde el punto de vista tectónico la actividad magmática de los cuerpos plutónicos del Paleoceno-Eoceno coincide en tiempo con importantes acomodos de placas y de actividad tectónica en el interior del continente. La transición magmática alrededor de ~50 Ma en la región oriental (grupos II y III) no es clara y se observa asociada a una

amplia zona de cizalla transtensional del Muleto (MSZ) de probable edad del Eoceno (Centeno-García *et al.*, 2003; Montiel-Escobar, 2013), que podría tener fuertes implicaciones espacio-temporales con la zona de inicio de fragmentación continental del sur de México (~42 Ma; Schaaf *et al.*, 1995).

Finalmente, las relaciones contrastantes entre dos sistemas máfico-félsico del MGPE representan una oportunidad para estudiar las relaciones espacio-temporales del hipotético sistema de pulsos magmáticos (Miller y Paterson, 2001; Bonin, 2004). Aunque el registro de las edades isotópicas del magmatismo entre 55 y 40 Ma muestra una cierta tendencia a rejuvenecerse de NO a SE y sus firmas isotópicas dan indicios de participación de la corteza en la génesis de los intrusivos (Schaaf, *et al.*, 1995), no hay suficientes datos para explicar el carácter bimodal de los magmas ni estimar detalles de las condiciones del emplazamiento de los plutones. La generación de nuevos datos isotópicos contextualizados con las características estructurales y petrológicas en estos complejos plutónicos félsico-máficos permitiría revisar su congruencia con un modelo gradual de pulsos magmáticos, el cual tendría implicaciones tectónicas importantes para la reconstrucción de la margen pacífica mexicana, así como para definir su relación con la génesis de los depósitos de hierro (tipo skarn y/o IOCG).

## Referencias

1. Aguilar-Hernández J. A. (2013). Metalogénesis del Batolito Aquila-Maruata y su relación con los Depósitos de Fe del SO de México: Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Tesis inédita.
2. Anderson, J. L., Barth, A. P., Wooden, J. L. y Mazdab, F. (2008). Mineralogical Thermometers and Thermobarometers in Granitic Systems: Reviews in Mineralogy and Geochemistry; 69: Minerals, Inclusions And Volcanic Processes (Keith D. Putirka and Frank J. Tepley III, Eds.); 121-142.
3. Bachmann O., Miller C. F. y de Silva S. L. (2007). The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 167, 1-23.
4. Bigioggero B., Coduri G. y Corona-Chávez P. (2001) Emplazamiento plutónico por subsidencia caldérica: el cuerpo terciario de San Juan del Reparo, Guerrero, Actas INAGEQ, México, 7, 1, 62-62.
5. Bonin, B. (2004). Do coeval mafic and felsic magmas in postcollisional tectonic plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review: Lithos 78, 1-24.
6. Castro-Ornelas, E. (2013). Petrogénesis de rocas graníticas de la porción suroccidental del Estado de Michoacán: Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Tesis inédita.
7. Centeno-García, E., Corona-Chávez P., Talavera-Mendoza, O e Iriondo, A. (2003). Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane—a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, México: Geologic transects across Cordillera Mexico, guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordillera section annual meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, 201-228.
8. Connolly J. A. D. y Pettrini K. (2002). An automated strategy for calculation of phase diagram sections and retrieval of rock properties as a function of physical conditions: Journal of Metamorphic Petrology, 20, 697-708.
9. Corona-Chávez, P., Schaaf, P., Bigioggero, B., Tunesi, A. y Panseri, M. (2007). Laramide-age plutonism in the Guerrero Terrane, southern Mexico: some tectonic and metallogenic implications. VII Congreso de Geología. 2ª Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Sociedad Cubana de Geología.
10. Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Diaz, G. y Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. Geology, 27, 303-306. This paper

- includes additional material in the GSA Data Repository.
11. Glazner, A. F., Bartley, J. M., Coleman, D. S., Gray, W. y Taylor, R. Z. (2004). Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?: *GSA Today*, 14, 4-11.
  12. Hernández-Bernal, M. S. y Morán-Zenteno, D. J. (1996). Origin of the Río Verde Batholith, Southern Mexico, as Inferred from its Geochemical Characteristics: *International Geology Review*, 38, 361-373.
  13. Hernández-Pineda, G. A., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Méndez-Cárdenas, D. L. y Pérez-Arvizu, O. (2011). Petrogenesis and thermobarometry of the ~50 Ma rapakivi granite-syenite Acapulco intrusive: Implications for post-Laramide magmatism in southern Mexico: *Geosphere*, 7, 1419-1438.
  14. Keppie, J. D., Morán-Zenteno, D. J. y Cerca M. (2005). La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57, 3, 319-341.
  15. Keppie, J. D. y Morán-Zenteno, D. J. (2005). Tectonic Implications of Alternative Cenozoic Reconstructions for Southern Mexico and the Chortis Block: *International Geology Review*, 47, 5, 473-491.
  16. Malfait, B. T. y Dinkelman, M. G. (1972). Circum-Caribbean tectonic igneous activity and evolution of the Caribbean Plate, *Geological Society of America Bulletin*: 83, 251-272.
  17. Menand, T. (2011). Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review: *Tectonophysics*, 500, 1-4, 11-19.
  18. Meschede, M. y Frisch, W. (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate: *Tectonophysics*, 296, 269-291.
  19. Miller, J. S., Matzel, J. P., Miller, C. F., Burgess, S. D. y Miller, R. B. (2007). Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 282-299.
  20. Miller, R. B. y Paterson, S. R. (2001). Construction of mid-crustal sheeted plutons: Examples from the North Cascades, Washington: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 11, 1423-1442.
  21. Montiel Escobar, J. E. (2013). Evolución estructural e implicaciones metalogénicas de la zona de cizalla "El Muleto", suroeste de México: Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, Tesis inédita.
  22. Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, Martiny B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S. y Solís-Pichardo, G. N. (1999). Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 513-535.
  23. Morán-Zenteno, D. J., Keppie, J. D., Martiny, B. y González Torres, E. (2009). Reassessment of the Paleogene position of the Chortis block relative to southern Mexico: hierarchical ranking of data and features. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 1, 177-188.
  24. Morán-Zenteno, D. J., Corona-Chávez, P. y Tolson, G., (1996). Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, 141, 51-65.
  25. Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Luna, L. y Schaaf, L. (2014). A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico: *Gondwana Research*, in press. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.05.002>
  26. Panseri, M., Tunesi, A., Corona-Chávez, P. y Bergomi, M. A. (2007). Evolution of Manzanillo Batholith Complex: structural data, thermobarometry and geochronology: *Goldschmidt 2007*, Cologne 19-24 August, A751.
  27. Ratschbacher, L., Riller, U., Herrmann, U. R. y Frisch, W. (1991). Second look at suspect terranes in Southern Mexico, *Geology*, 19, 1233-1236.
  28. Ridolfi, F., Renzulli, A. y Puerini, M. (2010). Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes: *Contributions to Mineral Petrology*, v. 160, p.45-66.
  29. Saucedo-González, Y. (2012). Caracterización petrográfica y geoquímica del Batolito de Maruata-Ostula-Aquila, Mich: Licenciatura en Ingeniería en Geociencias, Instituto Tecnológico Superior de Tacámbaro. Mich., Tesis inédita.
  30. Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G. y Köhler, H. (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, 14, 5, 1339-1350.
  31. Solari, L., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O. y Tanner, M. (2010). U-Pb

- Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34, 1, 5–18.
32. Tritlla, J., Camprubí, A., Centeno-García, E., Corona-Esquivel, E., Iriondo, A., Sánchez-Martínez, S., Gasca-Durán, A., Cienfuegos-Alvarado, E. y Morales-Puente, E. (2003). Estructura y edad del depósito de hierro de Peña Colorada (Colima): un posible equivalente Fanerozoico de los depósitos de tipo IOCG: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 20, 3, 182-201.
33. Vielzeuf, D., Clemens, J. D., Pin, C. y Moinet, E. (1990). Granites, granulites and crustal differentiation. In *Granulites and Crustal Evolution* (ed. Vielzeuf D. and Vidal P.), Kluwer, Dordrecht, 59-85.
34. Villanueva-Lascurain, D. (2011). Petrogénesis de la parte gábrica del Batolito de Jilotlán, Jal. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis inédita.

ÍNDICE DE AUTORES

Abdorrahman, Rajabi	96	Fontes Guzmán, Itzel D.	120, 124
Acosta Rodríguez, Ismael	22, 39	García Muñoz, J. L.	141
Aguilar Carrillo, Javier	60	Garduño-Monroy, V. H.	75
Androne, Delia	138	Garza Blackaller, S.	141
Arenas Alatorre, Jesús	59	Girón García, P.	92
Armstrong Altrin, John S.	95, 113	Gómez Mosqueda, Victoria	75
Arvizu, Arim	132	González Guzmán, Reneé	93, 131
Badillo, Lisbeth A.	151	González Moreno, Yuletmi L.	113
Camprubí i Cano, Antoní	62, 72, 96	González Partida, Eduardo	52, 62, 65, 72, 75, 96, 141
Canet Miquel, Carles	72, 96	González Ruiz, Luis Eduardo	52, 62, 72, 96
Cárdenas González, Juan F.	22, 39	Gutiérrez Armendáriz, Erick	52, 65
Cardoso, Edgar	101	Hansen, Anne M.	12
Carrasco Salero, Fabiola	34	Hernández Coronado, Claudia Janete	95
Castañeda Ovando, Evodio Pedro	83	Hernández Noriega, L.	141
Cienfuegos Alvarado, Edith	72	Herrera Urbina, Saúl	132
Cisneros De León, Alejandro	131	Húguez Vejar Aarón	132
Corona Chávez, Pedro	75, 165		
Cruz Chávez, Enrique	83	Iriondo, Alexander	120, 128, 132, 134
De la Rosa Rodríguez, G.	141	Islas, Nery	101
Díaz Carreño, Erick	52, 72, 96	Izaguirre Pompa, Aldo	132
Duarte Martínez, Luis	20	Jiménez Grijalva, Diana Gabriela	146
Duno, Laurys	138	Kretzschmar, Thomas	20
Durán Álvarez, Juan C.	26, 42	López Álvarez, Edgar Gamaliel	83
Escobar, Marcos	138	Lozano Pérez, Joel	124
		Lozano Santacruz, Rufino	92
Espejel García, Vanessa Verónica	46, 120, 124, 128, 134, 146	Lugo, Jorge	34
Esquivel, Carlos	151	Manjarrez Juárez, Uriel Román	131
Estrada Carmona, Juliana	131	Márquez, Miguel	138
Estrada Domínguez, Víctor M.	124	Martínez Juárez, Víctor Manuel	22, 39
Estrada Jaramillo, Melitón	163	Martínez, L.	62
Facundo Arzola, I.	141	Martínez Reyes, José	163
Faraco, Ana	138		
Flores Castro, Kinardo	83, 101, 113, 141, 151		

Mendoza Flores, A.	64	Sánchez Ramírez, Hortencia	34
Mendoza, Karen	101	Sánchez Rodríguez, J. A.	156
Moctezuma Zárate, María de Guadalupe	22, 39	Santana Velasco, Diana Lizbeth	34
Montiel García, Patricia Candelaria	83	Santos Domínguez, Erick	22
Morales-Puente, Pedro	72	Santoyo Gutiérrez, E.	52
Mota, Asdrulymar	112	Schaaf, Peter	131
Muñoz Santiago, Keila	128	Sierra, Pamela	101
Ortiz Soriano, Agustina	163	Solari, Luigi	131
Pascual, Jean Claude	138	Ugalde Arzate, Mariana T.	59
Paz Moreno, Francisco A.	132	Vaca Escobar, Katherine	21
Pérez Zárate, D.	52	Valencia, Yoryi	112
Pi Puig, Teresa	64	Vásquez Ramírez, Juan	52, 72
Piedad Sánchez, N.	141	Vega González, M.	62, 141
Pironon, J.	62, 96	Velasco Tapia, Fernando	93
Quiroz Acuña, Mara Cassandra	83	Vera Romero, Iván	163
Ramírez, Màrius	101	Verma, Surendra P.	81
Ramírez, Rafael	112	Villalobos Aragón, Alejandro	46, 120, 124, 128, 134, 146
Rascón Oaxaca, Emilio	146	Villalobos, Mario	21, 59, 60, 64
Rodríguez Núñez, Nayeli	46	Weber, Bodo	93, 112, 131
Romero, Francisco M.	60	Zamarrón Sosa, Liliana Esther	46
Romero Roja, M. Carmen	52	Zamora-López, I.	141
Romero Rojas, Wendy	52	Zanella-Specia, Rodolfo	59
Ruíz Ortíz, María de los Ángeles	134	Zavala Díaz de la Serna, Francisco Javier	146
Ruíz Trujillo, Karen	39		
Sánchez, Dalia	104		





**Museo del Desierto Chihuahuense**  
 Del 6 al 10 de Octubre de 2014, Cd. Delicias, Chihuahua



**Chihuahua**  
 Gobierno del Estado  
 Secretaría de Educación,  
 Cultura y Deporte

