

**TÓPICO II:**  
**CIENCIAS DE LA TIERRA**

## GEOQUÍMICA AMBIENTAL DE YACIMIENTOS MINERALES

Evodio P. Castañeda-Ovando<sup>a</sup>, J. C. Escamilla- Casas<sup>a</sup>, E. Cruz-Chávez<sup>a</sup>, P. C. Montiel-García<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, UAEH, Mineral de la Reforma, Hidalgo  
[castanedaovando@yahoo.com.mx](mailto:castanedaovando@yahoo.com.mx)

### RESUMEN

Este trabajo consiste en la revisión bibliográfica de los aspectos más relevantes a considerar cuando se lleva a cabo una evaluación Geoquímica Ambiental de yacimientos minerales. Bajo el entendimiento de que los yacimientos minerales son pieza clave para el desarrollo social, industrial, tecnológico y económico del Mundo. Generalmente, cuando los yacimientos son explotados, se asocian directamente con la contaminación del agua y suelo, por lo que es indispensable conocer su origen, composición y su posible impacto al ambiente ya sea en forma natural o inducida.

Mediante la Geoquímica Ambiental, es posible determinar los procesos geológicos y químicos, que liberan y/o controlan los contaminantes en el ambiente asociados a los yacimientos minerales. Particularmente cuando los metales y minerales constituyentes son dispersados en la corteza terrestre por intemperismo y erosión en aguas, suelos y sedimentos de su ambiente adyacente.

La alteración del ambiente geoquímico que generó a los yacimientos minerales, de forma natural o artificial, asociada con la interacción del agua y aire, hace que éstos experimenten cambios, intemperizándolos y liberando sus constituyentes. Los minerales liberados interactúan con agua, viento, sedimentos, suelo, materia orgánica, rocas y minerales, generando procesos químicos como adsorción, precipitación, disolución, especiación y formación de complejos, que van a gobernar la movilidad y/o inhibición de metales potencialmente tóxicos para los seres vivos.

En los sitios mineros, la vía principal por la cual los metales pesados son liberados es el drenaje ácido, caracterizado por valores de pH bajos y elevadas concentraciones de metales. En las presas de jales, la movilidad de los metales es mucho mayor, por el tamaño de partícula, alta concentración de pirita y bajo contenido de carbonatos. Los depósitos de jales presentan características propias, en función de los siguientes parámetros: naturaleza de la explotación, minerales asociados, tamaño de grano, clima y acción bacteriana.

### 1. INTRODUCCIÓN

La geología, procesos geoquímicos y biogeoquímicos, controlan las condiciones ambientales existentes en áreas naturalmente mineralizadas antes y después de ser minadas, estas condiciones también son modificadas por controles naturales y factores antropogénicos.

El comportamiento ambiental de los depósitos minerales se asocia a concentraciones, residencia y disponibilidad de elementos químicos en suelo, sedimentos, y partículas en el aire y agua, que son resultado del intemperismo, minado, procesamiento y fundición de minerales. Este comportamiento en un sitio minero incluye contenidos metálicos y complejos en drenaje de agua de mina, sedimentos de las corrientes de agua y suelo; pH del agua (superficial y subterránea) e identificación de sales secundarias rápidamente solubles asociadas con actividades mineras [9].

Los sitios mineros contienen diversos tipos de materiales geológicos, como resultado del procesamiento de minerales: molienda, tostación, fundición, entre otros. Antiguamente los procesos de beneficio de minerales generaron desechos con concentraciones metálicas más elevadas que los generados actualmente [5]. El problema principal generado por los depósitos minerales especialmente del tipo sulfuroso es el drenaje ácido, que es producto de la oxidación e hidrólisis de los sulfuros, en especial de la pirita, y consiste en la emisión o formación de aguas de gran acidez (pH 2 a 3), generalmente ricas en sulfatos y con alto contenido de metales pesados en solución (Pb, Zn, Cu, As, Cd, entre otros). Estas reacciones dependen del tamaño de las partículas, a menor tamaño, aumenta la posibilidad de que se produzcan, asimismo el entorno biológico juega un papel decisivo; la bacteria *Thiobacillus ferrooxidans* se relaciona con el drenaje ácido, esta bacteria obtiene energía oxidando Fe o S. La goethita (FeO(OH)) es indicativa de una serie de minerales típicos del ambiente oxidante de menas sulfurosas.

Algunos ejemplos de depósitos minerales con problemas de drenaje ácido y contaminación por As son: Iron Mountain (valores de pH de 3.4); Lago del tajo Summer Camp Pit en Getchell, Nevada (concentración de As de varias ppm).

### **2. MOVILIDAD DE METALES EN LA NATURALEZA**

Los metales que necesitamos en nuestra vida diaria los obtenemos de depósitos minerales enriquecidos, por procesos naturales, como la actividad hidrotermal y son removidos por dos tipos de procesos: naturales (intemperismo y erosión) y antropogénicos (minado y procesamiento de minerales), que aportan metales a suelo, sedimentos y agua (superficial y subterránea).

Las actividades mineras favorecen la liberación de metales, debido a que el material geológico propio del depósito al ser minado, es fracturado y expuesto al agua y al oxígeno (incrementa su permeabilidad), dando como resultado una rápida alteración y disolución; es decir, cambia el ambiente geoquímico drásticamente, dando lugar a los siguientes efectos: a) los sulfuros se convierten rápidamente a óxidos y otras formas químicas como el ambiente cambia de reductor a oxidante, b) una agua superficial con agua subterránea, c) aumenta el acceso de O<sub>2</sub> a los sulfuros a través de los túneles, tiros y otras obras mineras, d) aumenta el área superficial por varias órdenes de magnitud, e) los cambios en las formas terrestres pueden alterar el drenaje y f) genera una gran cantidad de desechos.

El intemperismo es el proceso esencial en la liberación de metales, su velocidad en un depósito mineral, material minado o desechos producidos por el beneficio, es vital en la generación de drenaje ácido y liberación de metales al ambiente. El acceso de sus agentes (agua y oxígeno) es controlado por las características físicas y estructurales de los depósitos minerales y de los desechos producidos por la minería [9]. En depósitos sulfurosos muchos metales ocurren en concentraciones elevadas y contenidos traza que al intemperizarse rápidamente generan altas concentraciones de elementos traza disueltos localmente [1].

Al transportar los productos de intemperismo el agua contiene tres componentes: carga sólida, coloides e iones en solución. La carga sólida se compone de granos minerales, predominando minerales arcillosos que a menudo actúan como colectores de los metales disueltos. Al depositarse la carga sólida incorpora al sedimento los iones atrapados, su movilidad y retención va a estar en función de la fisicoquímica del agua. Es importante mencionar que los minerales oxihidróxidos amorfos (principalmente de Fe, Mn y Al), juegan un papel crítico en el transporte de metales traza, ya que: 1) al formarse producen acidez, 2) al precipitar consumen acidez, 3) adsorben metales de la interfaz sólido-agua, removiéndolos, y 4) al disolverse liberan los metales adsorbidos. Su efectividad como depósitos de diferentes metales depende del pH del ambiente [5].

Muchos minerales formados por intemperismo de sulfuros asociados a la mena y desechos de mina (jales) son bastante solubles y juegan un papel importante en el control de la movilidad de metales pesados de sitios mineros, las más comunes e importantes son las sales sulfatadas de metales: Ca, Fe, Cu, Zn, Mg, entre otros, forman incrustaciones de capas finas en rocas por crecimiento, fracturas y trabajos mineros y sirven como depósitos sólidos que almacenan metales y acidez [9, 6]. La mayoría de las sales son de color blanco o amarillo, aquellas brillantemente coloreadas (verde, azul) normalmente indican un metal de transición (Fe o Cu), proporcionando pistas de que están liberándose metales.

### 3. DEPÓSITOS MINERALES Y MODELOS GEOAMBIENTALES

Los depósitos minerales han sido clasificados por criterios geológicos, mineralógicos, y geoquímicos, originando clasificaciones basadas en el producto principal, escena geológica [2], temperaturas y presiones inferidas en la formación de la mena, y su escena genética.

Son manifestaciones de partes de un sistema geoquímico mayor y complejo, algunas partes de este sistema pueden manifestarse como de diferente tipo y en términos ambientales probablemente presentaran comportamiento y problemas potenciales diferentes, por lo que el conocimiento de los tipos de depósitos asociados a sus atributos tiene implicaciones ambientales importantes [11].

Las características ambientales asociadas con depósitos minerales pueden variar sobre una escala local debido a variaciones microclimáticas. La mineralogía primaria es la última fuente de metales, acidez, y, en algunos casos, la alcalinidad en estos sistemas. El comportamiento del intemperismo de los minerales puede variar significativamente debido a las diferencias en las características morfológicas y composiciones de elementos traza. Juega un papel importante para determinar la rapidez a la que sus constituyentes se dispersan al ambiente [9].

El tamaño de grano, textura y contenido de elementos traza de los sulfuros son importantes en la resistencia a la oxidación. Sulfuros de grano fino (<1 mm) se oxidan más rápidamente que los de grano más grueso, sulfuros con texturas framboidales y coliformes son menos estables durante el intemperismo que los que tienen caras cristalinas bien desarrolladas. Los elementos traza presentes en un sulfuro causan esfuerzos en las estructuras cristalinas, disminuyendo la resistencia a la oxidación [6]. La facilidad y rapidez con que los carbonatos y aluminosilicatos pueden reaccionar con la acidez generada por la oxidación de los sulfuros es variable, ya que, depende de su mineralogía, tamaño de grano, y textura. La reactividad de los carbonatos minerales generalmente decrece de acuerdo a la siguiente secuencia:

Cerusita, aragonito, calcita > rodocrosita > siderita > magnesita, brucita

Los silicatos presentan una resistencia al intemperismo variable: minerales que cristalizan de magmas a altas temperaturas son más reactivos que los que cristalizan a más bajas temperaturas; arcillas minerales y zeolitas tienen reactividad relativamente baja; vidrios volcánicos desvitrificados pueden ser poco reactivos en el ambiente de las aguas subterráneas.

Durante el intemperismo y erosión de un depósito mineral se forma una asociación secundaria de elementos químicos, en algunos casos los elementos dispersados del depósito mineral son reconcentrados y forman un depósito mineral supergénico o anomalías de elementos traza, que interfieren con el esquema general de distribución de los elementos más estrechamente relacionados con el depósito mineral. Los minerales secundarios restringen el acceso de los agentes de intemperismo a los sulfuros o almacenan acidez y metales, que son liberados en una forma rápida. Cuerpos de minerales sulfurosos completamente oxidados producen drenaje de agua no ácido con concentración baja de metales pesados.

La oxidación de minerales sulfurosos expuestos al ambiente por intemperismo y erosión genera que sus metales se incorporen a minerales relativamente menos solubles: hidróxidos de Fe, de Mn, de Al y de otros metales; algunos sulfatos; carbonatos y fosfatos.

Muchos minerales secundarios ocurren con grano muy fino o materiales pobremente cristalinos que pueden absorber y liberar metales, dependiendo de las condiciones locales [5] Forman soluciones sólidas complejas que incorporan metales, sin embargo, son transitorios porque pueden precipitar y disolver en materia de horas dependiendo de los cambios en el ambiente local. Incluyen sales solubles de sulfato, óxidos metálicos, hidróxidos, hidroxisulfatos, y minerales sulfurosos.

La disolución y precipitación de minerales secundarios son un mecanismo importante por reciclar metales y acidez ( $H^+$ ) en los ambientes superficiales. "El niño amarillo" (nombre informal para el mineral schwertmanita), en y a lo largo de los arroyos es un sello del drenaje ácido de mina, éste mineral y la ferrihidrita, son normalmente referidos como "minerales del drenaje minero".

Los ocres son minerales secundarios que pueden jugar un papel crítico en el transporte de metales traza porque: 1) producen acidez en su formación y 2) pueden adsorber metales de la interfaz sólido-agua, eficazmente removiéndolos de las aguas contaminadas. Los oxihidróxidos consumen acidez cuando precipitan y liberan los metales adsorbidos cuando se disuelven, estas reacciones dependen del pH.

La roca encajonante de un depósito mineral puede elevar naturalmente las contribuciones de fondo de acidez y metales en el agua [9]. Aguas subterráneas drenando en rocas encajonantes formadas por carbonatos o aluminosilicatos con reactividad de moderada a alta, presentan alta alcalinidad y al mezclarse con el drenaje ácido producido por el depósito mineral pueden neutralizarlo y causar que algunos metales se adsorban [12]. En muchos tipos de roca, los metales ocurren como constituyentes traza y su geodisponibilidad depende de su facilidad al intemperismo.

Las características físicas (porosidad, permeabilidad y fracturamiento), controlan el flujo de agua subterránea a los depósitos minerales; las rocas calizas de baja a moderada porosidad y permeabilidad primaria presentan alta conductividad hidráulica si son muy fracturadas o muestran características cársticas, transmitiendo aguas subterráneas en grandes volúmenes; en muchas rocas ígneas el flujo de agua subterránea ocurre a lo largo de fracturas y juntas.

La alteración de los respaldos de las rocas encajonantes aumenta o disminuye la capacidad de generación y/o neutralización de acidez en un depósito, incrementa o disminuye la capacidad de transmitir aguas subterráneas, dando como resultado extrema lixiviación de las rocas encajonantes.

Aguas ácidas drenando de depósitos de skarn indican lentas reacciones cinéticas de minerales calcosilicatos de grano grueso (consumidores de acidez no efectivos)

La composición de elementos mayores y traza de un depósito mineral y sus rocas encajonantes influyen en la cantidad de elementos dispersados en el ambiente. La composición elemental mayor (de Fe, Al, etc.) influye, en los precipitados formados en el drenaje de agua (complejación) pudiendo intervenir en los mecanismos de transporte de metales traza [9].

La composición química de los elementos mayores y traza geodisponibles en los depósitos minerales son manifestados en sus características ambientales con alguna variabilidad superimpuesta por procesos geoquímicos como: oxidación, precipitación de minerales secundarios y absorción [12]. Por ejemplo depósitos enriquecidos en As (como los que contienen arsenopirita y enargita) generalmente producen drenaje de aguas y emisiones de fundición, enriquecidas con As en relación a aguas o emisiones de fundición de depósitos no enriquecidos con As.

El modelo geoambiental, proporciona información sobre la escena geológica y geoquímica de un depósito mineral, variaciones geoquímicas naturales asociadas con un tipo de depósito en particular, y las asociadas con sus efluentes mineros, desechos, y los métodos del procesamiento de minerales, incluyendo fundición y la conducta ambiental de depósitos minerales en un sentido más amplio. Su

meta principal es establecer la causa y efecto enlazándolos a los atributos geológicos de un depósito: escena y conducta ambiental e historia minera (o futuro); sus elementos principales son: tipo de depósito, tipos de depósitos relacionados y tamaño del depósito; rocas encajonantes; terreno geológico circundante; alteración de la roca encajonante; naturaleza de la mena; métodos de minado y procesamiento de minerales; Geoquímica de elementos traza en el depósito; mineralogía primaria y zonación; mineralogía secundaria; características del suelo y sedimento; topografía y fisiografía; hidrología; características del drenaje; efectos climáticos; potenciales preocupaciones ambientales [11]. El primer dogma de los modelos geoambientales es la geología del depósito mineral, a lo largo de los procesos geoquímicos y biogeoquímicos.

#### **4. MATERIALES GEOLÓGICOS QUE CONTRIBUYEN A LA CONDUCTA AMBIENTAL**

Para entender las características ambientales de un yacimiento mineral es de vital importancia conocer sus características geológicas. La mena y ganga de un yacimiento mineral contienen minerales primarios fuente de generación de acidez y metales, y en algunos casos, minerales neutralizadores; su composición mineral varía con el tipo de depósito y generalmente son características propias. La mena intemperizada de los terreros o los afloramientos proporciona pistas sobre la conducta de los metales en el sitio; mientras que la composición y grado de alteración de minerales sulfurosos proporcionan pistas de la movilidad de los elementos.

La recuperación de la mena con el tiempo ha mejorado, sin embargo, por sus partículas más finas los jales más modernos pueden ser muy reactivos; la fundición in situ genera montones de escoria y puede contribuir a elevar la concentración de metales en una gran extensión de suelos alrededor de las áreas de fundición, dependiendo de los vientos predominantes; en los terreros de minas antiguas la mena de alta ley puede permanecer en montones que nunca se procesaron.

En el caso de algunos minerales industriales como minerales fibrosos de silicatos, la mineralogía juega un papel importante bien conocido en determinar los daños a la salud con la respiración de éstos.

La concentración de elementos mayores y traza de un depósito mineral y sus rocas encajonantes influye en la cantidad de elementos dispersados en el ambiente, reflejándose por lo regular en características ambientales de suelo, agua y emisiones de la fundición.

Procesos naturales, como la actividad hidrotermal, concentran metales en las menas que son removidos por dos procesos: a) actividades humanas como minado y procesamiento, operados en una corta escala de tiempo, b) intemperismo y erosión, procesos a largo plazo, lentos. Los minerales resistentes al intemperismo permanecen inalterables, a menos que, éste sea muy intenso; su alteración no causa altas concentraciones de metales traza en aguas (cuando es muy intenso, la disolución previene altas concentraciones). En depósitos sulfurosos muchos metales ocurren en concentraciones elevadas y contenidos traza de Se, As y Cd. Al intemperizar rápidamente los sulfuros, pueden dar lugar a altas concentraciones de elementos traza disueltos localmente [1].

El minado genera el siguiente comportamiento ambiental: a) aumenta la erosión natural y la dimensión de intemperismo; cambia el ambiente geoquímico impresionantemente. Se conectan el agua superficial y subterránea aumenta el acceso de oxígeno a los sulfuros y las áreas superficiales por varias órdenes de magnitud; los cambios en las formas terrestres pueden alterar el drenaje; b) una cantidad muy grande de desechos se asocia con la extracción de metales, estos desechos pueden comportarse como contaminantes primarios, secundarios, y terciarios. El impacto inicial de los contaminantes primarios (terreros, jales y escorias), la contaminación secundaria incluye la contaminación en el agua subterránea (producida por tajos abiertos; y depósitos de jales), sedimentos (de cauces de ríos, en la llanura de inundación, del depósito) las partículas y gases producidos en la fundición que viajan grandes distancias y contaminan suelo, agua, y aire, en la contaminación terciaria se considera el re

trabajo de sedimentos de río de una llanura de inundación y agua subterránea contaminadas por sedimentos de este tipo.

Varios elementos conocidos o esperados de dañar la salud humana están presentes en el suelo, agua y aire como resultado de la actividad minera; estos elementos incluyen Hg, Pb, Cd, y As, sus efectos nocivos se deben a la biodisponibilidad; entran en la cadena alimenticia de maneras diferentes.

Los metales traza y metaloides son biológicamente importantes: son requeridos en enzimas necesarias para el metabolismo, son constituyentes de vitaminas, son importantes en la transferencia electrónica.

Algunos elementos son esenciales, siendo tolerables a niveles bajos y tóxicos a dosis elevadas. La toxicidad es afectada por ciertas características: si los elementos se usan o no por los organismos, si son disponibles, y su abundancia.

La fase en que un metal se presenta es sumamente importante: en la fase residual (por ejemplo, silicatos) no son muy tóxicos, simplemente porque no son disponibles; en la fase intercambiable son mucho más disponibles y por consiguiente más tóxicos. Los factores que influyen en la toxicidad de un metal son: 1) su forma en el agua (orgánico o inorgánico; partícula o soluble, y la forma de disolución o las fases de partículas que toma) y 2) la presencia de otros metales.

La captación de metales y metaloides en los organismos depende del metal y el organismo, es una medida de la biodisponibilidad del metal, ya que depende de la forma química del metal.

Una concentración importante de metales y metaloides encontrados en el agua (ríos, arroyos, lagos), reside en los sedimentos en lugar de la solución. Los mecanismos de adsorción de metales y metaloides en los sedimentos son un juego muy complicado de procesos, la adsorción (proporción, capacidad, estabilidad, etc.) depende del área superficial, mineralogía del substrato, electronegatividad, radio iónico, concentración de metales en solución, pH, Eh, temperatura, etc.

Las concentraciones de metales dentro y fuera de los sedimentos son controladas por los ambientes físico y geoquímico. El ambiente geoquímico controla la adherencia a los granos: afinidades químicas - adsorción, intercambio iónico, pH, actividad biológica, condiciones redox, oxigenación del agua, tamaño de grano (incluyendo área superficial, mineralogía, etc.), revestimientos, fuentes de rocas, suelos, clima.

Metales y metaloides pueden ser llevados por el sedimento de varias maneras: como metales intercambiables; enlazados a los carbonatos, a los oxihidróxidos de Fe/Mn, a la materia orgánica; o como parte de minerales cristalinos.

### **5. CARACTERIZACIÓN MINERALÓGICA Y GEOQUÍMICA DE DEPÓSITOS MINERALES**

La caracterización química y mineralógica de los materiales sólidos terrestres proporciona información sobre la geodisponibilidad, considerando que la geodisponibilidad es una función del contenido total de metal, el acceso y susceptibilidad a intemperizarse. Asimismo los estudios de extracciones secuenciales y lixiviación en materiales sólidos pueden contribuir con información sobre la biodisponibilidad potencial de elementos, para que un elemento sea tóxico a un organismo, debe ser primero biodisponible.

La caracterización mineralógica arroja información sobre: fuentes potenciales de acidez y de neutralización, identificación de metales; presencia de minerales que pueden contribuir al potencial de neutralización basándose en cálculos de laboratorio, con comportamiento diferente bajo condiciones de campo; constituyentes solubles e insolubles de materiales terrestres; y texturas y tamaño de grano que pueden afectar la reactividad de diferentes minerales.

Las técnicas instrumentales disponibles para determinar el rango de mineralogía determinativa incluye la microscopía óptica, difracción de rayos x (DRX), microscopía electrónica de barrido (MEB) y

microanálisis de sonda electrónica (EPMA). Las técnicas más sofisticadas son útiles para determinar elementos traza, distribuciones y estudiar las superficies minerales.

Ninguna técnica es suficiente para identificar todos los minerales que pueden ser encontrados y alguna combinación o el uso reiterativo de diferentes métodos pueden ser necesarios para caracterizar la mineralogía de un sitio. Los tamaños de grano muy pequeños y el complejo intercrecimiento de las asociaciones minerales secundarias pueden ser muy complicadas. Lo que parece ser una sola fase bajo el microscopio óptico, como una costra blanca incrustada, puede ser una mezcla de varias fases con composiciones diferentes cuando se examinan por MEB.

Una de las preocupaciones principales de la Geoquímica es la forma en que metales y metaloides se mueven a través de la hidrosfera, estos elementos tienden a ocurrir antigénicamente en: óxidos, hidróxidos, sulfatos, carbonatos, y fosfatos. El análisis geoquímico de roca, suelo y sedimentos proporciona información sobre las fuentes y depósitos de elementos potencialmente tóxicos. Los datos químicos pueden usarse para establecer los valores de fondo antes del minado; asociado con la lixiviación y extracciones secuenciales, se vuelve una herramienta muy útil para analizar el transporte y destino de los diferentes elementos en el ambiente y predecir los potenciales problemas de escurrimiento superficial.

El análisis químico es importante porque metales potencialmente tóxicos, como el Cd y Se, están atrapados como constituyentes menores en los minerales como esfalerita o galena y su presencia no se detecta cuando se examinan las asociaciones minerales en la mena.

Existe una variedad de técnicas analíticas para el análisis químico, el método a utilizarse depende de los elementos y límites de detección buscados, cantidad y naturaleza de las muestras, y costo. Los métodos multielementales normalmente utilizados son la espectrometría de emisión de plasma atómico inductivamente acoplado (ICP-AES) y espectrometría plasma-masa inductivamente acoplado (ICP-MS). Los límites de detección para el ICP-MS es de varias órdenes de magnitud más baja que el límite de detección por otros métodos, así que pueden medirse concentraciones muy bajas de elementos por este método.

El C y S total se analizan típicamente por combustión con espectrofotómetros de infrarrojo (hornos LECO) usando analizadores automatizados de C y de S. Para las especies de S, la muestra se somete a lixiviación con ácido y se realizan extracciones secuenciales para determinar las distintas especies de S por diferencia.

La espectroscopia de fluorescencia de rayos X de longitud de onda dispersiva (WD-XRF) se usa para determinar elementos mayores en los óxidos de materiales geológicos. Técnicas de análisis térmicos como el análisis termogravimétrico pueden acoplarse con el espectrómetro de masa cuadrupole (QMS) o detectores infrarrojos con transformada de Fourier (FTIR) para detectar agua, azufre, anhídrido carbónico, y otras especies volátiles liberadas de muestras que sufren el calentamiento controlado. Otras técnicas que pueden necesitarse en ciertas situaciones incluyen electrodos de ión selectivo para  $\text{Cl}^-$  o  $\text{F}^-$ , determinación de especies redox-sensibles (Fe, As), y análisis de activación neutrónica (multi elemental, tierras raras).

### **6. FUNDAMENTOS QUÍMICOS DE LA MOVILIDAD DE METALES**

Un gran número de cauces fluviales en todo el mundo presentan contaminación por metales pesados derivada de los procesos de oxidación de sulfuros, resultado de actividades relacionadas con la minería. El pH es un parámetro muy importante en la movilidad de los contaminantes, especialmente metales y metaloides; con valores bajos se tienen concentraciones altas de metales disueltos y bajo contenido metálico en suelos y sedimentos, y con valores altos baja concentración de metales disueltos y alto contenido de metales en suelos y sedimentos, principalmente para Fe, Cu, Cd, Mn, Zn, Pb, Hg.

El tipo, velocidad y equilibrio de las reacciones redox determinan la naturaleza y limitan las principales especies de solutos en el agua, son el método fundamental de solubilización de metales en el ambiente y predicen su disminución y transporte [7].

Los diagramas Eh/pH representan gráficamente los datos termodinámicos y muestran las regiones de estabilidad y líneas de frontera entre varias especies minerales en agua [7], estos diagramas son medios convenientes para mostrar las relaciones de estabilidad cuando se consideran reacciones redox [3]. Es importante entender que sabiendo la forma más estable de un elemento, bajo condiciones específicas, nos da información sobre qué rápidamente una reacción química tiene lugar. Los Geoquímicos los usan para predecir la formación mineral. Estos diagramas se han utilizado en la literatura del agua subterránea para explicar fenómenos como la solubilidad de los oxihidróxidos de Fe, Cr hexavalente, Mn, Fe, Cu, Ag, Cr, Mn, V, Mo y As, U y Th.

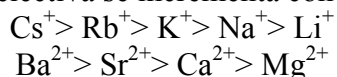
Las reacciones de sorción involucran interacciones entre un soluto y un sólido y la interface superficie-agua, dependen del área superficial y mineralogía del sólido; electronegatividad y radio iónico de los metales; concentración del metal en solución; pH; Eh, temperatura y otros metales en solución. Estas reacciones son un control importante en el transporte y disminución de metales y metaloides.

La partición es el proceso por el cual un metal traza originalmente en solución, empieza a distribuirse entre la solución y la fase sólida [4]; influyendo en su transporte y biodisponibilidad [12].

Los minerales tienen la capacidad de retener en su superficie aniones cuando el pH del agua es menor al pH de su punto de carga cero (PZC) y retener cationes cuando es mayor a su PZC. Los minerales formados por el intemperismo de minerales primarios son efectivos sorbentes, la capacidad de adsorción de un mineral depende de su cristalización y tamaño de grano [12]. Los metales son más afines a las capas finas que cubren a los sedimentos.

La concentración de metales en los sedimentos es controlada por el ambiente físico y geoquímico (afinidad química, pH, actividad biológica, condiciones redox, oxigenación del agua, tamaño de grano, capas finas, roca parental, suelo y clima).

Por su tendencia a ser dispersados finamente y capacidad de adsorber la mayoría de las especies químicas, los óxidos de Fe se reconocen como los adsorbentes dominantes en la naturaleza. Su PZC varía de 5 a 8, a valores menores mantiene adsorbidos aniones disueltos en la solución y a valores mayores se incrementa la adsorción de cationes [12]. En la literatura se reportan ampliamente a los oxihidróxidos de Fe como excelentes adsorbentes de especies de As. Oxihidróxidos de Fe y Al adsorben Cu, Pb, y Hg en el rango de pH de 3 a 5, y Zn, Co, Ni, y Cd a valores superiores (5 a 6.5) [5]. La selectividad es una medida que relaciona la afinidad de un ión a un sorbente dado. Para cationes alcalinos y alcalinotérreos la sorción selectiva se incrementa con el radio iónico del ión:



La sorción selectiva en muchos minerales oxido-metal sigue la secuencia:  $\text{Cr} \geq \text{Pb} \geq \text{Cu} \geq \text{Co} \geq \text{Zn} \geq \text{Ni} \geq \text{Cd}$  [12].

Las reacciones de sorción controlan las concentraciones de elementos traza en sistemas naturales, debido al rápido equilibrio inicial de muchas de estas reacciones [12]. La desorción es importante en la movilidad, biodisponibilidad y disminución de metales en sistemas naturales, puede ser inducida por especies disueltas. En la desorción, el material adsorbente actúa como una fuente constante de metales a la solución circundante [12]. Se ha reportado que el cambio en las condiciones redox del medio puede generar la desorción de ciertas especies.

El pH del drenaje minero es una función del equilibrio entre las reacciones de producción y consumo de acidez generada durante el intemperismo, proporciones relativas de éstas, y disposición de minerales

que contribuyen a que se lleven a cabo. Las características químicas de aguas y sólidos asociadas con un depósito mineral están íntimamente vinculadas.

Los métodos para modelar el comportamiento de cuerpos mineralizados y roca encajonante que se realizan para predecir el drenaje ácido y la posible lixiviación de elementos que se produciría una vez que la mena se explota son los siguientes: a) Pruebas Estáticas (Contabilidad Ácido Base o ABA), b) Pruebas Cinéticas, c) Modelación Geoquímica y d) Procedimientos de lixiviación.

Los suelos y sedimentos conservan información ambiental importante y son muy reconocidos como una posible fuente y medio de transporte de contaminantes en sistemas acuáticos, son sometidos a digestión ácida por vía húmeda para determinar la concentración total de metales, no obstante aunque este dato es importante, su bioacumulación, disponibilidad, reactividad y movilidad es determinada por especiación [5, 10, 8]. Para evaluar la toxicidad o posible riesgo de contaminación ambiental de metales pesados en suelos y sedimentos, se deben valorar sus diferentes tipos de asociación. La lixiviación es un procedimiento que se aplica en la extracción de metales de muestras ambientales: suelo, plantas, partículas suspendidas en el aire, escorias y desechos. Generalmente se aplican dos tipos de lixiviación en estudios de especiación: la simple y la secuencial (extracción). Las técnicas de extracción secuencial cuantifican la solubilidad de la fase sólida de acuerdo al porcentaje de metales pesados extraídos de suelos contaminados; lodos industriales y municipales; y polvos. Ésta se realiza en diferentes etapas, en cada una de estas etapas las soluciones son diseñadas para liberar los metales en base a la solubilidad de las especies minerales contenidas en las muestras.

La extracción secuencial ha sido utilizada para determinar la biodisponibilidad y potencial movilización y transporte de metales pesados, algunos investigadores sugieren que la movilidad y biodisponibilidad decrecen de acuerdo a la secuencia de extracción, para otros investigadores la biodisponibilidad se relaciona inversamente al esfuerzo de enlace de la partícula metálica en los sedimentos, y otros han demostrado que los compuestos que son realmente disueltos en ácidos débiles son altamente biodisponibles.

Un gran número de aproximaciones metodológicas se han desarrollado y adaptado a los procedimientos de extracción secuencial para la especiación de los metales traza, la mayoría se basa en el método de Tessier et al., [13], que lo aplicó para el fraccionamiento de metales dentro de las siguientes fracciones: (I) fracción intercambiable o soluble, (II) fracción carbonato, (III) fracción óxidos de Fe, Mn y Al, (IV) fracción materia orgánica y (V) fracción residual firmemente enlazada a la matriz silicato de la muestra. La primera es considerada la más soluble/biodisponible y la última es la menos biodisponible o no antropogénica.

### CONCLUSIONES

En los depósitos minerales las características geológicas, la mineralogía y contenido de elementos traza influyen en la respuesta química o física a intemperizarse y procesos ambientales propios de éstos.

Las interacciones producidas entre los depósitos minerales, desechos mineros y el agua (subterránea, superficial o de lluvia), generan procesos de oxidación, hidrólisis y lavado, entre otros. Los procesos geoquímicos y biogeoquímicos, son controles fundamentales del comportamiento ambiental de los depósitos minerales. La mena intemperizada de los terreros o los afloramientos proporciona pistas sobre la conducta de los metales en el sitio; mientras que la composición y grado de alteración de minerales sulfurosos proporcionan pistas de la movilidad de los elementos.

El análisis de sedimentos de arroyos proporciona información importante sobre el comportamiento geoambiental de un depósito mineral.

La liberación de contaminantes de los yacimientos minerales se realiza principalmente por el proceso de intemperismo. La velocidad del intemperismo juega un papel crucial en el proceso ambiental,

incluyendo generación de drenaje ácido y liberación de metales al ambiente por sólidos minados o desechos del procesamiento de minerales, esta velocidad no es constante para los minerales sulfurosos y depende de factores como el tamaño de grano, cristalinidad, contenido de elementos traza, y asociación mineral. El conocimiento de la mineralogía de los sólidos es importante porque: a) la mena y la ganga, son minerales fuente de metales y otros elementos que al intemperizarse son liberados en solución, b) las reacciones de intemperismo producen o consumen acidez ( $H^+$ ), y c) muchos minerales secundarios formados durante el proceso de intemperismo pueden atrapar temporal o permanentemente metales, liberándolos por reacciones producidas por cambio de humedad, temperatura, o pH en el ambiente local generando o consumiendo acidez.

Los factores geoquímicos que controlan la disponibilidad de metales en polvos, sedimentos y/o suelos incluyen la especiación, concentración, tamaño de las partículas y matriz que contiene los metales.

### BIBLIOGRAFÍA

1. C. N. Alpers, D. Blowes, *Environmental Geochemistry of sulfide oxidation*. ACS Symposium Series 550, 1994.
2. D. P. Cox, D. A. Singer, "Mineral deposit models", U.S. Geological Survey Bulletin 1693, 1986, pp. 379.
3. I. J. Drever, "*The geochemistry of natural water surface and groundwater environments*", (Prentice Hall, Third Edition, 1997), pp. 124-157, 175-196.
4. C. W. Fetter, "Contaminant Hydrogeology", (Second Edition, Prentice-Hall Publishing Company Upper Saddle River, NJ, 1998), pp. 249-267.
5. Hammarstrom, S. K. Smith, "Geochemical and mineralogical characterization of solids and their effects on waters in metal-mining environments", in *Progress on geoenvironmental models for selected mineral deposits*. (Ed. Robert R. Seal II y Nora K. Foley, USGS open-file Report 02-195, 2002), pp. 8-54.
6. J. L. Jambor, "Mineralogy of sulfide-rich tailings and their oxidation products", Short Course Handbook, Vol. 22. In *The Environmental Geochemistry of Sulfide Mine-Wastes*. Blowes, (Eds. Waterloo, Ontario, 1994), pp. 54-101.
7. E. S. Manahan, "*Environmental Chemistry*". Lewis Publishers, 2000, pp. 98-119.
8. J. Pizarro, M. A. Rubio, J. Castillo, "Study of chemical speciations in sediments: an approach to vertical metals distribution in rapped reservoir (Chile)". *J. Chil. Chem. Soc.* Sep. 2003, no. 3, pp. 45-50.
9. S. G. Plumlee, J. T. Nash, "Geoenvironmental models of mineral deposits fundamentals and applications", in *Preliminary compilation of descriptive geoenvironmental mineral deposits models*. (Ed. Edward A. du Bray, USGS open-file Report 95-831. 1995), pp. 1-9.
10. R. Pöykiö, "Assesing industrial pollution by means of environmental sample in the Kemi-Tornio region", University Oulu 2002, p. 62. ISBN 951-42-6870-9.
11. R. R. Seal II, K. N. Foley, B. R. Wanty, "Introduction to geoenvironmental models of mineral deposits", in *Progress on geoenvironmental models for selected mineral deposits*, (Eds. Robert R. Seal II and Nora K. Foley, U. S. Geological Survey Open-File Report 02-195, 2002), pp. 1-7.
12. S. K. Smith, "Metal sorcion on mineral surfaces: an overview with examples relating to mineral deposits", in *The environmental geochemistry of mineral deposits. Part A: Processes, Techniques, and Health issues. Reviews in Economic Geology*. (Eds. G. S. Plumlee y M. J. Logsdon. Vol. 6A, 1999), pp. 161-182.
13. A. Tessier, P. G. Campbell, M. Bisson, "Sequential extraction procedure for the speciation of particulate trace metals", *Analytical. Chem.*, 51, 1979, pp. 844-851.

## IMPLEMENTACIÓN DE LA METODOLOGÍA DE EXTRACCIÓN DE LA MATERIA ORGÁNICA SOLUBLE EN LUTITAS Y CALCARENITAS PARA LA IDENTIFICACIÓN DE COMPUESTOS ORGÁNICOS Y BIOMARCADORES.

Patricia Candelaria Montiel García, Mara Cassandra Quiroz Acuña, Kinardo Flores Castro, Enrique Cruz Chávez, Evodio Pedro Castañeda Ovando

Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, UAEH, Mineral de la Reforma, Hidalgo  
[pmontiel@uaeh.edu.mx](mailto:pmontiel@uaeh.edu.mx)

### RESUMEN

Dentro de los parámetros que afectan al método de extracción de materia orgánica soluble en rocas, se encuentra la composición y volumen del disolvente así como las características de la matriz, por lo que en este trabajo de investigación se estudió el efecto de utilizar dos mezclas de disolventes acetona-hexano y acetona-diclorometano, en tres muestras de lutitas y dos de calcarenitas, del Cañón “El Álamo” de Viesca, Coahuila, para la identificación de compuestos orgánicos preservados en la fracción soluble de la materia orgánica sedimentaria (bitumen) recuperados mediante la implementación del método de Extracción Asistida por Microondas (MAE). En el desarrollo de este método de extracción se pesaron 3 g de muestra en vasos de teflón, adicionándoles 25 ml de mezcla de solventes acetona-hexano (1:1) y en otra serie 25 mL con acetona-diclorometano (1:1), los vasos se colocaron en un horno de microondas marca CEM, modelo MARS 5, 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. La finalidad de probar dos mezclas de disolventes (acetona-hexano y acetona-diclorometano) es para determinar con que mezcla se obtiene la mayor cantidad de materia orgánica soluble para posteriormente proceder a la identificación de compuestos orgánicos y biomarcadores utilizando la Cromatografía de Gases-Masas. En este trabajo de investigación se demostró que la mezcla de disolvente en donde se obtuvo mayor cantidad extraída de materia orgánica soluble fue la de acetona-diclorometano. Con respecto a la identificación de alcanos lineales y biomarcadores, en los cromatogramas de gases-masas resultantes de la caracterización de las muestras, demostraron que la mezcla de disolvente acetona-diclorometano mostro mejores identificaciones, independientemente del tipo de roca sedimentaria. Esta mezcla permitió la identificación de alcanos de cadena larga ( $n\text{-C}_{44}\text{H}_{90}$ ); más no es así alcanos de cadena corta por debajo de  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$  debido a la polaridad que presenta el disolvente, o bien, a que la muestra pudiera presentar biodegradación o alteración térmica.

### 1. INTRODUCCIÓN

La geoquímica orgánica de biomarcadores potencialmente proporciona una poderosa herramienta para investigar información ambiental oculta en muestras geológicas [9]. Abelson (P.H.) fue uno de los primeros en sugerir que el análisis de los “fósiles bioquímicos” podría proveer explicaciones sobre la evolución de los principios de la vida. Los biomarcadores son fósiles moleculares que se pueden encontrar en rocas y sedimentos los cuales muestran poco o ningún cambio en la estructura de sus moléculas orgánicas principales, preservando toda la información deposicional. Aunque los n-alcanos no se consideran biomarcadores, sus patrones de distribución y parámetros específicos (por ejemplo,

Carbon Preference Index, CPI) permiten discriminar entre las diferentes muestras de rocas, basado en la fuente de entrada de la Materia Orgánica [7].

Es bien sabido que la materia orgánica (MO) puede proporcionar información referente a las condiciones de depositación (marinos, terrestres o ambientes lacustres) y si el ambiente era óxico o anóxico [9, 13].

En términos generales, en condiciones físicas favorables, la MO se convierte principalmente en dos grandes fracciones: bitumen extraíble y kerógeno insoluble. La fracción del bitumen corresponde a la MO extraída por medio de disolventes orgánicos comunes y contiene n-alcenos, metilalcenos y biomarcadores policíclicos complejos tales como hopanos y esteranos. El kerógeno es la fracción insoluble restante después de una extracción con disolvente orgánico y se compone de diversos macerales. Las técnicas cromatográficas, como la cromatografía de gases con detector de ionización de llama (GC-FID), la cromatografía de gases acoplada a la espectrometría de masas (GC-MS) o la cromatografía de gases multidimensional (GC-GC) son entre las principales técnicas para el análisis de bitumen. El análisis de los biomarcadores, sin embargo, no es una tarea analítica fácil ya que están presentes en cantidades de sub partes por billón y su aislamiento requiere procedimientos de extracción eficientes [7].

La etapa de extracción es la parte menos evolucionado de la mayoría de los procedimientos analíticos, y todavía hoy en día la extracción de Soxhlet se usa en muchos laboratorios de rutina. En la última década ha habido una creciente demanda de nuevas técnicas de extracción, susceptibles de automatización, con tiempos de extracción más cortos y el consumo reducido de disolvente orgánico previniendo la contaminación en los laboratorios de análisis y reducción de los costos en la preparación de muestras. Impulsado por estos fines los avances en la preparación de la muestra ha resultado en un número de técnicas tales como la extracción asistida por microondas (MAE), extracción de fluido supercrítico (SFE) y la extracción presurizada (PLE). La similitud entre estas técnicas es la posibilidad de trabajar temperaturas y presiones elevadas, lo que mejora drásticamente la velocidad del proceso de extracción. Una de las principales ventajas utilizando MAE es la reducción del tiempo de extracción cuando se aplican las microondas. El principio del calentamiento utilizando energía de microondas se basa en el efecto directo de las microondas sobre las moléculas por conducción iónica y por rotación dipolar. En la conducción iónica se lleva a cabo la migración electroforética de iones cuando se aplica un campo electromagnético. La resistencia de la solución a este flujo de iones dará lugar a la fricción y, por lo tanto, la solución se calienta. En la rotación dipolar existe un realineamiento de dipolos con el campo aplicado a 2,450 MHz, que es la frecuencia que se utiliza en los sistemas de microondas, los dipolos se alinean y se presentan de manera aleatoria 49,310 veces por segundo y esto obliga el movimiento molecular resultando en el calentamiento. 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 en microondas el calor a la solución es directo, manteniendo el gradiente de temperatura a un mínimo y se acelera la velocidad de calentamiento, además MAE permite una reducción significativa en el consumo del disolvente orgánico, así como la posibilidad de correr múltiples muestras a la vez [12].

La Optimización de las condiciones MAE se ha reportado en varias aplicaciones, los parámetros más comúnmente estudiadas son la composición del disolvente, el volumen de disolvente, temperatura de extracción, el tiempo de extracción y características de la matriz, incluyendo el contenido de agua [5, 14].

Una correcta elección de disolvente es fundamental para la obtención de un proceso de extracción óptima. Al seleccionar el disolvente, se debe considerar las propiedades de absorción de microondas del disolvente, la interacción del disolvente con la matriz, y la solubilidad del analito en el disolvente.

De preferencia el disolvente debe tener una alta selectividad hacia el analito de interés excluyendo los componentes indeseables de la matriz. Otro aspecto importante es la compatibilidad del disolvente de extracción con el método analítico utilizado para la etapa final del análisis. Si la molécula de disolvente no es capaz de absorber la energía de microondas no habrá calentamiento y por lo tanto la extracción no será efectiva [12].

Una de las mezclas más comúnmente utilizado es hexano-acetona (1:1). El hexano no calentará en un campo de microondas, pero mezclándolo con acetona el calentamiento se llevará a cabo en unos pocos segundos, López-Avila et al. extrajeron 95 compuestos orgánicos semivolátiles de un listado de la EPA y se encontró que la mezcla hexano-acetona (1:1) es un extractante prometedor [6]. Esta mezcla de disolventes también se ha encontrado ventajosa para contaminantes ambientales, tales como hidrocarburos aromáticos policíclicos [1,10, 11], hidrocarburos alifáticos lineales (Vázquez et al., 2000), fenoles (Egizabal et al., 1998), OCPs (Chee et al., 1996b) y ésteres de ftalato (Chee et al., 1997) [2-4, 14].

La cantidad de disolvente necesario por una sola muestra suele estar en el rango de 10-30 mL. En algunos casos el volumen de disolvente puede ser un parámetro importante para las extracciones eficientes. El volumen de disolvente debe ser suficiente para garantizar que toda la muestra está sumergida, sobre todo cuando tiene una matriz que se dilata durante el proceso de extracción. El uso del MAE ha aumentado rápidamente en la última década, y para la mayoría de las aplicaciones ha demostrado ser eficaz en comparación con las técnicas de extracción tradicionales. Los principales beneficios son reducción en los tiempos de extracción, reducción en el consumo de disolvente y un mayor rendimiento de la muestra. La técnica es fácil de usar y los sistemas son más baratos en comparación con otras técnicas modernas, como SFE y PLE [12].

Dentro de los parámetros que afectan al método de extracción de materia orgánica soluble en rocas, se encuentra la composición y volumen del disolvente así como las características de la matriz, por lo que en este trabajo de investigación se estudiará el efecto de utilizar dos mezclas de disolventes: acetona-hexano y acetona-diclorometano, en tres muestras de lutitas y dos de calcarenitas, del Cañón “El Álamo” de Viesca, Coahuila, para la identificación de compuestos orgánicos preservados en la fracción soluble de la materia orgánica sedimentaria (bitumen) recuperados mediante la implementación del método de Extracción Asistida por Microondas (MAE).

## 2. PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

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, tomar el acceso de terracería de 3 km. en dirección oeste. El afloramiento se encuentra en la sierra El Álamo entre la sierra La Cadena y la unidad El Manco, correspondiendo a las coordenadas geográficas 25°20'N y 102°49'W. Del afloramiento se extrajeron tres muestras de lutita (Vie 21, 26 y 28) y dos muestras de calcarenita (Vie 19 y 20). El muestreo se realizó retirando la roca afectada por intemperismo para obtener una muestra sana. Las muestras se trituraron con apoyo de la pica y se dejaron secar a temperatura ambiente para eliminar cualquier humedad que pudieran tener, posteriormente se pulverizaron (10 min. aprox.) en un pulverizador modelo Pulverisette 2, marca Fritch, constituido por un mortero y un pistilo de ágata. En el desarrollo de este método de extracción se pesaron 3 g de muestra en vasos de teflón, adicionándoles 25 ml de mezcla de solventes acetona-hexano (1:1) y en otra serie 25 mL con acetona-diclorometano (1:1) grado HPLC, 99,8%, 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 colocó 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 MO soluble en el 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-alcanos 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-alcanos 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.

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados de los pesos obtenidos de bitumen, después de la extracción, permitieron conocer la cantidad de recuperación del bitumen en ambas mezclas de disolventes (acetona-hexano y acetona-diclorometano) mediante el método de extracción asistida por microondas (Tabla 1).

Tabla 1. Peso del bitumen extraído por MAE utilizando mezclas de disolventes (acetona-hexano y acetona-diclorometano)

Muestra	Tipo de Roca	Peso del bitumen (g)	
		Acetona-Hexano	Acetona-Diclorometano
Vie 19	Calcarenita	0.0015	0.0015
Vie 20	Calcarenita	0.0004	0.0017
Vie 21	Lutita	0.0017	0.0010
Vie 26	Lutita	0.0006	0.0021
Vie 28	Lutita	0.0006	0.0011

De acuerdo con los pesos obtenidos del bitumen presentado en la tabla anterior, se puede apreciar que en las muestras de calcarenita en la Vie 19 el peso del bitumen obtenido utilizando las dos mezclas de disolventes es el mismo (0.0015 g), pero en la muestra Vie 20 el mayor peso se obtuvo en la mezcla de acetona-diclorometano (0.0017 g). Con lo que respecto a las muestras de lutita en la Vie 21 se obtuvo el mayor peso en la mezcla acetona-hexano (0.0017 g) pero en la Vie 26 y Vie 28 se obtuvo el mayor peso en la mezcla de acetona-diclorometano (0.0021 y 0.0011 g respectivamente). De acuerdo con lo anterior se puede sugerir que independientemente del tipo de roca la mezcla de disolventes idónea para la extracción del bitumen fue la de acetona-diclorometano.

Con lo que respecta a los análisis por Cromatografía de Gases-Masa (CG-MS) en las cinco muestras (Vie 19, 20, 21, 26 y 28) se logró identificar en la materia orgánica soluble (bitumen) a los alcanos lineales como compuestos orgánicos principales pero también se encontraron derivados de hidrocarburos aromáticos policíclicos como naftaleno, azuleno, antraceno y fenantreno además de aromáticos heterocíclicos derivados de furano y tiofeno como compuestos traza.

La identificación de los alcanos lineales encontrados en las cinco muestras analizadas por CG-MS, se presenta a continuación.

Muestra **Vie 19** correspondiente a una calcarenita con la mezcla de disolvente acetona-hexano se identificó una secuencia de alcanos de  $n\text{-C}_{14}\text{H}_{30}$  al  $n\text{-C}_{36}\text{H}_{74}$  y  $n\text{-C}_{43}\text{H}_{88}$  sin presentar  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$   $n\text{-C}_{33}\text{H}_{68}$  y  $n\text{-C}_{35}\text{H}_{72}$  como se aprecia en la Figura 1.

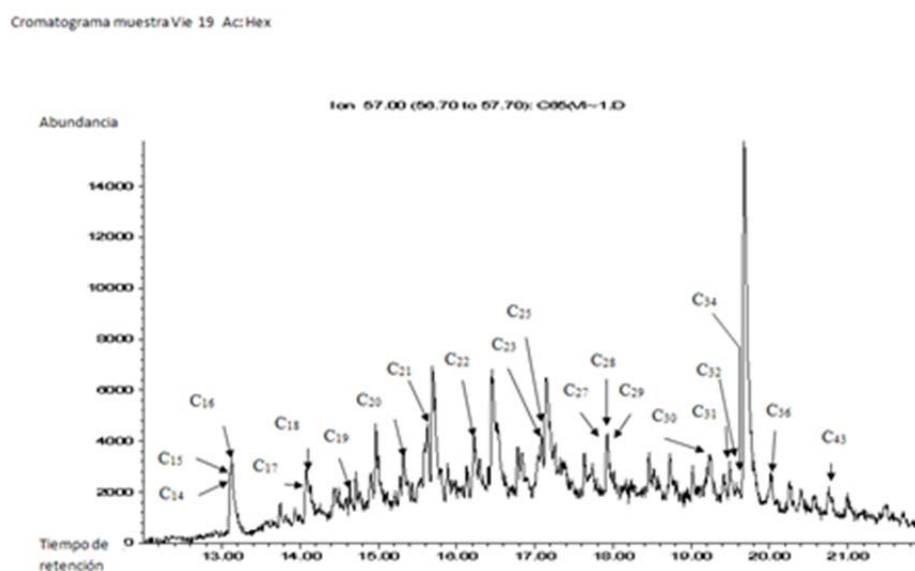


Figura 1. Cromatograma correspondiente a una calcarenita con la mezcla de disolvente acetona-hexano

Muestra **Vie 20** correspondiente a calcarenita con la mezcla de disolvente acetona-diclorometano se identificó una secuencia de alcanos de  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$  al  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$  sin presentar  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$  y  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$  como se aprecia en la Figura 2.

Cromatograma muestra Vie 20 Ac: Dicio

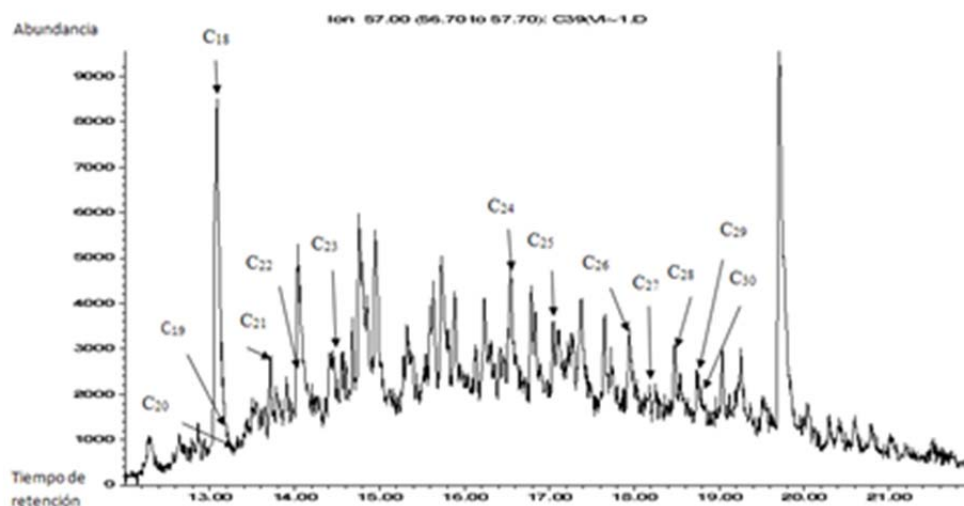


Figura 2. Cromatograma correspondiente a una calcarenita con la mezcla de disolvente acetona-diclorometano

Muestra **Vie 21** correspondiente a lutita con mezcla de disolvente acetona-diclorometano se identificó una secuencia de alcanos de  $n\text{-C}_{16}\text{H}_{34}$  al  $n\text{-C}_{30}\text{H}_{62}$  y  $n\text{-C}_{34}\text{H}_{70}$  sin presentar  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$  y  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$  como se aprecia en el cromatograma 3.

Cromatograma muestra Vie 21 Ac: Dicio

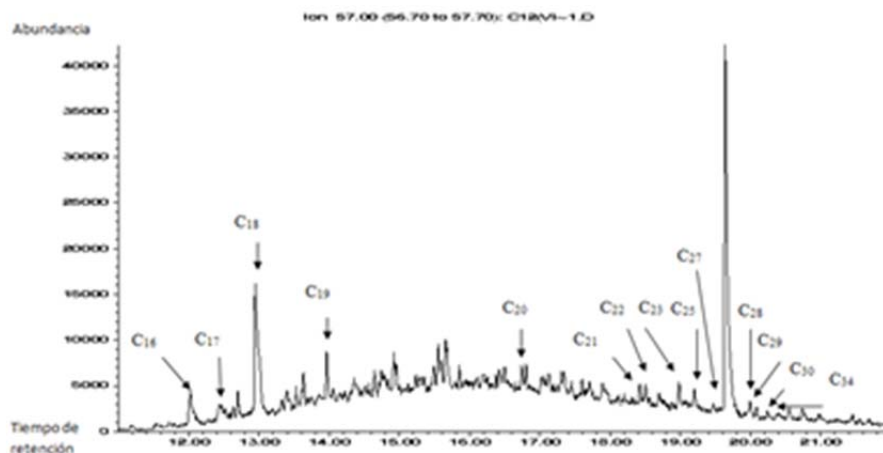


Figura 3. Cromatograma correspondiente a una lutita con mezcla de disolvente acetona-diclorometano

La muestra **Vie 26** corresponde a lutita con mezcla de disolventes acetona-diclorometano se identificó una secuencia de alcanos de  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$  al  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$  y  $n\text{-C}_{34}\text{H}_{70}$  sin presentar  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$  y  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$  como se aprecia en el cromatograma 4.

Cromatograma muestra Vie 26 Ac: Diclo

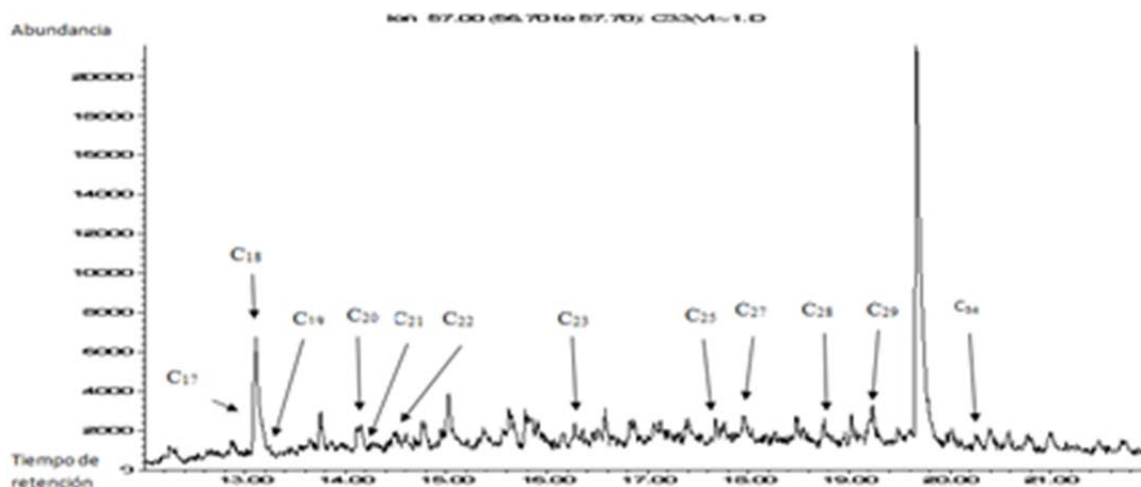


Figura 4. Cromatograma correspondiente a una lutita con mezcla de disolventes acetona-diclorometano

Muestra **Vie 28** corresponde a lutita con mezcla de disolventes acetona-diclorometano se identificó una secuencia de alcanos de  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$  al  $n\text{-C}_{44}\text{H}_{90}$  sin presentar  $\text{C}_{33}\text{H}_{68}$  y  $n\text{-C}_{35}\text{H}_{72}$ , como se aprecia en el cromatograma 5.

Cromatograma muestra Vie 28 Ac: Diclo

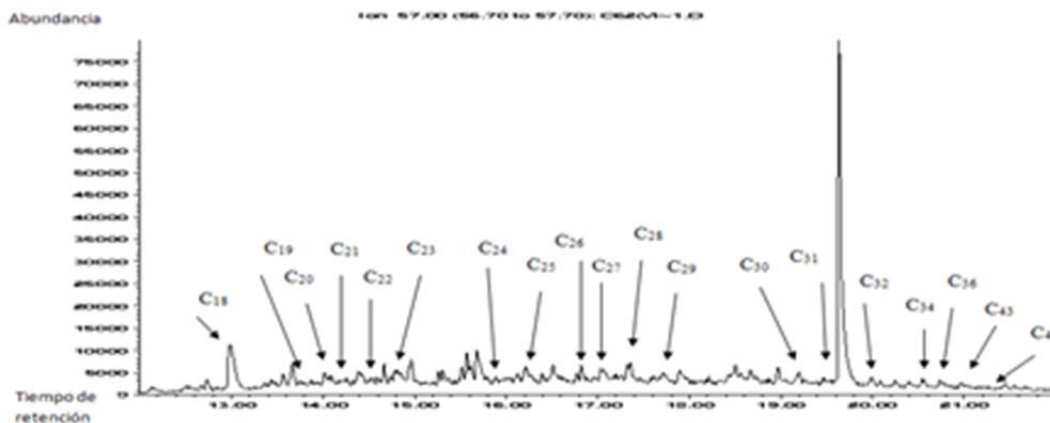


Figura 5. Cromatograma correspondiente a una lutita con mezcla de disolventes acetona-diclorometano

Como se puede observar en los cromatogramas anteriores, los alcanos encontrados con la mezcla acetona-diclorometano van desde  $n\text{-C}_{14}\text{H}_{32}$ ,  $n\text{-C}_{16}\text{H}_{34}$ ,  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$  y  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$  terminado hasta  $n\text{-C}_{29}\text{H}_{60}$ ,  $\text{C}_{30}\text{H}_{62}$ ,  $\text{C}_{36}\text{H}_{74}$  y  $n\text{-C}_{44}\text{H}_{90}$ , en la mayoría con ausencia de  $n\text{-C}_{24}\text{H}_{50}$ ,  $n\text{-C}_{26}\text{H}_{54}$  y  $n\text{-C}_{35}\text{H}_{72}$  debido al enmascaramiento con otros compuestos o en su defecto por la contaminación propia de la columna por lo que no se pudieron identificar a excepción de la muestra Vie 28 en donde sí se identificaron, por lo que se puede concluir que en la mezcla acetona-diclorometano se identificaron mejor los alcanos lineales en la mayoría de las muestras independientemente de si se trataba de lutita o calcarenita.

Por otra parte también se pudo apreciar, que solo en una muestra (Vie 19) se identificó alcanos de cadena corta a partir de  $n\text{-C}_{14}\text{H}_{32}$ , lo que nos indica que los alcanos más pequeños no se alcanzan a separar utilizando la mezcla acetona-diclorometano, pero permite ver alcanos de cadena más larga como  $n\text{-C}_{44}\text{H}_{90}$ , sin embargo de acuerdo a Pastor, et al., la ausencia de  $n$ -alcanos de bajo número de átomos de carbono puede deberse a su eventual evaporación, disolución o biodegradación [8].

### CONCLUSIONES

Conforme a los resultados obtenidos podemos concluir que, con respecto al tipo de mezcla de disolventes utilizados para la extracción de la materia orgánica soluble (bitumen) en muestras de lutitas y Calcarenitas, utilizando el método de extracción asistida por microondas (MAE), la mezcla de disolventes que obtuvo la mayor la cantidad de bitumen fue la de acetona-diclorometano, teniendo la ventaja de que en este método reducimos costos tanto de tiempo de extracción, de disolventes y de cantidad de muestra, por lo que para la identificación del origen de la materia orgánica sedimentaria a partir de los alcanos lineales se recomienda el método de extracción asistida por microondas ampliamente.

Con respecto a la identificación de alcanos lineales utilizando la Cromatografía de Gases-Masas, la mezcla de disolvente que mostro mejores identificaciones fue la de acetona-diclorometano, independientemente del tipo de roca, esta mezcla permitió la identificación de alcanos de cadena larga ( $n\text{-C}_{44}\text{H}_{90}$ ); más no es así con los alcanos de cadena corta por debajo de  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$  debido a su eventual evaporación, disolución o biodegradación.

Finalmente se puede concluir que los cromatogramas obtenidos presentan valores de recuperación altos por lo que se demuestra la eficacia de la extracción utilizando la metodología de extracción asistida por microondas utilizando la mezcla de disolvente acetona-diclorometano.

### BIBLIOGRAFÍA

1. K. K. Chee, M.K. Wong, and H. K. Lee, "Optimization of microwave-assisted solvent extraction of polycyclic aromatic hydrocarbons in marine sediments using a microwave extraction system with high-performance liquid chromatography-fluorescence detection and gas chromatography-mass spectrometry". *Journal of Chromatography A*, vol. 723, 2, 1996a, pp. 259-271.
2. K. K. Chee, M. K. Wong, and H. K. Lee, "Determination of organochlorine pesticides in water by membranous solid-phase extraction, and in sediment by microwave-assisted solvent extraction with gas chromatography and electron-capture and mass spectrometric detection". *Journal of Chromatography A.*, vol. 736, 1996b, pp. 211-218.
3. K. K. Chee, M. K. Wong and H. K. Lee, "Microwave-assisted solvent-extraction of air particulates for the determination of PAHS. *Environmental Monitoring and Assessment*" vol. 44, 1-3, 1997, pp.391-403.
4. A. Egizabal, O. Zuloaga, N. Etxebarria, L. A. Fernández, J. M. Madariaga, "Comparison of microwave-assisted extraction and Soxhlet extraction for phenols in soil samples using experimental designs", *Analyst*, vol. 123, 1998, pp. 1679-1684.
5. M. P. Llompert, R. A. Lorenzo, R. Cela and J. R. Paré, "Optimization of a microwave- assisted extraction method for phenol and methylphenol isomers in soil samples using a central composite design". *Analyst*, vol. 122, 1997, 133-137.
6. V. López-Ávila, R. Young, J. Benedicto, P. Ho, R. Kim and W.F. Beckert, "Extraction of Organic Pollutants from Solid Samples Using Microwave Energy". *Anal. Chem.* Vol. 67, 13., 1995, pp. 2096-2102.

7. M. Olivares, M. Irazola, X. Murelaga, J. I. Baceta, A. Tarriño, K. Castro and N. Etxebarria, "Sourcing sedimentary cherts with archaeological use through the combination of chromatographic and spectroscopic techniques" *Applied Geochemistry*, vol. 33, 2013, pp. 252–259.
8. D. Pastor, J. Sánchez, C. Porte, and J. Albaijes, "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.*, vol. 42, 2001, pp. 895-904.
9. K. E. Peters, and J. M. Moldowan, "The Biomarker Guide. Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments", in *Prentice Hall, New Jersey*, 1993.
10. M. Piñeiro-Iglesias, P. López-Mahía, E. Vázquez-Blanco, S. Muniategui-Lorenzo, D. Prada-Rodríguez, E. Fernández-Fernández, "Microwave assisted extraction of polycyclic aromatic hydrocarbons from atmospheric particulate samples", *J Anal Chem.*, vol. 367, 1, 2000, pp. 29-34.
11. M. M. Punt, G.S.V. Raghavan, J. M. R. Belanger, J. R. J. Pare, "Microwave-assisted process (MAPTM) for the extraction of contaminants from soil. Soil and sediment contamination", vol. 8, 5, 1999, pp. 577 –592.
12. C. Sparr and E. Björklund, "Analytical-scale microwave-assisted extraction. *Journal of Chromatography*" A, vol. 902, 2000, pp. 227–250.
13. M. Vandenbroucke and C. Largeau, "Kerogen origin, evolution and structure". *Org. Geochem.* 38, 2007, pp. 719-833.
14. E. Vázquez, P. López, S. Muniategui, D. Prada and E. Fernández, " Optimization of microwave-assisted extraction of hydrocarbons in marine sediments: comparison with the Soxhlet extraction method Fresenius". *J Anal Chem.*, vol. 366, 3, 2000, pp. 283-8.
15. M. J. Vázquez, A. M. Carro, R.A. Lorenzo and R. Cela. "Experimental design approach for the extraction of methylmercury from certified reference materials using microwave energy", *Anal. Chem.*, vol. 69, 1997, pp. 221-225.

## MÉTODOS Y CRITERIOS PARA EVALUAR LA CINEMÁTICA EN FALLAS FRÁGILES A PARTIR DE DATOS ESTRUCTURALES

José Cruz Escamilla Casas <sup>a</sup>, Evodio Pedro Castañeda Ovando <sup>a</sup>, Isaac Villamil Torres <sup>a</sup>, Enrique Cruz Chávez <sup>a</sup>

<sup>a</sup>Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, UAEH, Mineral de la Reforma, Hidalgo  
[jocesca@uaeh.edu.mx](mailto:jocesca@uaeh.edu.mx)

### RESUMEN:

Para el estudio de las fallas frágiles, son fundamentales la determinación de la dirección, sentido de movimiento y desplazamiento neto entre los bloques de roca deformados; así como inferir el estado de los esfuerzos principales durante la deformación. En el presente estudio, se hace una revisión de las estructuras asociadas con el fallamiento frágil, examinándose los criterios para seleccionar el método adecuado que permita analizar y determinar el estado de esfuerzos principales a escala regional.

Si se cuenta con un punto de referencia o marcador entre los bloques fallados, es posible medir sin error alguno su desplazamiento neto. Sin embargo, en rocas metamórficas y volcánicas donde es más escasa la distribución plana, es necesario recurrir a métodos alternos para cuantificar la cinemática de las fallas. De acuerdo a la Geología Estructural moderna, existen los métodos inversos (dinámicos) que utilizan técnicas numéricas y gráficas para determinar los esfuerzos principales. Por otro lado, existe el análisis cinemático que implica la rotación, muestreo y homogeneidad espacial. En este último se genera un gráfico bidimensional de aproximación de deformación finita. Para determinar la dirección y sentido de desplazamiento en cualquier tipo de roca, la manera más útil y definitiva es la observación directa de los planos de falla.

Finalmente, se ilustra lo siguiente: a) las estructuras menores observables en los planos de falla que definen el sentido de movimiento entre los bloques, y la toma de datos estructurales en campo; b) los criterios de selección entre los métodos dinámicos y cinemáticos y c) los estados de los esfuerzos prevalecientes durante la deformación frágil. Para lo anterior, se utilizan ejemplos de fallas frágiles del sureste de la Sierra de Pachuca.

### 1. INTRODUCCIÓN

Independientemente del objetivo que tenga cualquier estudio geológico, es fundamental entender la evolución geológica del área de interés. Para lo cual, el establecimiento de la secuencia de la deformación en las rocas tiene una gran importancia. Por otro lado, la Geología Estructural contempla la deformación frágil y la deformación dúctil como los dos miembros extremos de la deformación en las rocas. El presente estudio, se enfoca en la obtención e interpretación de la información en fallas geológicas frágiles, particularmente en las estructuras que se presentan en los planos de falla y, por otro lado, en las maneras y métodos de cuantificar los datos estructurales colectados en campo. Particularmente se hace énfasis en la identificación e interpretación de las estructuras asociadas a un plano de falla, haciendo, simultáneamente una síntesis del estado del arte en esta materia. Finalmente, a partir de tales datos estructurales, se analizan los criterios basados en los principios de la mecánica del medio continuo para proponer una solución viable, misma que defina la posible orientación de los

esfuerzos principales ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ ), responsables de la deformación. El conjunto de datos y estructuras han sido colectados directamente en el campo. Todo esto con la finalidad de presentar los aspectos prácticos y teóricos del manejo de información, síntesis y análisis estructural de la deformación frágil.

### 2. ACTIVACIÓN DE LOS PLANOS DE DEBILIDAD EN LAS ROCAS PARA FORMAR FALLAS

De acuerdo con la hipótesis de Wallace-Bott [1, 2], se establece que el deslizamiento entre los bloques de falla, debe ocurrir paralelo a y en el mismo sentido del esfuerzo cortante. Tal hipótesis ha sido criticada debido a la evidencia de la interacción entre las fallas en la roca y la desviación del esfuerzo en rocas frágiles. En consecuencia, surge la siguiente pregunta: ¿Se acepta el concepto de que un esfuerzo único induce deslizamientos con orientaciones diversas a lo largo de planos de debilidad? El mejor argumento para soportar la respuesta consiste en disminuir el desajuste entre los deslizamientos observados y los esfuerzos cortantes computados en los planos de falla.

Geoméricamente, la relación esfuerzo-deslizamiento en los planos de debilidad es como sigue: El deslizamiento ocurre paralelo a la proyección ortogonal del eje de compresión en el plano de debilidad. De esa forma, la dirección del deslizamiento,  $s$ , la normal al plano de discontinuidad,  $n$  y el eje de compresión,  $\sigma_1$ , deben estar incluidos en un solo plano: el plano de movimiento.

### 3. MEDICIONES EN CAMPO

Los datos de deslizamiento en fallas deben ser medidos en una parte relativamente plana de la falla la cual debe ser megascópicamente paralela a la orientación de la misma. La colecta de los datos de campo para el análisis de deslizamiento en fallas debe incluir idealmente la medición de diversos parámetros para cada una de las fallas estudiadas:

1. La orientación del plano de falla
2. La dirección del desplazamiento
3. Sentido de desplazamiento
4. Orientación local de la estratificación
5. Desplazamiento medio
6. Área de la falla

Los tres primeros datos son los necesariamente requeridos para poder aplicar las técnicas de análisis dinámicos y para poder utilizar los métodos cinemáticos gráficos. Para obtener más información de los datos, sin embargo, los últimos tres datos de la lista deben ser medidos o estimados matemáticamente. Es comúnmente imposible medir con certeza el desplazamiento promedio y el área de la falla en el campo debido a que se puede tratar de un afloramiento inadecuado o por la imposibilidad de ver a través de las rocas. En lugar de estos parámetros, la zona de influencia de la falla, el espesor y/o ancho de la falla pueden ser utilizados para estimar el desplazamiento promedio y el área de influencia de la falla; consecuentemente se obtiene la magnitud de la deformación por el deslizamiento a lo largo de la falla.

La dirección de desplazamiento en una falla es comúnmente determinada mediante las estrías que se desarrollan en el plano de la falla. Generalmente, en el afloramiento de una falla debe excavar a lo largo de su rumbo para obtener más roca expuesta y escoger que estrías son las más representativas del movimiento. Las estrías comúnmente varían localmente de orientación entre 10 y 20 grados de circunferencia para un mismo afloramiento. Los conjuntos diferentes de estrías, con diferencias de ángulos mayores, pueden indicar la reactivación de la falla. La dirección del deslizamiento también se puede determinar mediante la dislocación de los clastos o la separación de dos puntos definidos por la intersección de marcadores planos.

Los escarpes de falla, relaciones estratigráficas, pliegues en gancho, vetas escalonadas y clastos dislocados son los indicadores más simples y confiables. Los indicadores en la superficie del plano de falla incluyen las estelas o surcos producidos por lo áspero de los granos de la roca y/o la superficie irregular [3], estriaciones [4], las marcas en creciente formadas por la intersección del plano de falla con las estructuras secundarias [5]. Diversas estructuras secundarias son útiles como indicadores cinemáticos, tales como las fracturas R, R', P y T [5], estructuras en puente [6] y la foliación de la arcilla en una cataclasita [7].

Sin embargo, la información que se obtiene de las estructuras secundarias depende de las propiedades mecánicas de las rocas fracturadas y de las condiciones físicas de la deformación, consecuentemente, pueden ser un tanto ambiguos. No obstante, el estudio minucioso de las estructuras secundarias en fallas con sentido de movimiento conocido e independiente pueden puntualizar los criterios útiles para observar otras fallas formadas bajo condiciones similares en la misma roca, Figuras 1 y 2. Asimismo, cada roca debe ser inspeccionada minuciosamente para identificar la mayor cantidad de indicadores posible, porque la interpretación de estas pequeñas estructuras puede ser complicada y la presencia de indicadores contradictorios es la evidencia en campo que indica la reactivación de una falla. También es recomendable elaborar una escala de confianza, similar en concepto a la que usan los sismólogos para calificar la calidad de las localizaciones de los terremotos, y poder aceptar o rechazar un dato.



Figura 1. Fotografía mostrando un segmento de plano de falla que contiene estructuras secundarias en creciente. El movimiento que se infiere es que el desplazamiento del bloque superior (ausente) fue de izquierda a derecha



Figura 2. Fotografía de un plano que contiene estructuras secundarias de tipo R (Riedel sintético). El bloque ausente se desplazó de arriba hacia abajo, verticalmente

#### 4. ASPECTOS MATEMÁTICOS DE LAS RELACIONES ENTRE ESFUERZO-CIZALLA

El problema principal a resolver es: ¿Cómo influye el esfuerzo en el deslizamiento a lo largo de un plano de debilidad en las rocas? El tensor general de los esfuerzos (**T**, la primera matriz en la Ecuación 1) está relacionado con el tensor de esfuerzos en el sistema coordenado de los esfuerzos principales mediante la siguiente expresión:

$$\begin{bmatrix} a & d & f \\ d & b & e \\ f & e & c \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x1 & x2 & x3 \\ y1 & y2 & y3 \\ z1 & z2 & z3 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \sigma1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma3 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x1 & y1 & z1 \\ x2 & y2 & z2 \\ x3 & y3 & z3 \end{bmatrix} \quad (1)$$

La Ecuación 1 es la expresión matricial de un tensor de rotación, esto es, la transferencia del sistema de los ejes principales a un sistema general de coordenadas cartesianas. Las siguientes expresiones definen a los vectores unitarios a lo largo de los ejes  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ .

$$\begin{bmatrix} x1 \\ x2 \\ x3 \end{bmatrix}, \begin{bmatrix} y2 \\ y2 \\ y2 \end{bmatrix} \text{ y } \begin{bmatrix} x3 \\ y3 \\ z3 \end{bmatrix} \quad (2)$$

El vector del esfuerzo  $\sigma$  actuando sobre el plano de falla caracterizado por su vector normal **n** está dado, en notación vectorial y matricial sucesivamente, por las siguientes ecuaciones:

$$\sigma = \mathbf{Tn} \quad (3)$$

$$\begin{bmatrix} \sigma x \\ \sigma y \\ \sigma z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a & d & f \\ d & b & e \\ f & e & c \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} \quad (4)$$

El módulo del esfuerzo normal  $u$  está dado por el producto escalar de vector de esfuerzo por el vector normal unitario:

$$|u| = \sigma \cdot \mathbf{n} \quad (5)$$

O

$$|u| = x\sigma_x + y\sigma_y + z\sigma_z \quad (6)$$

El vector normal de esfuerzo,  $u$ , es entonces:

$$u = |u|\mathbf{n} \quad (7)$$

O

$$\begin{bmatrix} \tau x \\ \tau y \\ \tau z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma x \\ \sigma y \\ \sigma z \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} ux \\ uy \\ uz \end{bmatrix} \quad (8)$$

Conociendo el vector de los esfuerzos  $\sigma$  y el vector de esfuerzo normal  $u$ , el vector de esfuerzo cortante,  $\tau$ , por lo tanto es:

$$\sigma = \nu + \tau$$

(9)

En un régimen tectónico extensivo ( $\sigma_1$  es vertical) se inducen deslizamientos con componentes normales de movimiento, mientras que en un régimen tectónico compresivo, se induce una inversión de los componentes. Para un eje  $\sigma_2$  vertical, el sentido del componente lateral de movimiento también depende del rumbo de la falla, pero el sentido del componente transversal, inverso o normal, es variable como una función del ángulo entre el rumbo y, digamos, el eje de  $\sigma_3$ .

## 5. DISCUSIÓN

La aplicación de los métodos descritos para el análisis de fallas frágiles es relativamente fácil debido a la proliferación tanto de instrumentos de medición cada vez más precisos como de ordenadores con velocidades de procesamiento elevadas. Por otro lado, la deformación frágil es la más persistente y prominente en la superficie de la Tierra. Sin embargo, se hace la observación en cuanto a no hacer una aplicación ciega de las técnicas que aquí se presentan sin antes llevar a cabo las suposiciones pertinentes y sin evaluar previamente las aproximaciones de los métodos. El viejo adagio referente a las computadoras que dice: “si basura entra basura sale” se aplica claramente en este caso, independientemente de que le estadística de los datos se “vea bien”. Finalmente no podemos hacer el énfasis lo suficientemente fuerte respecto a la necesidad de hacer un buen trabajo de campo y tratar de abarcar toda la región de estudio. En particular, el establecimiento de las edades absolutas y relativas de las rocas deformadas es de importancia crítica. Asimismo, las relaciones de campo tienen las claves definitivas de y la justificación para la aplicación de estos métodos.

Para la representación de datos, es conveniente hacerlo en una red estereográfica para poder incluir los datos tanto de las soluciones de las fallas, los ejes, y los datos de campo. En la Figura 3 se muestra la información de un ejemplo compuesto de 8 planos de falla.

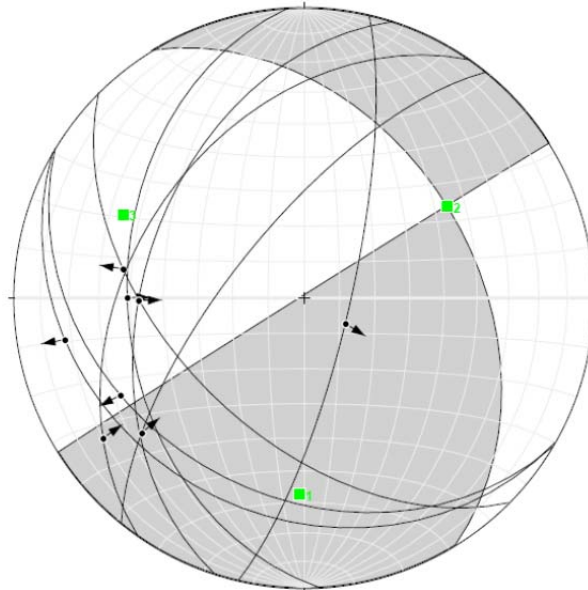


Figura 3. Proyección estereográfica mostrando los datos estructurales de ocho planos de falla. Leer texto para la información completa que contiene el gráfico

En el gráfico se representa el rumbo e inclinación del plano de cada falla, la inclinación y dirección de las estrías, el sentido de desplazamiento relativo de los bloques fallados, la zona de tensión T, zona de

compresión  $P$  y las inclinaciones y direcciones de sus ejes respectivos y las orientaciones (inclinación y dirección) de los tres esfuerzos principales ( $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ ).

Adicionalmente, para tener un mejor control de los datos estructuras y de la cinemática de las fallas, es conveniente elaborar una base de datos que habrá de alimentarse a medida que el estudio se desarrolla y aumenta el número de afloramientos inspeccionados. Asimismo, la base de datos debe incluir la ubicación precisa de los afloramientos.

### CONCLUSIONES

1. Las mediciones en campo deben ser consistentes y ser llevadas a cabo con la mayor precisión posible.
2. La inspección y estudio minucioso de las estructuras secundarias en los planos de falla constituyen la parte fundamental del estudio de la cinemática de las fallas frágiles.
3. La correlación con las estructuras regionales es vital para la eliminación de una posible mal interpretación de los datos.
4. La calidad de los datos y del grado de preservación de las estructuras definirán si se desecha o no un dato.
5. La estadística debe ser robusta y se recomienda una colecta de datos que constituyan una muestra representativa de la cinemática de la deformación.
6. El registro consistente y minucioso de los datos, determina la efectividad del aspecto matemático del estudio.
7. Tener en cuenta que la generación de estructuras menores, depende de la composición, granulometría y comportamiento mecánico de la roca
8. Los datos deben ser acompañados de descripciones pormenorizadas de los afloramientos.
9. La toma de imágenes es definitivamente recomendable, tanto para fines de comparación como de ilustración y estudio subsecuente de las estructuras, que definen el estilo de deformación de la zona estudiada.

### BIBLIOGRAFÍA

1. R. E. Wallace, "Geometry of shearing stress and relation to faulting", J. Geol., Vol. 59, 1951, pp. 118-130.
2. M. H. P. Bott, "The mechanics of oblique slip faulting", Geol. Mag., Vol. 96, 1959, pp.109-117.
3. W. D. Means, "A newly recognized type of slickenside striation", J. Struc. Geol., Vol. 9, 1987, pp. 585-590.
4. R. Arthaud, M. Mattauer, "Sur l'origine tectonique de certains joints stylolitiques paralleles a la stratification; Leur relation avec une phase de distension (exemple du Languedoc): Bul. Soc. Geol. Fr., Vol. 14, pp. 12-17.
5. J. P. Petit, "Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks", J. Struc. Geol., Vol. 9, 1987, pp. 597-608.
6. J. F. Gamond, "Bridge structures as sense of displacement criteria in brittle fault zones", Jour. Struc. Geol. Vol. 9, 1987, pp. 609-620.
7. F. M. Chester, J. M. Logan, "Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl Fault, California", J. Struc. Geol., Vol. 9, 1987, pp. 621-634.

## INTERPRETACIÓN DE LA CINEMÁTICA DE LAS FALLAS NEO-TECTÓNICAS FRÁGILES DEL SECTOR SURESTE DE LA SIERRA DE PACHUCA

José Cruz Escamilla-Casas <sup>a</sup>, Luis Enrique Ortiz-Hernández <sup>a</sup>, Alberto Blanco-Piñón <sup>a</sup>, Enrique Cruz-Chávez <sup>a</sup>, Silvia Patricia Ambrocio-Cruz <sup>a</sup>

<sup>a</sup>Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, UAEH, Mineral de la Reforma, Hidalgo  
[jocesca@uaeh.edu.mx](mailto:jocesca@uaeh.edu.mx)

### RESUMEN:

Las fallas frágiles en la Sierra de Pachuca se asocian con eventos geológicos regionales de deformación neo-tectónica. Debido a lo anterior, en las rocas cenozoicas volcánicas que afloran en el sector sureste predomina la deformación frágil. El objetivo del presente trabajo es determinar el estado de los paleo-esfuerzos en este sector de la Sierra de Pachuca, a partir de datos estructurales de desplazamiento en fallas frágiles.

En Geología Estructural, para el estudio de fallas frágiles se consideran tres etapas: colecta de datos, análisis, e interpretación. En el presente trabajo, los datos de campo colectados son: la actitud del plano de falla, la orientación del deslizamiento, el sentido de movimiento y el grado de confianza en la determinación del sentido de movimiento. Para el análisis de los datos, se observó la consistencia de los datos, la integración de subgrupos de datos, y la determinación del nivel de calidad de los datos.

Finalmente, para la interpretación se aplicó la técnica de la inversión del tensor de los esfuerzos y se consideraron las siguientes dos suposiciones: 1) el desplazamiento en los planos de falla ocurre en la dirección de la solución de los esfuerzos de cizalla y 2) los datos reflejan un campo de esfuerzos uniforme.

Los resultados preliminares de esta investigación combinados con la cartografía geológica muestran lo siguiente: 1) la historia de deformación neo-tectónica frágil en la zona de estudio registra al menos dos etapas, 2) el estado de los esfuerzos indica una rotación levógira de la orientación de los esfuerzos principales y 3) la disposición topológica de las fallas frágiles en la región estudiada sugiere un arreglo Riedel muy probablemente asociado con un movimiento regional lateral izquierdo.

### 1. INTRODUCCIÓN

Gran parte de los procesos geológicos deformantes pueden ser estudiados únicamente en regiones tectónicamente activas. Adicionalmente, la evidencia de la deformación neotectónica se limita a la deformación frágil, misma que se origina en la parte superior de la corteza terrestre. Por otro lado, se entiende que las rocas afectadas por mecanismos plástico-cristalinos ocurren a profundidad.

Específicamente, para el estudio de la deformación frágil, las fallas proporcionan información fundamental por las siguientes razones: (a) las fallas acumulan una proporción considerable de la deformación generada por los mecanismos de deformación frágil, (b) las fallas son estructuras penetrativas en la superficie de la tierra y a escala regional y (c) las fallas pueden establecer el orden de la secuencia cronológica de la historia geológica [1].

En el sector sureste de la Sierra de Pachuca, afloran rocas volcánicas cenozoicas que preservan estructuras generadas por deformación frágil. Tales estructuras, a su vez, preservan a otras de segundo y de tercer orden, mismas que proporcionan información crítica para aplicar los criterios para la

interpretación de la cinemática de los bloques fallados [2, 3, 4]. Las observaciones en campo indican que las fallas estructurales son abundantes, predominando el fallamiento normal y lateral, en menor grado ocurre el fallamiento inverso. Ocasionalmente, el fallamiento subhorizontal o de baja inclinación también se encuentra presente.

En este estudio, para la cuantificación de datos estructurales y determinación de la cinemática en fallas, se aplicó una variante de la técnica de la inversión de los esfuerzos [5, 6] y validado mediante los métodos gráficos para inferir ciertos elementos del tensor de los esfuerzos [7, 8]. Los resultados obtenidos indican que la orientación de los esfuerzos principales tiene una variación significativa. Consecuentemente, se distinguen al menos tres eventos de deformación frágil sucesivos.

Para fines de interpretación regional, se combinaron los resultados de las orientaciones de los esfuerzos principales con la cartografía digital que permite interpretar la distribución espacial de las estructuras. Finalmente, se combinaron los resultados anteriores con la cinemática de una estructura regional, denominada Falla Veracruz [9]. La Falla Veracruz y la topología de las fallas reconocidas en el presente estudio, sustentan la presencia de un movimiento cortical lateral izquierdo y un arreglo topológico de tipo Riedel instaurado durante el Neógeno. Tal movimiento afecta a la Sierra de Pachuca y se evidencia mediante un continuo pulsante de mecanismos de deformación frágil.

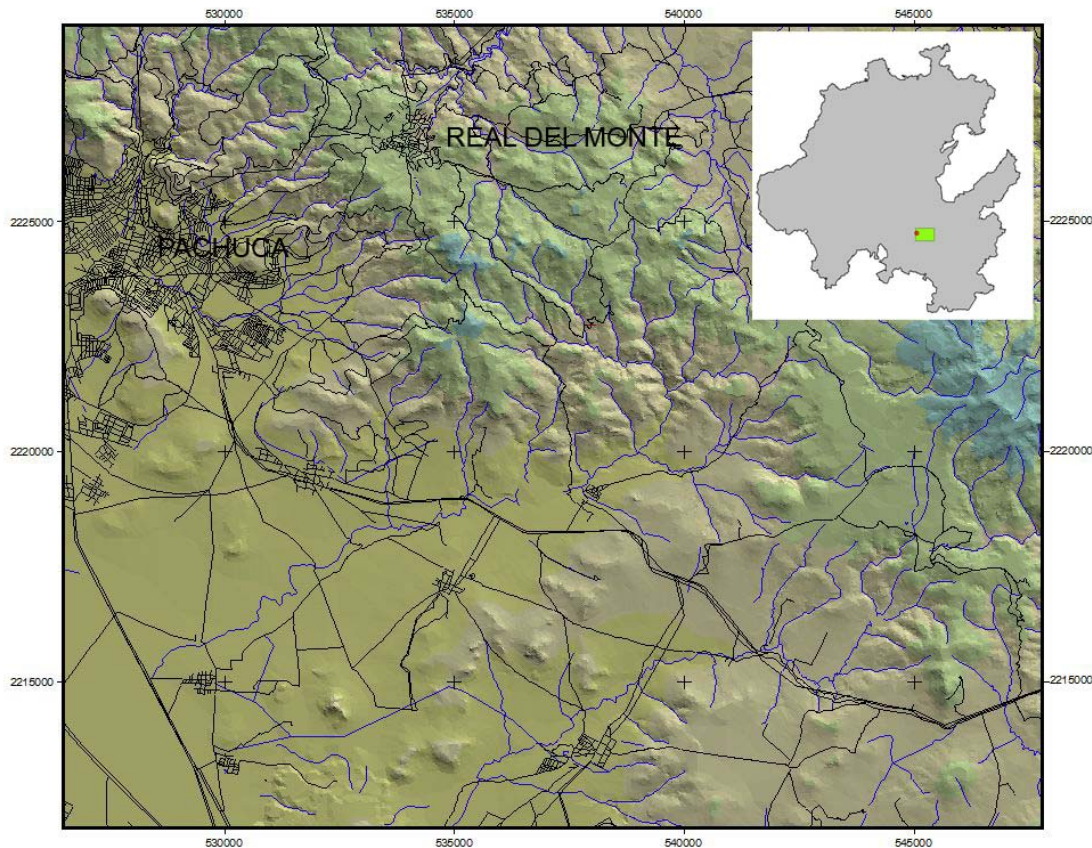


Figura 1. Modelo digital de elevación mostrando el sector sureste de la Sierra de Pachuca, objeto de estudio del presente trabajo. El inserto muestra el contorno del Estado de Hidalgo con la localización del área estudiada. Las coordenadas están expresadas en UTM y son concordantes con el estándar WGS84

## 2. MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio se localiza en el sector sureste de la Sierra de Pachuca (Figura 1). Dentro del contexto geológico regional, el área estudiada se ubica en el sector oriental de la Faja Volcánica Trans Mexicana [10]. Las rocas cenozoicas extrusivas aflorantes son principalmente riolitas, pórfidos riolíticos, andesitas y depósitos irregulares de pumicita. Asimismo, afloran de manera ocasional un cuerpo intrusivo ígneo constituido por un pórfido de dacita y un pórfido cuarcífero. De acuerdo a la estratigrafía reconocida y descrita por Geyne et al. [11], las rocas aflorantes estudiadas pertenecen a las formaciones Vizcaína y Cerezo. Las rocas mencionadas, constituyen el sector oriente del Distrito Minero Pachuca-Real del Monte, yacimiento considerado de calidad mundial.

Siguiendo las relaciones de corte entre las rocas y las fallas y asumiendo que el inicio de la deformación frágil antecede a la mineralización, se puede estimar que la deformación neotectónica del sureste de la Sierra de Pachuca, debió instaurarse en un tiempo anterior a los 20.3 +/- 0.5 Ma (Mioceno). Tal edad corresponde al resultado de la datación de la mineralización realizada mediante K-Ar en la adularia formada hidrotermalmente [12].

La predominancia de los tipos de falla en las rocas con deformación frágil observadas en campo y de acuerdo a la clasificación andersoniana es, en orden descendente: fallas normales, fallas de desplazamiento lateral y en menor cantidad fallas inversas y de bajo ángulo o cabalgaduras. La morfología de las fallas indica que la historia geológica de la Sierra de Pachuca incluye periodos de compresivos y distensivos, mismos que se asocian con la evolución geotectónica de la Faja Volcánica Trans Mexicana.

## 3. METODOLOGÍA

Una falla es una discontinuidad en las rocas la cual resulta por el desplazamiento relativo a lo largo de una zona estrecha o zona de falla. Como consecuencia, existe un desajuste en la geología a lo largo de la estructura. Tal desajuste, el cual es útil para reconocer y localizar zonas de falla en el campo, es comúnmente obvio debido a las diferencias entre ambos lados de la falla. Una consecuencia común de estas diferencias es un contraste en la morfología entre ambos bloques de una falla, debido a: 1) un desplazamiento vertical relativo y 2) velocidades de erosión diferentes entre las diferentes formaciones rocosas.

Con el creciente interés en la tectónica frágil y la neotectónica, se han desarrollado una gran variedad de métodos para analizar los datos de desplazamientos en las fallas. En el presente trabajo, Los datos para efectuar el análisis en fallas consisten en un mínimo de tres observaciones: 1) la orientación del plano de falla, 2) la orientación de las estrías en la superficie fallada y 3) el sentido de desplazamiento. Para obtener la máxima información de los datos de los afloramientos de fallas (p. e. Para obtener la suma del tensor de los momentos) la información acerca del promedio de desplazamiento y del área de la superficie de falla debe obtenerse también. Por otro lado, se considera que una de las maneras más efectivas para determinar la dirección del desplazamiento en fallas es mediante la observación minuciosa de las estrías en el plano de falla. Adicionalmente, las estrías son estructuras que comúnmente se encuentran en los planos de falla y que además, determinan la orientación del desplazamiento.

El método empleado, se basa en las siguientes aspectos matemáticos [13]: El elipsoide de esfuerzos es descrito en su totalidad mediante el tensor de los esfuerzos,  $\mathbf{T}$ , el cual puede ser descrito en forma de una matriz que contiene seis variables independientes, ecuación 1:

$$\begin{bmatrix} a & d & f \\ d & b & e \\ f & e & c \end{bmatrix}$$

(1)

En el sistema coordinado definido mediante los ejes de los esfuerzos principales, el tensor de los esfuerzos tiene una expresión más simplificada con solo tres variables, las magnitudes de los esfuerzos principales, Ecuación 2:

$$\begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix}$$

(2)

Las tres variables que han sido eliminadas corresponden a las orientaciones de los tres ejes principales. Estas orientaciones, en un marco de referencia rectangular, corresponden a tres vectores unitarios perpendiculares entre sí y paralelos a los ejes  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ , los cuales están definidos respectivamente por:

$$\begin{bmatrix} x_1 \\ y_1 \\ z_1 \end{bmatrix}, \begin{bmatrix} x_2 \\ y_2 \\ z_2 \end{bmatrix} \text{ y } \begin{bmatrix} x_3 \\ y_3 \\ z_3 \end{bmatrix}$$

(3)

Estos nueve valores por sí solos corresponden a las tres variables independientes, ya que describen los vectores unitarios los cuales son mutuamente perpendiculares. Como resultado, la expresión general del tensor de los esfuerzos mostrados en la Ecuación 1, contiene tres variables independientes relacionadas a las orientaciones de los esfuerzos principales y otras tres variables independientes relacionadas a las magnitudes de los esfuerzos. De esa forma, los términos de  $a$  hasta  $f$  se computan de acuerdo al siguiente producto matricial, el cual relaciona la forma general del tensor de los esfuerzos no rotados:

$$\begin{bmatrix} a & d & f \\ d & b & e \\ f & e & c \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_1 & x_2 & x_3 \\ y_1 & y_2 & y_3 \\ z_1 & z_2 & z_3 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x_1 & y_1 & z_1 \\ x_2 & y_2 & z_2 \\ x_3 & y_3 & z_3 \end{bmatrix}$$

(4)

Se debe aclarar que la Ecuación 4 es simplemente la expresión matricial de un tensor de rotación, esto es, la transferencia del sistema principal de los ejes principales a un sistema general de coordenadas cartesianas.

El vector de los esfuerzos ( $\sigma$ ) actuante en un plano de falla caracterizado por su vector unitario  $\mathbf{n}$  está dado, en notación vectorial y sucesivamente en notación matricial, por las siguientes expresiones:

$$\sigma = Tn$$

(5)

siendo:

$$\begin{bmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \sigma_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a & d & f \\ d & b & e \\ f & e & c \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} \quad (6)$$

El módulo del esfuerzo normal  $v$  está dado por el producto escalar del vector de los esfuerzos por el vector unitario normal:

$$|v| = \sigma \cdot n \quad (7)$$

ó

$$|v| = x\sigma_x + y\sigma_y + z\sigma_z \quad (8)$$

El vector del esfuerzo normal, por sí mismo,  $v$ , es obtenido con relativa facilidad:

$$v = |v|n \quad (9)$$

ó

$$\begin{bmatrix} v_x \\ v_y \\ v_z \end{bmatrix} = |v| \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \end{bmatrix} \quad (10)$$

Conociendo el vector de los esfuerzos  $\sigma$  y el vector de esfuerzo normal  $v$ , se puede obtener el esfuerzo cortante,  $\tau$ :

$$\sigma = v + \tau \quad (11)$$

esto es:

$$\begin{bmatrix} \tau_x \\ \tau_y \\ \tau_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \sigma_z \end{bmatrix} - \begin{bmatrix} v_x \\ v_y \\ v_z \end{bmatrix} \quad (12)$$

Ahora bien, el problema directo consiste en determinar la orientación y sentido de deslizamiento entre los bloques de la falla conociendo la orientación del plano de falla, para un tensor de los esfuerzos dado,  $T$ . El problema inverso consiste en determinar el tensor medio,  $T$ , conociendo las orientaciones y los sentidos de deslizamiento en numerosas fallas. En ambos casos, se asume básicamente que cada deslizamiento de falla (indicado por las estrías) tiene la dirección y sentido del esfuerzo cortante que corresponde a un tensor de esfuerzos común e individual. Sin embargo, la colecta de datos implica errores, ocurriendo una dispersión en los patrones focales del esfuerzo y, por otro lado, los movimientos entre las fallas influyen uno sobre el otro. En la práctica, uno busca el ajuste óptimo entre todos los datos de desplazamiento en las fallas que a su vez pertenecen a un solo evento tectónico y al mismo tensor de esfuerzos. Para efectuar el ajuste óptimo, se utilizó el programa computacional FaultKin v. 5.5.0 y las condiciones teóricas descritas por Marrett y Allmendinger [14].

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los resultados que se obtuvieron tras la aplicación del procedimiento matemático descrito en la sección anterior, se resumen en la Tabla 1. Para identificar la ubicación de cada estación en el campo, se hace referencia a la Figura 2. Con la finalidad de obtener una estadística robusta, se colectaron un mínimo de 85 datos estructurales en cada estación.

Las estructuras observadas en el campo y las orientaciones de los ejes P y T, indican que la predominancia en la orientación del esfuerzo principal (número 1 en la columna Eje de la Tabla 1) es E-W y N-S. Sin embargo, el valor de la inclinación del eje es bajo. Indicando que la deformación frágil es ocasionada por esfuerzos de bajo ángulo. Por otro lado, las orientaciones de los planos de falla indican una predominancia de orientaciones N-S, seguida de las E-W y en menor grado las NE-SW.

Con la finalidad de correlacionar las observaciones llevadas a cabo en la Sierra de Pachuca con estructuras regionales, se generó el modelo digital de elevación que abarca un segmento de la Falla Veracruz (Figura 3). Sobre el modelo digital se identificaron los lineamientos topográficos más prominentes; se trazaron las líneas paralelas a los lineamientos y sus respectivas perpendiculares. Con lo anterior, se obtiene el punto de rotación de los bloques responsables de generar los lineamientos o polo de Euler.

Se puede observar que los polos de Euler empatan con la traza y con el sentido de rotación de la Falla Veracruz. Asimismo, es importante resaltar que las fallas estudiadas, tienen una orientación sub-paralela a los segmentos que componen los lineamientos topográficos observados a escala regional. Adicionalmente, las orientaciones del Eje P en cada estación configuran una variación en sentido levógiro.

Tabla 1. La ubicación de las estaciones se muestran en la Figura 2. Las abreviaturas empleadas son como sigue: Direc. = dirección; Incl. = inclinación; R = rumbo, E = echado; D = dirección; I = inclinación. Exceptuando las columnas Estación, Eje y Falla, las unidades están expresadas en grados de circunferencia

Estación	Suma del Tensor de los Esfuerzos			Solución de los planos de falla			Eje P		Eje T	
	Eje	Direc.	Incl.	Falla	Plano (R/E)	Sentido de desplazamiento (D/I)	Dirección	Inclinación	Dirección	Inclinación
<b>1</b>	1	218.9	10.4	1	307.1/40.1	50.1/39.4	95.1	81.7	224.2	5.3
	2	309.7	4.3	2	140.1/50.6	217.1/49.9				
	3	61.6	78.7							
<b>2</b>	1	65.2	3.2	1	145.4/42.6	254/41.1	316.5	80.1	65.2	3.2
	2	155.7	9.4	2	344/48.9	55.4/47.4				
	3	316.5	80.1							
<b>3</b>	1	122.9	4.6	1	217.1/40.5	60.8/40.3	262.4	83.9	122.9	4.6
	2	32.5	3.9	2	29.2/40.7	127.1/49.5				
	3	262.4	83.9							

4	1	159.9	22.3	1	253.2/22.7	21.5/22.6	335.1	67.6	159.9	22.3
	2	69.2	1.7	2	68.5/67.4	163.2/67.3				
	3	335.1	67.6							
5	1	194.7	14.6	1	274.6/31	20.7/30	194.7	14.6	41.8	73.7
	2	286.6	7.1	2	110.7/60	184.6/59				
	3	41.8	73.7							
6	1	56.2	12.8	1	279.2/49.7	67.5/31.8	122.9	56.1	220.1	4.8
	2	324	8.8	2	157.5/58.2	189.2/40.3				
	3	200.5	74.4							

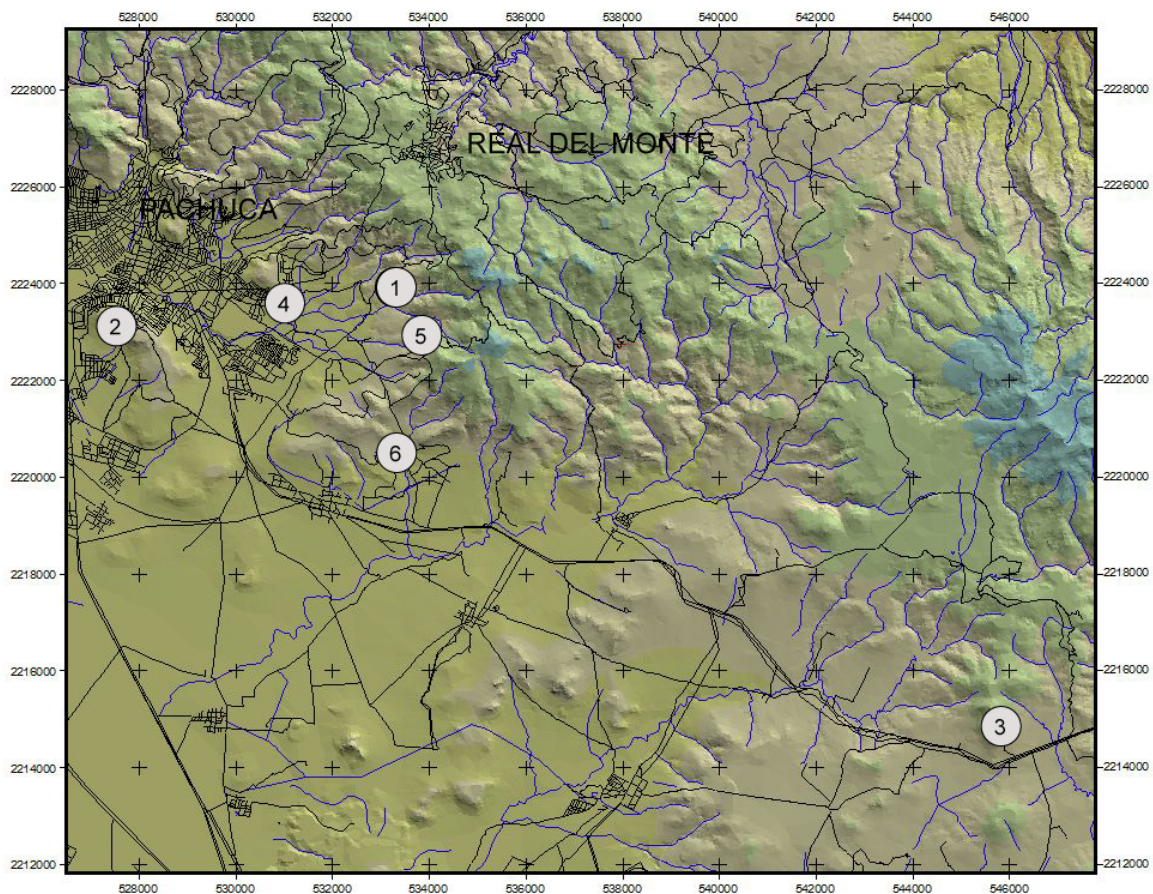


Figura 2. Modelo digital de elevación mostrando la localización de las estaciones en campo. Las coordenadas están expresadas en UTM y son concordantes con el estándar WGS84

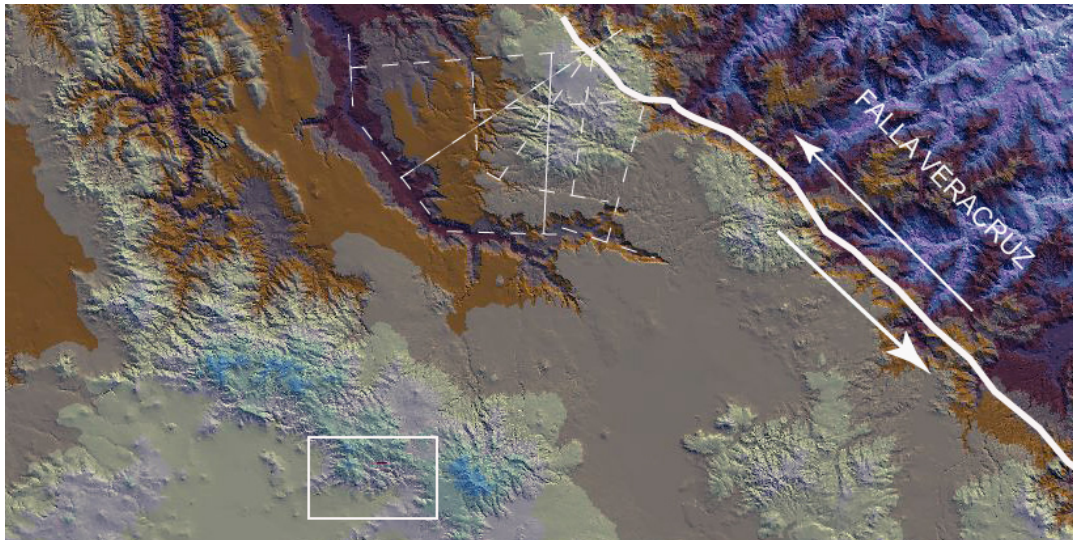


Figura 3. Modelo digital de elevación mostrando el recuadro donde se localiza la zona de estudio, la traza de la Falla Veracruz y los trazos paralelos a los lineamientos topográficos que definen el polo de Euler. Las coordenadas están expresadas en UTM y son concordantes con el estándar WGS84

## CONCLUSIONES

1. Los lineamientos topográficos observados en el modelo de elevación digital de escala regional, definen polos de Euler que convergen a lo largo de la traza de la Falla Veracruz.
2. La disposición escalonada de la traza de las fallas en la Sierra de Pachuca, son paralelas a los segmentos de los lineamientos topográficos regionales.
3. Los datos estructurales, la determinación de la cinemática de las fallas y la técnica de la inversión del tensor de los esfuerzos permiten inferir el estado de los esfuerzos prevaleciente en el momento de ocurrir la deformación frágil para cada estación, definiendo al menos tres eventos de deformación.
4. La variación en la orientación de los esfuerzos define, consistentemente, un giro levógiro.
5. Si la deformación frágil en la Sierra de Pachuca se asocia con la cinemática de la Falla Veracruz, entonces las fallas en la Sierra de Pachuca estarán asociadas a un sistema neotectónico activo.

## BIBLIOGRAFÍA

1. R. Marret, R. W. Allmendinger, "Kinematic analysis of fault-slip data", *J. Struct. Geol.*, Vol. 12, 8, 1990, pp. 973-986.
2. J. P. Petit, "Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks", *J. Struct. Geol.*, Vol. 9, 5/6, 1987, pp. 597-608.
3. M. Doblas, "Slickenside kinematic indicators", *Tectonophysics*, 295, pp. 187-197.
4. J. W. Gephart, "Stress and the direction of slip on fault planes", *Tectonics*, Vol. 9, 4, 1990, pp. 845-858.
5. J. Zalohar, M. Vrabec, "Combined kinematic and paleostress analysis of fault-slip data: The Multiple-slip method", *J. Struct. Geol.*, 30, 2008, pp 1603-1613.
6. P. Molnar, "Average regional strain due to slip on numerous faults of different orientations", *J. Geoph. Res.*, Vol. 88, B8, 1983, pp. 6430-6432.

7. J. Angelier, P. Mechler, “Sur un methode graphique de recherche des contraintes principales egalment utilisable en tectonique et en seismologie: La methode des diedres droits”, Bull. Soc. Geol. Fr., Vol. 19, 1977, pp. 1309-1318.
8. B. Céleriér, A. Etchecopar, F. Bergerat, P. Vergely, F. Arthaud, P. Laurent, “Inferring stress from faulting: From early concepts to inverse methods”, Tectonophysics, Vol. 581, 2012, pp. 206-219.
9. L. Andreani, C. Rangin, J. Martínez-Reyes, C. Le Roy, M. Aranda-García, X. Le Pichon, R. Peterson-Rodríguez, “The Neogene Veracruz fault: evidences for left-lateral slip along the southern Mexico block”, Bull. Soc. Géol. Fr., T. 179, 2, 2008, pp. 195-208.
10. A. Gómez-Tuena, M. T. Orozco-Esquivel, L. Ferrari, “Petrogénesis de la Faja Volcánica Transmexicana”, Bol. Soc. Geol. Mex. Vol. 57, 3, 2005, pp. 227-283.
11. A. R. Geyne, C. Fries, K. Segerstrom, R.F. Black, I.F. Wilson, “Geology and mineral deposits of the Pachuca-Real del Monte District, State of Hidalgo, Mexico”, Consejo de Rec. Min., Publ. 5E, 1963, 205 p.
12. L.E. Sánchez-Rojas, J. A. Arredondo-Mendoza, E. A. Cardoso-Vázquez, “Carta Geológico-Minera Pachuca F14-D81 Hidalgo y Estado de México”, Ser. Geol. Mex., 2007.
13. P. L. Hancock, “Fault Slip Analysis and Palaeostress Reconstruction” in *Continental Deformation* (Pergamon Press, Inc, 660, Tarrytown, New York 10591-5153, U.S.A., 1994) Chapter 4, pp. 53-100.
14. R. Q. Marrett, R. W. Allmendinger, “Kinematic análisis of fault-slip data”, Jour. Struct. Geol., Vol. 12, 1990, pp. 973-986.

## EL YACIMIENTO DE METALES BASE EN MOLANGO, HIDALGO, MÉXICO: ESTRUCTURA Y MINERALOGÍA

Eduardo Cerecedo S. <sup>a</sup>, Paola D. Andrade T. <sup>a</sup>, Ventura Rodríguez L. <sup>a</sup>, Diana M. Morales R. <sup>a</sup>, Juan Hernández A. <sup>a</sup> & Eleazar Salinas R. <sup>a</sup>

<sup>a</sup> Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, UAEH, Mineral de la Reforma, Hidalgo  
[mardenjazz@yahoo.com.mx](mailto:mardenjazz@yahoo.com.mx)

### RESUMEN

La mineralización de metales base en Molango (Oriente de México) está constituida por dos tipos de mineralización que yacen en la Formación Huayacocotla que data del jurásico inferior: En Molango, la primera mineralización es de tipo estratiforme con Pb - Zn, yace en lutitas y pizarras negras; entre tanto, la segunda mineralización es predominante, y es de tipo filoniana con canales de conducción tipo stockwork en areniscas y alta silicificación con Cu, concordante con las areniscas infrayacentes.

En la mineralización filoniana, por medio de DRX, se logró identificar pirita, calcopirita, pirrotina, pequeñas cantidades de esfalerita y arseniuros de Co-Ni. Además, en el límite de detección del equipo se encontraron pequeñas cantidades de seleniuros y telururos de Bi, Ag y Pb. Entre tanto, la mineralización estratiforme, es más restringida, y existe una estructura zonal, en que es posible observar con lente de mano un predominio de pirita en la base y minerales opacos posiblemente de galena y esfalerita hacia la cima. Por otro lado, cabe mencionar que en el área de estudio, las rocas protojurásicas se encuentran deformadas por cabalgamientos quizá debido a un periodo de reactivación de fallas normales. Así mismo, con base en el contexto geodinámico extensional en que se formaron las series sedimentarias observadas y la mineralización aquí estudiada, se infiere que la asociación de facies estratiformes ensambladas con secuencias sedimentarias ricas en pizarras negras con raíces exhalativas, permite proponer aquí un modelo SEDEX (Sedimentario Exhalativo) para estas mineralizaciones.

### 1. INTRODUCCIÓN

El distrito manganesífero de Molango en la actualidad no ha sido explorado para ubicar yacimientos de metales base. Por lo que el presente trabajo tiene como objetivos exponer las características geológicas y la mineralogía preliminar del yacimiento de metales base en Molango; el cual, conjuntamente con varias manifestaciones minerales de pequeño tamaño, posiblemente forma parte de un campo mineral mayor.

Cabe mencionar que esta región ha sido interpretada como un Rift triásico jurásico por E. Cerecedo y E. Salinas-Rodríguez [1], y E. Cerecedo, A. Cantú [2].

Lo anterior, es importante, porque es ampliamente aceptado que los yacimientos sedimentarios exhalativos (SEDEX) y otros depósitos sedimentarios estratiformes ocurren en ese ambiente, Goodfellow, [3], Maynard [4], Joan Carles Melgarejo [5] mencionan que los yacimientos SEDEX ocurren en secuencias litológicas de características tectónicas muy similares a estos del Rift Molango.

Por otro lado, el área de estudio Figura 1, contiene vestigios estratigráficos y estructurales que permiten inferir una etapa de trasgresión neojurásica, según Cantú-Chapa [6], que se relaciona también con la mineralización SEDEX. A continuación, se describe la columna geológica del área de estudio que proporciona vestigios de un Rift antiguo.

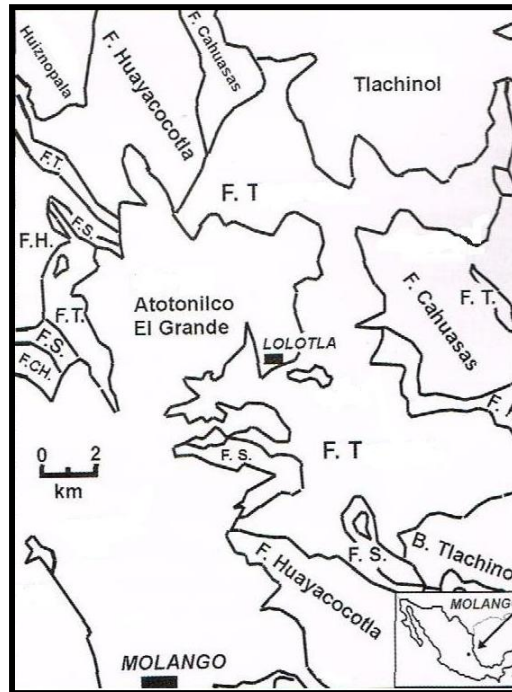


Figura 1. Plano geológico de la región de Molango, Hidalgo. Este de México. GH = Gneis Huiznopala, F.H. = Formación Huayacocotla, F.T. = Formación Tepexic, F.S. = Formación Santiago, F. CH = Formación Chipoco, F.Kti. = Formación Tamaulipas Inferior. Escala gráfica incluida

Basamento de edad Grenviliana, Gneis Huiznopala [7], el cual consiste en ortogneis (granítico y gabrónico) y paragneis (calcáreo, pelítico y psamítico) que son remanentes de pilares tectónicos jurásicos.

Las rocas de posible edad paleozoica están ausentes en esta área; no obstante, hay evidencias de una secuencia de arenisca y lutita (Formación Otlamalacatla), además, de una secuencia volcanosedimentaria (Formación Tuzancoa) [8], que podrían ser de esa edad.

El Jurásico inferior:

(Formación Huayacocotla) [9] consta de tres miembros, el inferior formado por conglomerado, el miembro intermedio contiene conglomerado, arenisca y lutita. El miembro superior, consta de arenisca, lutita y en menor proporción, conglomerado, además, en esta formación yace la mineralización SEDEX de metales base; debido a la naturaleza siliciclástica del afloramiento mineralizado puede clasificarse como yacimiento SEDEX del subtipo Selwyn.

El Jurásico medio está representado por:

- Capas rojas (Formación Cahuwasas) con un espesor de 0 a 300 m; en la localidad tipo tiene 2000 m de espesor y,

- Por caliza arenosa, marga y lutita de ambiente marino somero (Formación Tepéxic) con espesores de 40 a 350 m. Ambas formaciones, están en discordancia angular sobre las rocas de edad Jurásico inferior,

El Jurásico superior. Está formado por lutita, y caliza negra con lutita (Formación Santiago [6] y Formación Chipoco [8], respectivamente); estas formaciones yacen concordantemente sobre el Jurásico medio. El espesor de la Formación Santiago es de 40 a 160 m y el de la Formación Chipoco de 40 a 240 m.

El Jurásico superior – Cretácico. Está constituido por caliza negra con pedernal (Formación Pimienta) y descansa concordantemente sobre la Formación Chipoco, el espesor promedio de la Formación Pimienta es de 280 m.

La cubierta mesozoica está truncada por una superficie de erosión sobre la que se depositaron conglomerados terciarios (Grupo el Morro) seguida por una serie de derrames de lava alcalina, basáltica (Formación Tlanchinol) y finalmente, una secuencia bimodal de basaltos y riolitas de la Formación Atotonilco el Grande.

Por otro lado, en lo referente a la tectónica en el área del Rift Molango [1,2] se observan tres eventos tectónicos principales, que se describen como sigue:

1. Evento de extensión, durante el jurásico inferior que concluyo hacia el jurásico medio, originando horst y grabens de orientación NNW - SSE y S – E, se infiere que este evento es el que está directamente relacionado con el emplazamiento de la mineralización de metales base.
2. Evento compresivo, las rocas sedimentarias jurásicas cretácicas fueron plegadas durante el Cretácico superior al Eoceno superior (Orogenia Laramide), y formaron un conjunto complejo de pliegues y cabalgaduras, en esta zona es posible observar la reactivación como fallas inversas de las fallas normales jurásicas, que permiten inferir en las cercanías un horst jurásico, quizá debido a un acortamiento relativo local.
3. Evento de extensión posplioceno, evidenciado por fallas normales de rumbo NW – SE que originaron el graben Molango.

## 2. PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

En la zona de estudio se extrajo una muestra de núcleo, en la que es posible observar la mineralogía del yacimiento filoniano con los típicos canales de conducción tipo stockwork, y en los alrededores del afloramiento una continua sección estratigráfica que permite obtener una relación preliminar de la geología, estratigrafía y tectónica del lugar para ubicar a la mineralización estudiada en una edad relativa del jurásico inferior.

Por otro lado, las muestras de material mineralizado así obtenidas, fueron estudiadas por diferentes métodos analíticos para establecer un análisis sistemático preliminar del yacimiento objeto de estudio, por lo que los esfuerzos se concentraron en los primeros cuatro metros de la principal zona mineralizada observándose en análisis mesoscópico; pirita fina diseminada y predominio de alta silicificación.

Por otro lado, la microscopia electrónica de barrido fue empleada para estudiar texturas y distribución cualitativa de los elementos en las muestras de núcleo.

Por ello las muestras para determinar la composición por medio de EDS fueron cuarteadas y finamente pulverizadas (a malla +200 o más de 35  $\mu$ m molidas con mortero de ágata, se montaron en papel de aluminio adhesivo y sin recubrimiento; posteriormente las muestras colectadas de núcleo fueron cortadas y recubiertas con oro para ser analizadas en un microscopio JEOL JSM-6300 y equipado con un detector EDS.

Entre tanto, los análisis de difracción de rayos X (XRD) en muestras de núcleo fueron preparadas pulverizando la muestra en un mortero de ágata a un tamaño de partícula aproximado de  $-10\ \mu\text{m}$ , luego, se compactó en un porta muestras de aluminio de aproximadamente 1 cm de diámetro, con el apoyo de un pistón de Al de 2.54 cm de longitud.

La muestra así montada; se colocó en un difractómetro Marca Inel, modelo Equinox 2000 provisto de un detector curvo operable con mezcla de gas Etano-Argón de alta pureza 99.9 %. Este tipo de análisis efectuado es de la zona mineralizada, y cuyos datos obtenidos del difractograma se compararon y evaluaron con el software de difracción Match 3.0.

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Para reconocer las características físicas de los minerales se realizó un análisis mesoscópico, además, se ubicó los minerales; rocas, alteraciones o anomalías geoquímicas y cartografió su disposición en el afloramiento para así poder relacionar tales anomalías entre diversos afloramientos.

#### Mineralogía

La secuencia estratigráfica en donde se extrajo el núcleo de barrenación, corresponde al jurásico inferior, y la composición de la columna estratigráfica obtenida por medio de MEB-EDS se muestra en la tabla 1, que permite inferir la existencia de dos pulsos exhalativos por la presencia de minerales de alta temperatura obtenidos también por medio de DRX y con mayor concentración de minerales exhalativos del tipo  $(\text{Mg,Fe})\text{Fe}_2\text{O}_4$ , en contraste con minerales de mediana a baja temperatura que indican el final del pulso en este caso del mineral de albita  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ .

Tabla 1. Composición de la columna estratigráfica obtenida por medio de MEB-EDS

Profundidad (cm)	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (ppm)	MgO (ppm)	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (ppm)	SiO <sub>2</sub> (ppm)	CaO (ppm)
-50	0.14	0.12	1.67	97.31	0.19
-75	0	0	6.18	97.45	0.07
-100	0.17	0.21	1.55	91.84	0
-125	0	0	2.82	97.89	0
-250	0	0.18	5.82	96.64	0
-275	0.18	0.24	4.23	92.55	0.05
-300	2.64	0.55	0.99	90.8	0
-325	0.29	0	1.41	97.37	0
-350	0.02	0	4.7	98.04	0.03
-375	0.11	0.11	3.33	93.96	0.05
-400	0	0	0.44	96.02	0.02
-425	0	0	2.78	98.99	0
-450	0	0.08	0.03	96.61	0.03

Por otro lado, es evidente que los minerales de hematites son amorfos a mayor profundidad como puede observarse en la Figura 2, en donde se presenta una anomalía de hematites de tipo botroidal típica de emanaciones exhalativas al que podría atribuirse el cambio en la cristalinidad de forma cúbica y tetragonal a una de tipo amorfo.

Así mismo, por medio de DRX se logró identificar la relativa abundancia de al menos 4 minerales predominantes en el yacimiento estudiado a través de toda la columna litológica.

Estos son: Cuarzo (PDF: 00-046-1045), albita (00-003-0508), carbonato de calcio (01-087-1863), óxido de aluminio (00-050-1496), y pirita (01-076-0964).

Los minerales que se observan en menor proporción son: Calcopirita (00-037-0471), Pirrotita (00-002-1241) y esfalerita (00-036-1450), en adición de pequeñas cantidades de orcelita de Co – Ni arseniato [orcelita  $(\text{Ni,Fe,Cu})_{4.2}(\text{As,S})_2$ ].

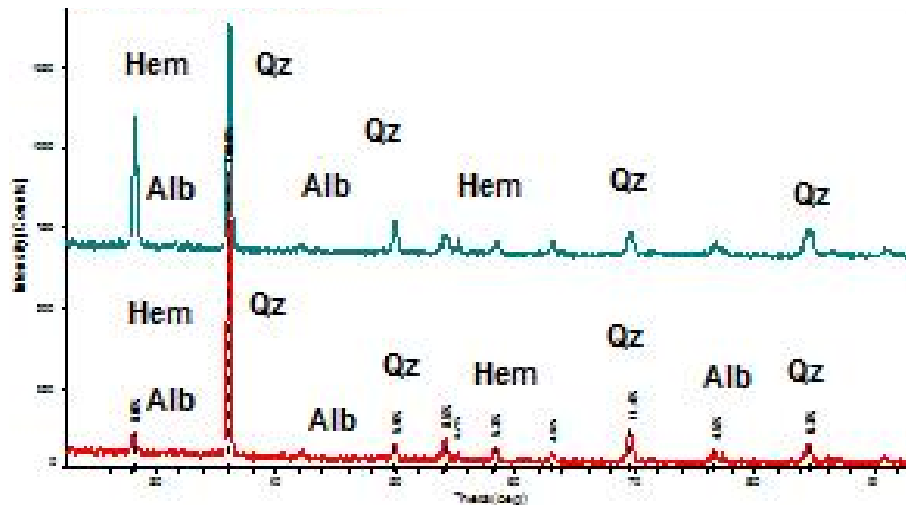


Figura 2. Obsérvese en el difractograma inferior la relativa tendencia amorfa que puede atribuirse a una anomalía de hematitas de tipo botroidal típica de emanaciones exhalativas.

Hem = Hematita, Alb = Albita, Qz = Cuarzo.

## CONCLUSIONES

Las relaciones tectónicas observadas indican un evento que favoreció la mineralización de metales base durante el jurásico inferior; tal evento está representado por una fase de extensión que abarcó hasta una edad pre - oxfordiana, que afectó a la mineralización.

El área posee vestigios de un posible Rift jurásico, megaestructura que favoreció el emplazamiento de la mineralización de metales base en esa región del este de México.

Los valores de metales base en el afloramientos pueden considerarse típicos; así mismo, el afloramiento estudiado puede clasificarse como yacimiento SEDEX de metales base dentro del subtipo Selwyn.

La columna estratigráfica obtenida por medio de MEB-EDS muestra la existencia de dos pulsos exhalativos que pueden inferirse por la presencia de minerales de alta temperatura obtenidos también por medio de DRX, minerales exhalativos del tipo  $(\text{Mg,Fe})\text{Fe}_2\text{O}_4$ , en contraste con minerales de menor temperatura que indican el final del pulso, del tipo de albita  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ .

Además, el cuerpo mineralizado muestra claramente un zoneamiento mineralógico, que se refleja en los análisis de los minerales principales.

**AGRADECIMIENTO:** Los autores agradecen al CONACyT – Gobierno del Estado de Hidalgo, por el apoyo financiero para llevar a cabo el proyecto número 0193180 22. También, agradecemos ampliamente por el apoyo recibido a la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo.

## BIBLIOGRAFÍA

1. E. Cerecedo, E. Salinas “Guía rápida de Exploración Geológica Minera”, Editorial Académica Española, Saarbrücken, Alemania. 2013, pp. 73
2. E. Cerecedo, A. Cantú “La mineralización mesojurásica de cobre – plata en rocas sedimentarias de origen continental del subtipo cobre en el Rift Molango, Estado de Hidalgo, México. Parte I, Geología. Rev. Petroquímex. Julio – Agosto 2004, pp. 38-40
3. W. D. Goodfellow, “Geology and genesis of stratiform sediment-hosted (SEDEX) Zn-Pb-Ag sulphide deposits”, in *Kirkham et.al, eds.*, (Mineral Deposit Modeling, Geological Association of Canada, Special Paper 40), 1993, pp. 201-251.
4. B. J. Maynard, “Tectonic Subsidence Analysis in the Characterization of Sedimentary Ore Deposits: Examples From the Witwatersrand (Au), White Pine (Cu), and Molango (Mn)”. *Economic Geology* , 1993, pp. 37-50.
5. J. C. Melgarejo, “Atlas de Asociaciones Minerales en Lámina Delgada”, Ediciones Universitat de Barcelona, 1997, pp. 1075.
6. A. Cantú “Las Transgresiones en México del jurásico Medio (noroeste y sureste) Superior (centro y Norte)”, *Revista Mexicana del Petróleo*, Año XXXIV noviembre-diciembre, Núm. 342,1993, pp. 54-58.
7. M. Mendoza, M. Ramírez, E. Cerecedo “Petrografía y evolución de las rocas del Precámbrico en el Noreste del Estado de Hidalgo (Gneis Huiznopala)\_Revista de avances en la investigación científica de metalurgia extractiva, materiales y geología del CIMMMYSH A.C. 2009, pp. 1-26
8. H. R. Ochoa, “Geología del Anticlinorio de Huayacocotla” Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo e Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, ED., *II Convención Sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados: Libro-guía de las excursiones geológicas*, Excursión 1: Pachuca, Hidalgo, 1996, pp. 19-25.
9. H. K. Erben. “El Jurasico Inferior de Mexico y sus amonitas”. *Congreso Geologico Internacional Mexico*, D.F: Monografía 1956, pp. 393.
10. M. P. Okita, “Manganese Carbonate Mineralization in the Molango District, Mexico”, *Economic Geology*, Vol. 87, 1992, pp.1345-1366.

## ESTRUCTURAS VOLCÁNICAS LACUSTRES EN AMAJAC, ESTADO DE HIDALGO (MÉXICO CENTRAL)

Luis E. Ortiz Hernández<sup>a</sup>, José Escamilla Casas<sup>a</sup>, Alberto Blanco Piñón<sup>a</sup>, Enrique Cruz Chávez<sup>a</sup>,  
Patricia Ambrocio Cruz<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales, UAEH, Mineral de la Reforma, Hidalgo  
[leoh44@hotmail.com](mailto:leoh44@hotmail.com)

### RESUMEN

En el estado de Hidalgo, en el centro de México, se tienen estructuras volcánicas formadas en un lago del Plioceno-Pleistoceno (paleolago de Amajac). Las estructuras reconocidas incluyen columnas, tubos de explosión, lavas almohadilladas y grandes esferoides y elipsoides de material volcánico que se presentan en la cima de la sucesión sedimentaria-volcánica correlacionada con la Formación Atotonilco El Grande, del Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano.

El espesor de la Formación Atotonilco El Grande se considera de alrededor de 550 m, en donde los primeros 350 m de la base corresponden a una secuencia clástica lacustre, con influencia volcánica, y los 200 m restantes, de la cima, corresponden a derrames de lava, donde ocurren las estructuras mencionadas.

Las lavas se presentan generalmente como derrames fisurales de 3 a 4 m de espesor, formando mesetas, en las cuáles es común encontrar columnas en el frente de los derrames, o también algunos tubos de explosión de forma de embudo.

Las lavas almohadilladas ocurren en afloramientos esporádicos de 8 m de espesor y sobreyacen a sedimentos del lago de Amajac. Las dimensiones de las almohadilladas son variables, de 10 cm de diámetro las más pequeñas, mientras que las mayores alcanzan los 20 cm. Estas almohadillas están embebidas en palagonita o en un material tobáceo muy alterado a minerales arcillosos. Las lavas contienen abundantes vesículas y por lo general, se asocian a esferoides y elipsoides de lava de alrededor de 10 m de diámetro, cuyo rasgo característico son las fracturas concéntricas. Estas estructuras puedan corresponder a mega-almohadillas o a grandes burbujas de lava, las cuáles al entrar en contacto con agua, han sido infladas por expansión del gas.

El conjunto de estructuras volcánicas atestiguan de la interacción de la lava con un tirante de agua somera del paleolago.

### 1. INTRODUCCIÓN

La localidad de Santa María Amajac se localiza a 35 km al norte de la ciudad de Pachuca, y a 5 km al noroeste del poblado de Atotonilco El Grande, en el estado de Hidalgo, en México central, en la confluencia de las provincias geológicas de la Faja Volcánica Transmexicana y el Cinturón Mexicano de Pliegues y Fallas [1], entre las coordenadas geográficas 20° 10' - 20° 20' N y 98° 40' - 98° 50' O (Figura 1).

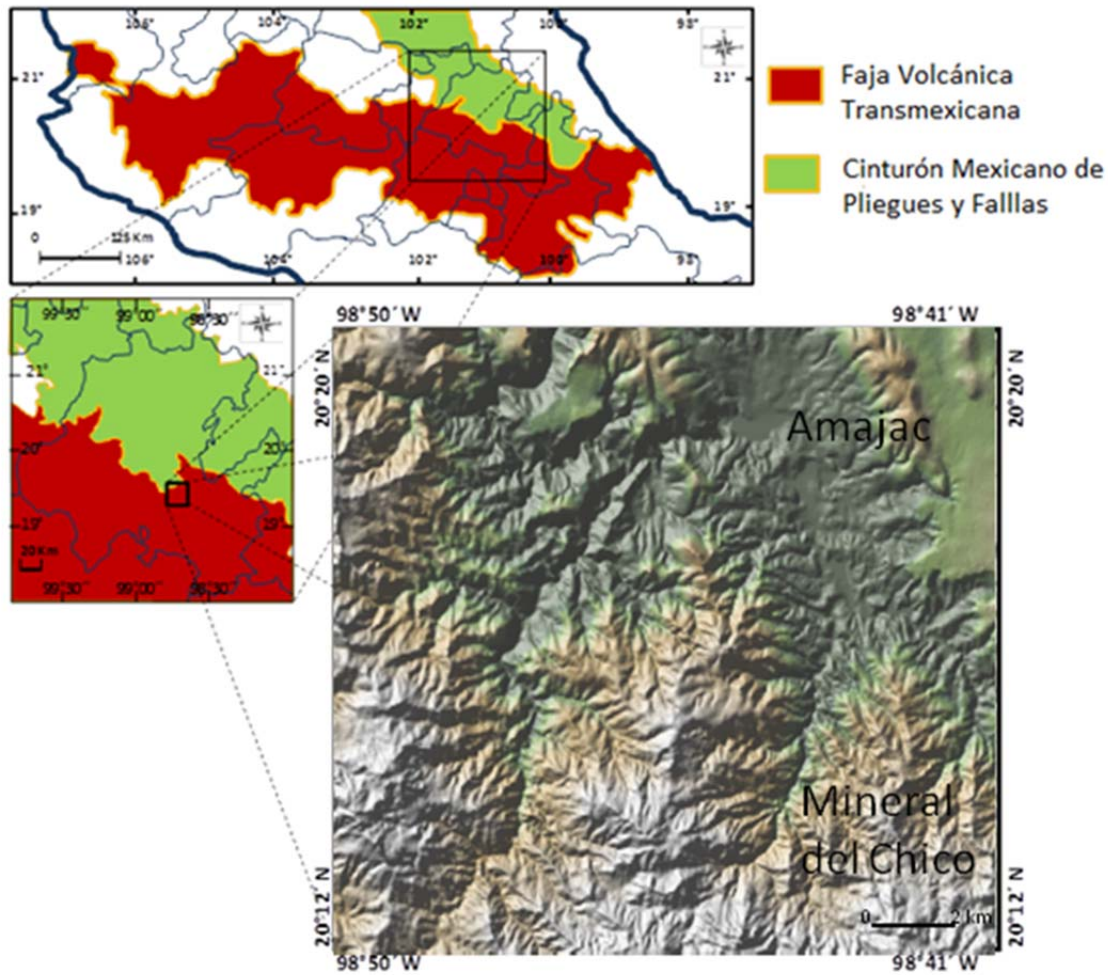


Figura 1. Mapa de localización geográfica de la región de Amajac

### ESTRATIGRAFÍA

La cartografía geológica de Santa María Amajac fue realizada hace varios años [2-4]. Estos autores identificaron las diferentes litologías que afloran en la región y realizaron secciones geológicas que muestran la estructura geológica a escala 1:50,000 y 1:25,000.

Otros autores [5] interpretan la existencia de un paleolago en el cual existía fauna variada [6] y flora de clima templado subhúmedo del Plioceno (Blancano) [7] y Pleistoceno.

Cruz-López [8] establece la evolución estructural de la región de Amajac, reconociendo la presencia de fallas de orientación preferencial N-S, NE-SO y E-O.

Ninguno de estos autores, sin embargo, reportan la presencia de estructuras volcánicas que ocurren hacia la cima de la sucesión lacustre, como son tubos de explosión, lavas almohadilladas y esferoides y elipsoides.

De acuerdo a los diferentes autores, la geología del área (Figura 2) está representada por la Formación El Doctor (El Abra) del Albiano-Cenomaniano, cubierta discordantemente por las formación Méndez y Soyatal del Cretácico Superior [9] y por el conglomerado Amajac (Conglomerado El Morro) (Eoceno-Oligoceno) [2, 3], además de rocas volcánicas del Grupo Pachuca (Oligoceno-Plioceno)[10], rocas

clásticas de la Formación Atotonilco El Grande que va desde el Plioceno Tardío hasta el Pleistoceno Temprano [11] y por depósitos recientes (talud, aluvión y caliche).

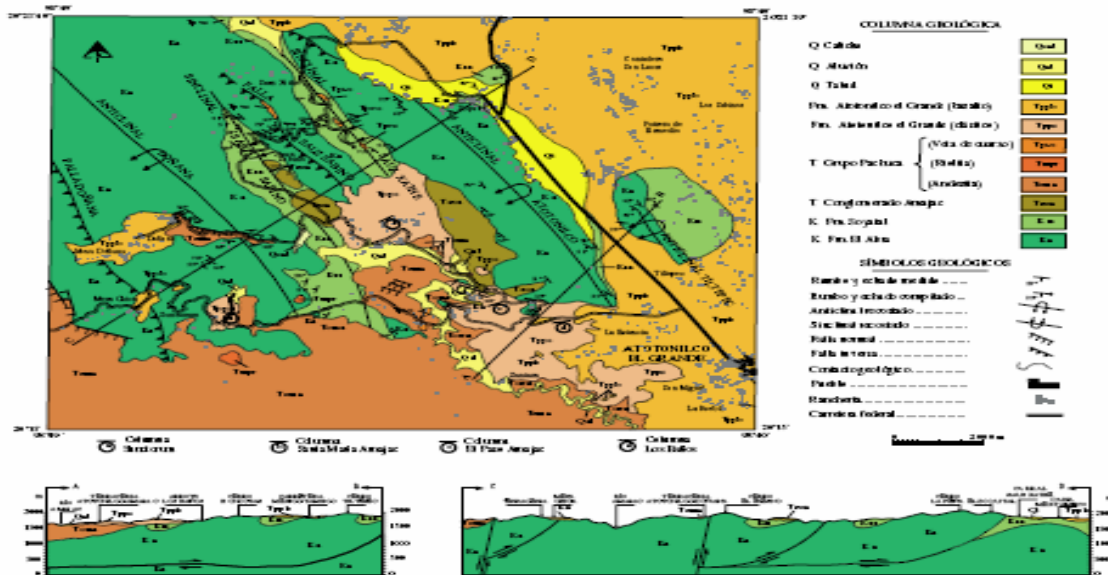


Figura 2. Mapa y secciones geológicas de Santa María Amajac [5]

La región de Santa María Amajac formaba parte en el Cretácico Inferior de la porción sudoriental de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí, o localmente de la Plataforma de Actopan [12]. Esta fue afectada por la orogenia Laramide en el Cretácico Superior-Terciario Inferior, produciendo fallas de cabalgadura y pliegues orientados al NNE. En el Plioceno se formó un lago en el que se depositó una secuencia clástica continental [5], siendo extravasados basaltos fisurales en el Plioceno hasta el Cuaternario.

En base a las edades en microfósiles recolectados en la zona [5] y a estudios isotópicos de trazas de fisión y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  [13], se le asigna a la Formación Atotonilco El Grande una edad de  $4.2\pm 0.3$  y  $4.9\pm 0.01$  Ma (Plioceno). Cantagrel y Robin [14], le asignan al basalto Atotonilco una edad Plioceno-Pleistoceno (2.5-2.3 Ma, K/Ar en roca total), mientras que Sánchez-Rojas y Osorio-Pérez [15] fecharon el basalto de Santa María Regla en  $2.58\pm 0.15$  (Plioceno, Piacenciano-Geliaciano, K/Ar en roca total)

La Secuencia Basáltica Atotonilco se distribuye en forma de mesetas y pequeñas ventanas de erosión, como las localizadas en los poblados de Santana y Santa María Amajac, así como como la Mesa Doñana y al Sur de la Mesa Chica. Está compuesta principalmente de basalto de color gris, de forma masiva o en bloques, como los que afloran en el libramiento del poblado de Atotonilco el Grande y de forma columnar con espesores mayores a 3 m, como los que se observan a 700 m al sur del balneario de aguas termales de Santa María Amajac, sobre la carretera Atotonilco El Grande-Santa María Amajac, el cual sobreyace a la secuencia Atotonilco El Grande clástica.

El espesor de la Formación Atotonilco El Grande se considera de 550 m, medidos en una columna compuesta, en donde los primeros 350 m de la base corresponden a una secuencia clástica lacustre, con influencia volcánica, y los 200 m restantes, de la cima, corresponden a coladas de lava.

## 2. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

El estudio es correspondiente a la cima de la secuencia volcánica lacustre de Amajac. Los derrames sobreyacen a sedimentos clásticos de la cima de la Formación Atotonilco El Grande.

Por lo común, las lavas se presentan como derrames fisurales formando mesetas, de 3 a 4 m de espesor, en las cuáles es común encontrar disyunción columnar en el frente de los derrames (Figura 3a), o también forman algunos tubos de explosión en forma de embudo (Figura 3b) o derrames de lava basáltica con estructuras de almohadillas (Figura 4).

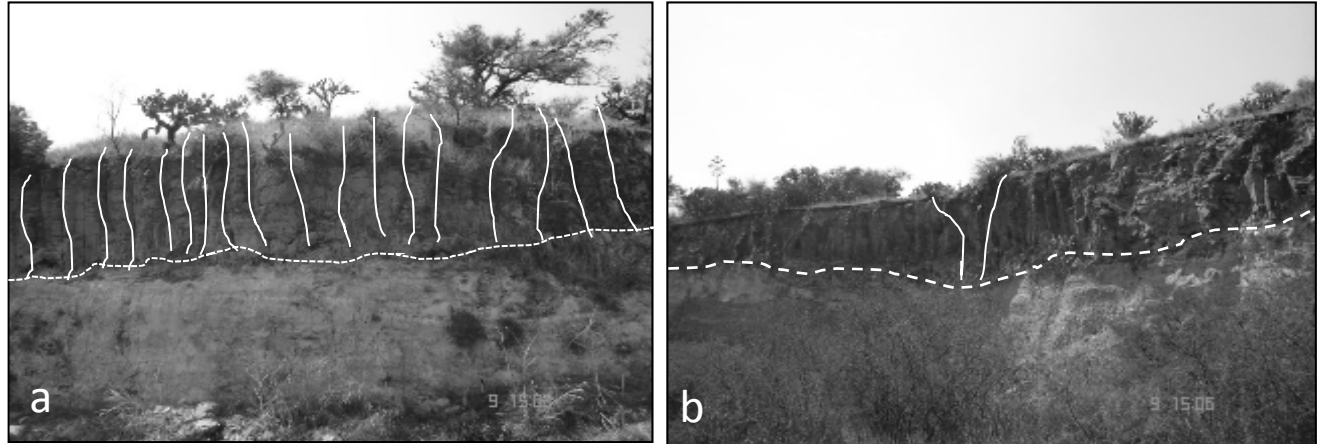


Figura 3. Frente de un derrame basáltico sobreyaciendo a sedimentos clásticos. a: Disyunción columnar y b: Tubo de explosión en forma de embudo

Las lavas almohadilladas son de dimensiones variables, siendo las más pequeñas de 10 cm de diámetro y las más grandes alcanzan 20 cm. Estas almohadillas están embebidas en palagonita o en un material tobáceo muy alterado a minerales arcillosos. Las lavas presentan una exfoliación concéntrica, contienen abundantes vesículas de 2 hasta 4 cm. Se observan por lo general muy alteradas.

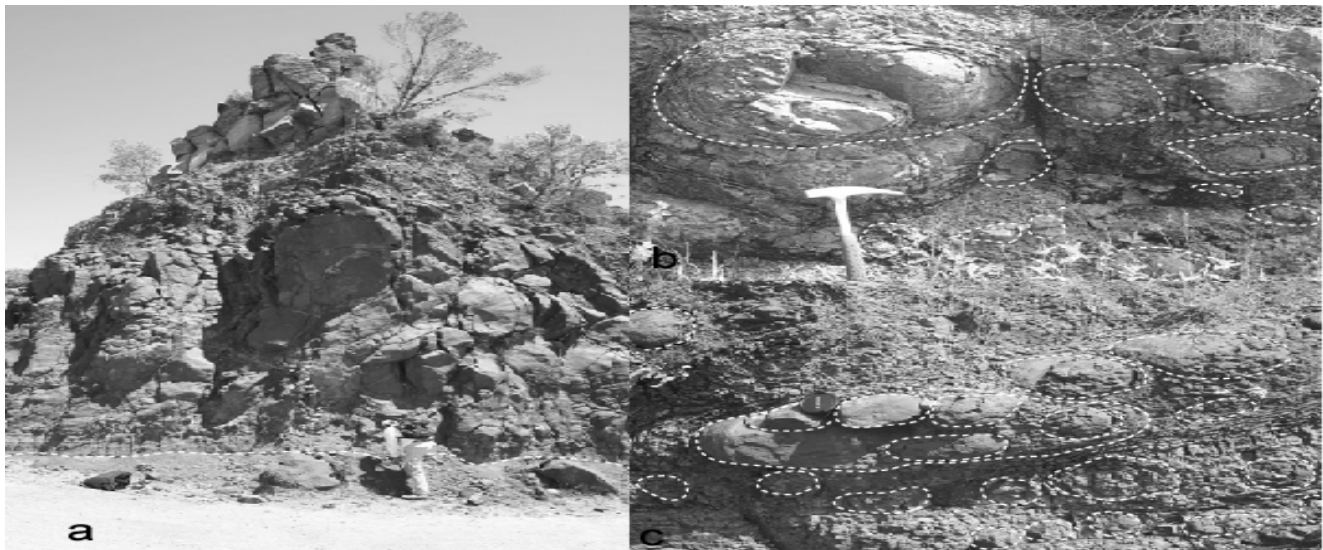


Figura 4. a: Afloramiento de lavas almohadilladas sobreyaciendo a sedimentos clásticos de grano fino de la Formación Atotonilco El Grande, con desarrollo de una zona de metamorfismo oftálico de 0.50 m de espesor. b y c: Detalle de las lavas almohadilladas de tamaño centimétrico

También se reconocen grandes estructuras esferoides o elipsoides de alrededor de 10 m de diámetro, con vesículas de 2 a 4 cm de diámetro, asociadas a lavas almohadilladas y piroclastos muy alterados. El fracturamiento concéntrico, centimétrico a decimétrico y la alteración son característicos. Estas estructuras puedan corresponder a mega-almohadillas o a grandes burbujas de lava, las cuáles al entrar en contacto con el agua del paleolago, han sido infladas por expansión del gas (Figura 5 a y b)  
A estos esferoides y elipsoides se asocian igualmente tubos de explosión de forma de embudo, con lajas que terminan en filo y una gran abundancia de vesículas (Figura 5c).

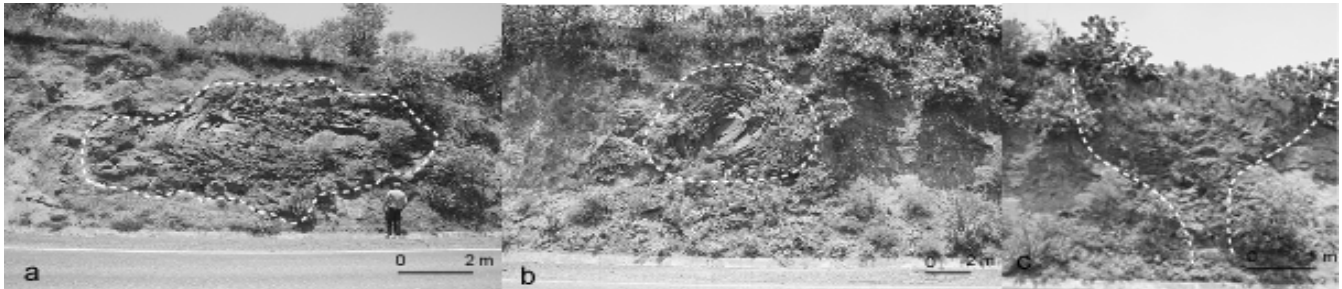


Figura 5. Grandes elipsoides y esferoides de alrededor de 10 m de diámetro embebidos en un material piroclástico muy alterado a minerales arcillosos. a: Estructura en forma de elipsoide y b: estructura esferoide. Ambas se asocian a c: tubos de explosión de forma de embudo y lajas que terminan en filo

### CONCLUSIONES

Se reconocen diferentes estructuras volcánicas en el paleolago Plioceno-Pleistoceno de Amajac, que incluyen: a).- derrames fisurales de 3 a 4 m de espesor, que presentan b). - disyunción columnar formada por una serie de fracturas perpendiculares al flujo de la lava, que dieron lugar a una serie de columnas; c).- tubos de explosión en forma de embudo con lajas que terminan en filo y con abundantes vesículas, formadas cuando la lava fluyó sobre una superficie húmeda, que al entrar en contacto con la lava caliente, formó una gran cantidad de vapor de agua que trató de escapar rápidamente a través de conductos de la lava fluida; d).- lavas almohadilladas centimétricas formadas por enfriamiento brusco de la lava al entrar en contacto con agua y e).- estructuras esferoides y elipsoides de 10 m de diámetro, consistentes en una serie de lajas con fracturamiento concéntrico, centimétrico a decimétrico, que pueden corresponder a mega-almohadillas o a grandes burbujas de lava, las cuáles al entrar en contacto con agua, han sido infladas por expansión del gas.  
El conjunto de estructuras volcánicas atestiguan de la interacción de la lava con un tirante de agua somera del paleolago

### BIBLIOGRAFÍA

1. F. Ortega-Gutiérrez, L.M. Mitre-Salazar, J. Roldán-Quintana, J.J. Aranda-Gómez, D. Morán-Zenteno, S.A. Alaniz-Álvarez, Á. F. Nieto-Samaniego, "Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República Mexicana escala 1:2'000,000": Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. Geol. y SEMIP Consejo de Recursos Minerales, 1992, pp.74
2. F. Beltrán-Romero, P. Luna-Gómez, 1994, Estudio geológico de la región de Santa María Amajac, Municipio de Atotonilco El Grande, estado de Hidalgo. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 1994, pp.131
3. M. J. J. De Los Santos, F. Barrios-Rodríguez, A. Miranda-Huerta, G. Sánchez-Bermeo, "Carta geológico-minera Actopan F14-D71, Hidalgo, escala 1:50,000". Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Consejo de Recursos Minerales: Pachuca, Hgo. 1995.

4. R. Salvador-Flores, Origen sedimentológico y estratigrafía del paleolago de Amajac, Hidalgo. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura, 2001, pp. 87
5. Arellano-Gil, J., P. Velasco-De León, A. Silva-Pineda, R. Salvador-Flores, F. Beltrán-Romero, "Origen y características del paleo-lago de Amajac, Hidalgo". Rev. Mx. Cien. Geol., vol. 22, 2, 2005, pp. 199-211.
6. S. Zaragoza-Caballero, P. Velasco-De León, "Una especie nueva de *Epicauta* (coleoptera.Meloidae) del Plioceno del Estado de Hidalgo, México". Rev. Mx. Cien. Geol., Vol. 20, 2, 2003, pp. 154-159.
7. F. J. Aguilar, P. Velasco-De León, "El clima durante el Plioceno en la región de Santa María Amajac, Hidalgo, México". Bol. Soc. Botán. Méx., Vol. 71, 2002, pp. 71-81.
8. S. Cruz-López, "Caracterización geológico-estructural de la región de Santa María Amajac, estado de Hidalgo". Tesis de Maestría en Geociencias y Administración de Recursos Naturales, IPN ESIA-Unidad Ticomán. 2011, pp. 80.
9. K. Segerstrom, "Geology of south-central Hidalgo and northeastern México, Mexico". Unit. Stat. Geol. Survey, Bull. 1104-C, 1962, pp. 87-162.
10. A. R. Geyne, C. Jr. Fries, K. Segerstrom, R.F. Black, I.F. Wilson I. F., "Geology and mineral deposits of the Pachuca-Real del Monte district, State of Hidalgo, Mexico". Consejo de Recursos Naturales No Renovables, publication 5E, 1963, pp. 222
11. K. Segerstrom, "Geología del suroeste del estado de Hidalgo y del noreste del estado de México". Bol. Asoc. Mex. Geól. Petrol., Vol. 13, 3-4, 1961, pp. 147-168.
12. V. B. Carrasco, "Litofacies de la Formación El Abra en la plataforma de Actopan, Hidalgo., México". Rev. Inst. Mex. Petr., Vol. 3, 1, 1971, pp. 5-28.
13. B. J. Kowallis, C.C. Swisher, O. Carranza-Castañeda, W.E. Miller, D.G. Tingey, "Fission track and single crystal  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  laser-fusion ages from volcanic ash layers in fossil-bearing Pliocene sediments in central Mexico". Rev. Mx. Cien. Geol, vol. 15, 2, 1998, pp. 157-160.
14. J. M. Cantagrel, C. Robin, "K-Ar dating eastern mexican volcanic rocks-relations between the andesitic and the alkaline provinces", Jour. Volcan. Geoth. Res, Vol. 5, 1979, pp. 99-114
15. E. Sánchez-Rojas, M. Osorio-Pérez, "Geología y petrogénesis de los prismas basálticos, Santa María Regla, Hgo". Rev. Geociencia, Revista del Serv. Geol. Mex., Año 2, vol. 3, 2008, pp. 5-24.

## FILAMENTOS FÓSILES EN CALIZA DE LA FORMACIÓN AGUA NUEVA Y SU RELACIÓN CON ACTIVIDAD MICROBIANA

Alberto Blanco-Piñón<sup>a</sup>, Silvia Patricia Ambrocio Cruz<sup>a</sup>, José Cruz Escamilla Casas<sup>a</sup>, Enrique Cruz Chávez<sup>a</sup>, Luis Enrique Ortiz Hernández<sup>a</sup>, Adriana Fosado Cázares<sup>a,b</sup>.

<sup>a</sup>Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo. Carretera Pachuca-Tulancingo km. 4.5. Mineral de la Reforma, Hidalgo

[ablanco@uaeh.edu.mx](mailto:ablanco@uaeh.edu.mx)

<sup>b</sup>Instituto Tecnológico Superior de Venustiano Carranza. Venustiano, Carranza, Puebla. Av. Tecnológico S/N. Col. El Huasteco. Villa Lázaro Cárdenas, Venustiano Carranza, Puebla.

### RESUMEN

En este trabajo se documentan filamentos de origen microbiano en caliza de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico Superior) en el área de Xilitla, San Luis Potosí, México central. Esta unidad consiste en caliza decimétrica laminada y no laminada que alterna con capas centimétricas de lutita, la cual ocasionalmente exhibe horizontes de 5 cm de espesor de bentonita verde. Los filamentos están presentes principalmente en la caliza laminada, la cual presenta una coloración gris oscuro, alto contenido de carbono orgánico ( $C_{org} > 1.0$  wt%) y peces fósiles con diferentes grados de preservación. Observaciones en lámina delgada revelan la presencia de una matriz micrítica que exhibe láminas onduladas y subparalelas de color claro formadas por la aglutinación de aloquímicos de origen biogénico, así como láminas onduladas de color oscuro, que se extienden de forma continua a discontinua y subparalela al plano de estratificación. Dentro de la matriz micrítica, se observan tres tipos principales de filamentos: 1) filamentos traslúcidos con estructuras apicales y estructura lamelar interna o bien, con septación aparente, 2) filamentos rojos septados, 3) filamentos rojos no septados. De acuerdo a su estructura interna, se asigna un origen diverso a estos filamentos. Filamentos traslúcidos con ápices son similares a formas reportadas previamente para bivalvos, mientras que aquellos con septación sugieren un origen bacteriano. Filamentos rojos septados y no septados presentan morfologías muy similares a estructuras filamentosas reportadas para diversos tipos de algas protistas. Algunos filamentos se encuentran embebidos en las láminas oscuras siguiendo el mismo arreglo ondulatorio de las mismas, lo que sugiere que estos organismos pudieron estar involucrados en la producción de la materia orgánica presente en la caliza laminada de la Formación Agua Nueva, además de otras fuentes que aportaron materia orgánica en suspensión y disuelta.

### 1. INTRODUCCIÓN

En la actualidad, es conocido que diferentes tipos de microorganismos, especialmente bacterias, son capaces de imprimir nuevas características físicas en sedimentos de diferentes ambientes continentales y marinos [19]. En ambientes marinos, existen diversos tipos de microorganismos que están relacionados con la formación de estructuras sedimentarias, entre los ejemplos más conocidos se encuentran cianobacterias, bacterias sulfato reductoras [22] y algas rojas microscópicas [23], las cuales ocasionalmente quedan preservadas como filamentos. Hoy en día, el registro de actividad microbiana

en la formación de rocas calcáreas también está ampliamente documentado [11] tanto en capas del Precámbrico [3, 12, 13, 14, 24] como del Fanerozoico [2, 7, 10, 11, 23].

En México, existen pocos trabajos que reportan bioformas microscópicas fósiles ligadas a bacterias o a algas microscópicas en caliza. Duque *et al.* reportan microsferoides de origen bacteriano (cianobacterias) en rocas de la Formación Indidura (Coahuila); Blanco *et al.* [5] y Ángeles-Trigueros *et al.* [1] describen de manera preliminar estructuras bacterianas en pirita sedimentaria de la Formación Agua Nueva en Xilitla, San Luis Potosí, México. En el presente trabajo se documentan y se describen estructuras filamentosas posiblemente de origen bacteriano y/o algal en capas de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico Superior) que permita reconocer la colonización de estos microorganismos en el sedimento durante la acumulación de los carbonatos de esta unidad litoestratigráfica [8, 9].

El municipio de Xilitla (N 21°20' y 21°25', W 99°00' y 99°10') se encuentra en el sureste de San Luis Potosí, México. En esta localidad la Formación Agua Nueva consiste en caliza laminada gris oscura de espesor decimétrico (10cm–50cm), intercalaciones de lutita café-anaranjado a café-amarillento de espesor centimétrico (2cm–8cm) y capas intermitentes de entre 2cm y 4cm de espesor de bentonita verde. Algunas capas de caliza presentan laminación primaria fina a escala milimétrica (1–2mm), bandas de pedernal negro de aproximadamente 5 cm de espesor y lentes de pirita sedimentaria. Blanco *et al.* [4, 18] reportan en las calizas de esta unidad valores de carbono orgánico superiores al 2% (ocasionalmente hasta 8%) lo que indica un alto contenido de materia orgánica. Los filamentos aquí reportados, provienen de capas de caliza laminada con contenidos altos de materia orgánica.

### 2. PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

Los filamentos en la caliza de la Formación Agua Nueva fueron observados a través de láminas delgadas bajo microscopio petrográfico de luz transmitida estándar marca Olympus BX41, en el Área Académica de Ciencias de la Tierra y Materiales (AACTyM) de la Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo (UAEH). Éstos fueron agrupados de acuerdo a características morfológicas y texturales tales como color, presencia y o ausencia de estructuras internas tales como lamelas y septación.

### 3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Tres tipos de filamentos fueron observados de la caliza laminada de la Formación Agua Nueva en la localidad de Xilitla, San Luis Potosí. Cada tipo de filamento se describe a continuación.

**Filamentos con coloración blanquecina-traslucida (Figura 1):** Este tipo de filamentos consiste en estructuras de color blanquecino-traslucido. Éstos se disponen de forma paralela a subparalela al plano de estratificación y presentan longitudes que varían de 125  $\mu\text{m}$  a 1 mm. Su espesor no excede las 10  $\mu\text{m}$ . Presentan morfologías rectas a ligeramente curvadas o irregulares. Ocasionalmente, este tipo de filamentos exhiben una estructura en forma de un ápice triangular. La mayoría de estos filamentos no presentan estructura interna aparente, sin embargo, algunas formas tienen un arreglo de tipo lamelar que es consistente por lo reportado por Scholle y Ulmer-Scholle [20], para filamentos de origen metazoario (bivalvos). Un aspecto que refuerza esta hipótesis es la presencia de filamentos que se desprenden de cuerpos calcáreos mayores (posiblemente bivalvos), tal como lo reporta Negra *et al.* [16] para rocas del Cenomaniano/Turoniano de Túnez. Por último, y menos común, algunos filamentos presentan divisiones internas dispuestas de forma perpendicular al filamento muy similares a los septos presentes en filamentos de origen bacterial, lo que sugiere que este tipo de filamentos podría tener un origen procariote más que metazoario.

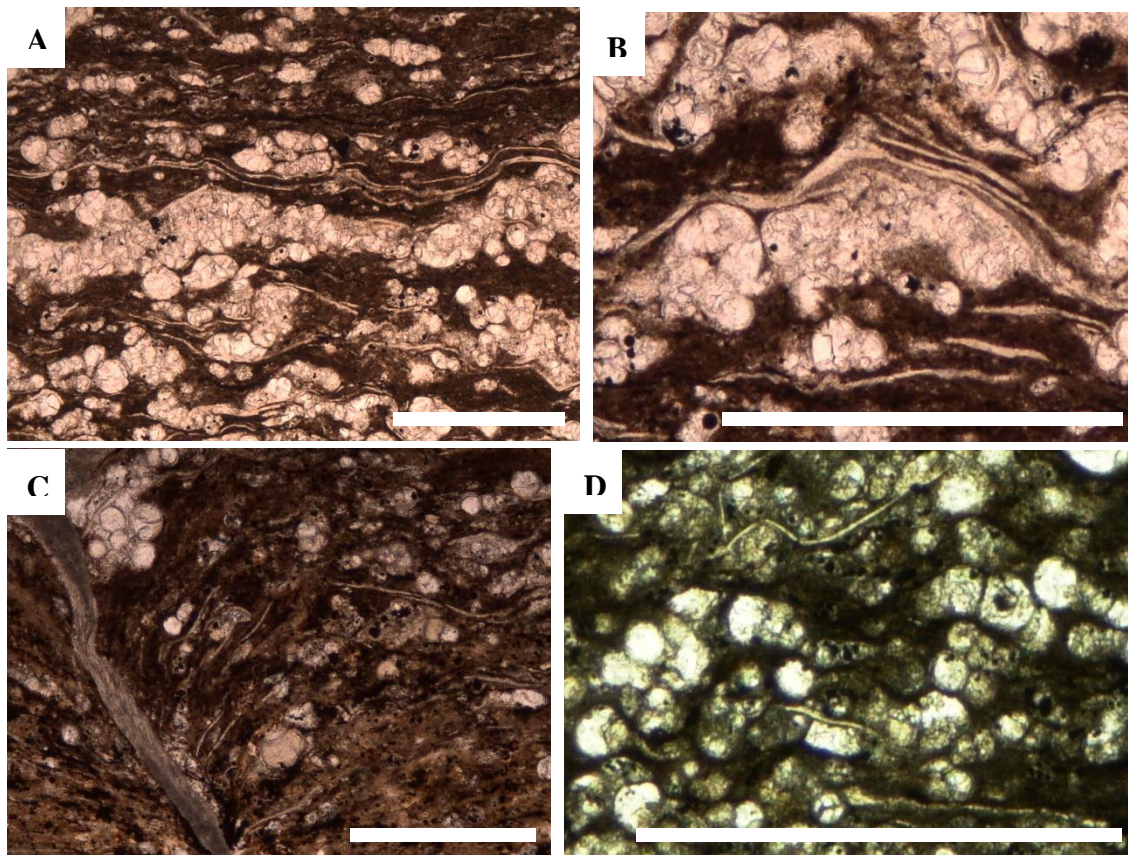


Figura 1. Filamentos translúcidos. A) Vista general. B) Estructuras con ápice. C) Formas que se desprenden de estructura calcárea mayor. D) Filamentos con estructura interna de tipo lamelar. Barra de escala= 0.5mm

**Filamentos rojos septados. (Figura 2):** Este grupo consiste en filamentos de color rojo que presentan una división interna en pequeños segmentos, también conocida como septación. Éstos se extienden de forma paralela o subparalela al plano de estratificación. Su tamaño varía entre 500  $\mu\text{m}$  y 1 mm de longitud y presentan morfologías que varían de recta y ligeramente curvada a irregular. La mayoría de estas bioformas presentan una septación de tipo no indentada, es decir, los septos están divididos entre sí por una línea visible que recorre el ancho total de cada septo; los septos pueden ser de forma rectangular a cuadrangular. Por otra parte, algunas formas presentan septación indentada, exhibiendo septos de forma ovalada o redondeada unidos entre sí por una parte de sus extremos. Tanto en los filamentos no indentados como indentados, se observan dos tipos de septación la cual varía desde homogénea, la cual refiere a una equidad en el tamaño de cada septo, así como heterogénea, la cual alude a que el tamaño de los septos dentro del filamento no es igual. Actualmente, diferentes tipos de algas (Rhodophyta o algas rojas, Chlorophyta, o algas verdes y Phaeophyta o algas cafés, entre otras) pueden presentar filamentos con septación similar a la observada en las bioestructuras de Xilitla, aunque debido a la ausencia de características distintivas es difícil asignar a estos filamentos a un grupo microbiano determinado.

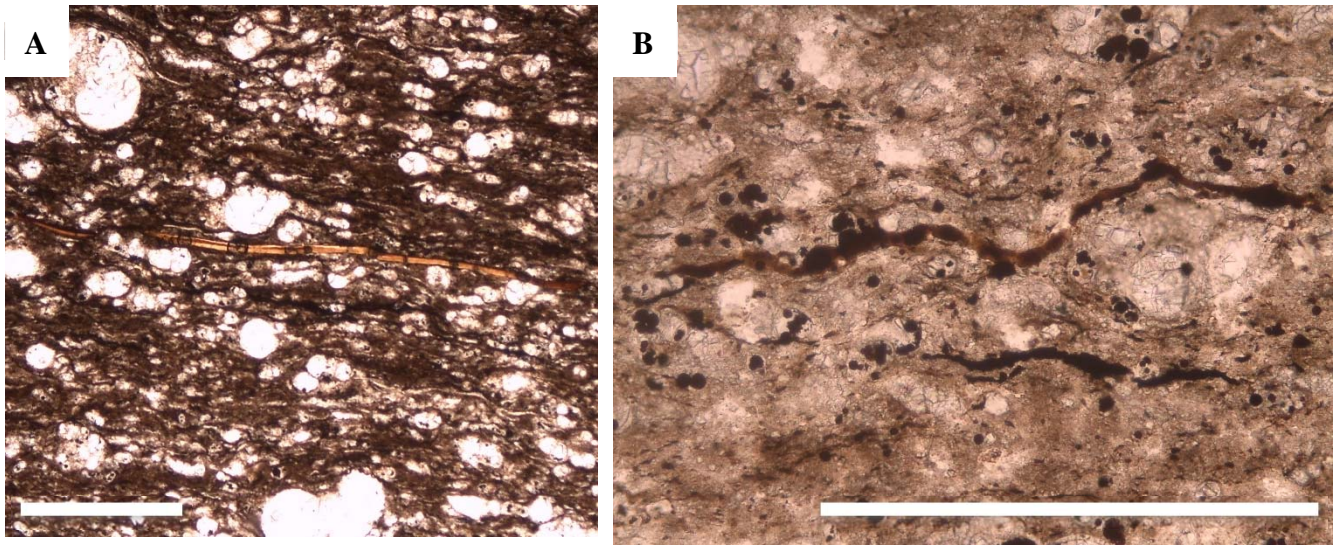


Figura 2. Filamentos rojos septados. A) Septación no indentada. B) Septación indentada. Barra de escala 0.5mm

**Filamentos de color rojo aparentemente no septados o septación poco notoria. (Figura 3):** Este tipo de filamentos de color rojo no septados se extienden de una forma paralela o subparalela al plano de estratificación, con longitudes que varían de 900  $\mu\text{m}$  y de 2.2 mm de longitud, no excediendo las 40  $\mu\text{m}$  de espesor. Estos se presentan principalmente de una forma recta, ligeramente curvado a irregular y que pueden presentar dos tipos de bordes, ya sean en forma de ápice o redondeados. De acuerdo con Konhauser [15], la ausencia aparente de septos puede ser explicada por la presencia de una envoltura o funda que puede cubrir al filamento original ocultando total o parcialmente la septación. En algunos especímenes, se han observado divisiones internas muy poco conspicua en una magnificación de 40X, lo que sugiere que la septación está presente y es parcialmente ocultada por la posible presencia de dichas fundas o envoltura

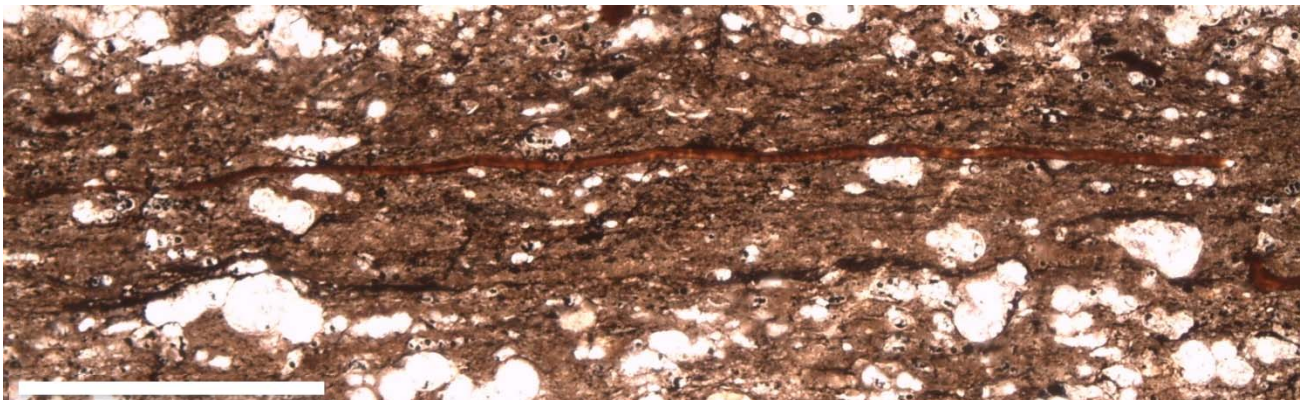


Figura 3. Filamento no septados, sobre laminas de material orgánica Barra de escala 0.5mm

Finalmente, algunos filamentos septados y no septados se encuentran embebidos no sólo en la matriz micrítica como la mayoría, sino que también se les puede observar embebidos en bandas o láminas de color oscuro a rojizo, lo que contrasta claramente a la matriz encajonante. Sur et al., [21] sugiere que dichas láminas (que ocasionalmente se aglutinan en bandas) podrían representar materia orgánica. Schieber [19], y Pacton et al. [17] y Bontognali et al. [6] sugieren que este tipo de láminas y bandas onduladas de materia orgánica con filamentos en su interior podrían representar evidencias de colonización de carpetas bacterianas en el sedimento.

### CONCLUSIONES

La abundancia de varios tipos de filamentos microscópicos en la caliza de la Formación Agua Nueva en la localidad de Xilitla, estado de San Luis Potosí, sugiere la presencia de microorganismos de naturaleza algal y posiblemente bacteriana en la columna de agua durante la acumulación de esta unidad. Además, la ocurrencia de láminas onduladas ricas en materia orgánica, algunas con filamentos en su interior, sugiere que estos microorganismos constituyeron una fuente importante de materia orgánica, al menos como consecuencia de sus actividades metabólicas, o incluso durante su descomposición tras su muerte. Por lo tanto, la materia orgánica previamente reportada en la caliza laminada de la Formación Agua Nueva en Xilitla, podría, además de provenir de materia suspendida o disuelta en la columna de agua, tener un origen microbiano.

### BIBLIOGRAFÍA

1. S. A. Ángeles-Trigueros, A. Blanco-Piñón, J. Hernández-Ávila, F. J. Zavala-Díaz de la Serna, “Bioformas microscópicas en piritita sedimentaria y sus implicaciones astrobiológicas”, VIII Reunión de la Sociedad Mexicana de Astrobiología: Cuernavaca, Mor., México, Sociedad Mexicana de Astrobiología y Universidad Autónoma del Estado de Morelos, 2012, pp. 59-62.
2. G. Arp, A. Reimer, J. Reitner, 2001, “Photosynthesis-induced biofilm calcification and calcium concentrations in Phanerozoic oceans”, *Science*, new series, Vol. 292, 5522, pp.1701-1704.
3. S. M. Awramik, “Ancient stromatolites and microbial mats”, in *Microbial Mats: Stromatolites* (Alan R. Liss Inc., New York, NY, 1984) pp. 1-22
4. A. Blanco-Piñón, F. J.-M. R. Maurrasse, A. Rojas-León, F. Duque-Botero, “Cyanobacteria/Foraminifera Association from Anoxic/Dysoxic Beds of the Agua Nueva Formation (Upper Cretaceous - Cenomanian/Turonian) at Xilitla, San Luis Potosi, Central Mexico”, *Eos Trans of the Amer. Geophy. Union*, The meeting of the Americas: Fort Lauderdale, Fl, USA, vol. 89, 23, Jt. Assem. Suppl., 2008, Abstract pp. 24, A-04.
5. A. Blanco, F. J. Zavala, J. Hernández-Ávila, F. Maurrasse, F. Duque-Botero, M. Ramírez-Cardona, Microbial preservation in sedimentary pyrite from Cretaceous organic matter-rich carbonate mudstone: a preliminary report: Lunar and Planetary Sci Conference, 2010, pp. 2487.
6. T. R. R. Bontognali, A. L. Sessions, A. C. Alwood, W. W. Fischer, J. P. Grotzonger, R. E. Summons, J. M. Eiler, J. M., “Sulfur isotopes of organic matter preserved in 3.45-billion-year-old stromatolites reveal microbial metabolism”, *Proceedings of the National Academy of Sciences*, Vol. 109, 38, 2012, pp. 15146-15151.
7. S. Bose, H. S. Chafetz, “Morphology and distribution of MISS: a comparison between modern siliciclastic and carbonate settings”, in *Microbial mats in siliciclastic depositional systems through time* (Society for Sedimentary Geology, Tulsa, 2011), pp. 3-14.

8. F. Duque-Botero, "Paleoenvironmental implications of the Indidura Formation (Cenomanian/Turonian), Northeastern Mexico: a high resolution stratigraphic study", Miami-Dade, Florida, U.S.A., Florida Internacional University, tesis doctoral, 2006, pp. 172.
9. F. Duque-Botero, F., J-M. R. Maurrasse, "Cyanobacterial productivity, variations in the organic carbón, and facies of the Indidura Formation (Cenomanian-Turonian), Northeastern Mexico" *J. Iberian Geol.* Vol. 31, 1, 2005, pp. 85-98.
10. Q. Feng, Y. M. Gong, R. Riding, "Mid-late Devonian calcified marine algae and cyanobacteria, South China", *J. Paleont.*, Vol. 84, 2, 2010, pp. 569-587.
11. R. L. Folk, H.S. Chafetz, "Bacterially induced microscale and nanoscale carbonate precipitates", In *Microbial Sediments* (Springer, Berlin, 2000), pp. 40-49.
12. J. Kaźmierzak, W. Alterman, "Neoarchean mineralization by benthic cyanobacteria", *Science* Vol. 298, 2002, pp. 2351
13. J. Kaźmierzak, M. Coleman, M. Gruszczynski, S. Kempe, "Cyanobacterial key to the génesis of micritic and peloidal limestone in ancient seas" *Acta Paleont. Pol.*, Vol. 41, 1996, pp. 319-338.
14. J. Kaźmierzak, S. Kempe, W. Alterman, "Microbial origin of Precambrian carbonates: lessons from modern analogues" in *The Precambrian Earth: Tempos and Events, Developments in Precambrian Geology* (Elsevier, Amsterdam, 2004), pp. 545-564.
15. K. Konhauser, "*Introduction to Geomicrobiology*" (Blackwell Publishing, Oxford, 2007), pp. 425.
16. M. H. Negra, M. F. Zagrarni, A. Hanini, "The filament event near the Cenomanian-Turonian boundary in Tunisia: filament origin and environmental signification" *Bul. Soc. Géol. de France*, Vol. 182, 6, 2011, pp. 507-519.
17. M. Pacton, G. E. Gorin, N., Fiet, "Unraveling the origin of ultralaminae in sedimentary organic matter: the contribution of bacteria and photosynthetic organisms", *J. Sedimen. Res.*, Vol 78, 2008, pp. 654-667.
18. A. Rojas-León, A. Blanco-Piñón, F. J-M., R. Maurrasse, J. Hernández-Ávila, "Contenido de materia orgánica en los sedimentos de la Formación Agua Nueva. (Cenomaniano/Turoniano) en Xilitla, San Luis Potosí y su relación con el OAE2": *Actas Inageq*, Vol.18, 2008, pp. 55-57
19. J. Schieber, "Microbial mats in terrigenous clastics: the challenge of identification in the rock record", *Palaios*, Vol. 14, 1999, pp. 3-12.
20. A. P. Scholle, D. S. Ulmer-Scholle, "*A color guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagénesis*", (American Association of Petroleum Geologist Publications, Tulsa, 2003) pp. 457.
21. S. Sur, J. Schieber, S. Barnerjee, "Petrographic observations suggestive of microbial mats from Rampur Shale and Bijaigarh Shale, Vindhyan basin India", *J. Earth Syst. Sci.*, Vol. 115,1, 2006, pp. 61-66.
22. D. J. Tang, X-Y., Shi, G. Jiang, X. Q. Wang, "Morphological association of microbially induced sedimentary structures (MISS) as a paleoenvironmental indicator: an example from the proterozoic succession of the southern North China Platform" in *Microbial mats in siliciclastic depositional systems through time* (Society of Sedimentary Geology, Tulsa, 2011), pp. 3-14.
23. M. E. Tucker, V. P. Wright, in *Carbonate sedimentology* (Blackwell Science, Cambridge, 1990), pp. 482.
24. M. R. Walter, J. Bauld, D. J. Des Marais, J. W. Schopf, "A general comparison of microbial mats and microbial stromatolites: Bringing the gap between the modern and the fossils", in *The Proterozoic Biosphere: an interdisciplinary study*, (Cambridge University Press, New York, NY, 1992) pp. 335-338.