



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

**DETERMINACIÓN DE LA FUENTE DE FLUIDOS ACTIVOS
DURANTE LA DEFORMACIÓN DEL CINTURÓN DE
PLIEGUES Y CABALGADURAS MEXICANO,
COMPARANDO ISÓTOPOS DE $\delta^2\text{H}$ EN VETAS
SINTECTÓNICAS Y LA LÍNEA DE AGUA METEÓRICA
LOCAL.**

T E S I S

Para obtener el título de:

Ingeniero Geólogo

Presentada por:

César Fernando Aguilar Ramirez

Dirigida por:

Dr. Antoni Camprubí i Cano



México, D.F.

Enero de 2014

CONTENIDO

Agradecimientos

Resumen

Abstract

ÍNDICE

1	INTRODUCCIÓN.....	1
1.1	Localización y vías de acceso.....	4
1.2	Antecedentes.....	6
1.3	Objetivos.....	8
1.4	Hipótesis de trabajo.....	9
2	MARCO GEOLÓGICO.....	11
2.1	Estratigrafía.....	11
2.2	Deformación en el CPCM.....	14
2.3	Generación de vetas sintectónicas.....	17
3	ESTABLECIMIENTO DE LA LÍNEA DE VARIACIÓN DE LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE $\delta^2\text{H}$ Y $\delta^{18}\text{O}$ EN AGUA METEÓRICA A LO LARGO DEL CPCM.....	20
3.1	Introducción.....	20
3.2	Características ambientales y topográficas de la sección del CPCM estudiada.....	23
3.3	Metodología de muestreo.....	26
3.4	Metodología analítica.....	30
3.5	Obtención de la Línea de Agua Meteórica Local.....	35
4	RESULTADOS.....	37
5	DISCUSIÓN.....	41
6	CONCLUSIONES.....	50
7	REFERENCIAS.....	52

Agradecimientos

Quiero agradecer a mi padre, Dionisio Aguilar, por ser un ejemplo de perseverancia y por todo el amor dedicado a sus hijos, a mis hermanos, Dionisio por todo el apoyo y cariño recibidos de su parte, Alejandro por todo su apoyo incondicional, por los sueños y retos que siempre hemos enfrentado juntos, a mi cuñada Elisa por toda la cercanía que ha tenido con nosotros.

A mis sobrinos Azul y Romina, quienes han dado una chispa de alegría a todas las cosas que hago, con mucho cariño.

A la memoria de mis abuelos Evelia Aguilar† y Dionisio Aguilar†, por su fantástica compañía y por ser unas extraordinarias personas, por encontrar en ellos un aliciente para seguir creciendo, por todo lo brindado.

A mi tío Martin Aguilar y su familia, por todo lo brindado durante el tiempo que viví con ellos.

A Toni, mi tutor, de quien he aprendido innumerables cosas, por toda la confianza y seguimiento académico que ha tenido hacia mi persona, por las oportunidades que me ha brindado para crecer, por su generosidad, consejos y valiosa cercanía.

A la Dra. Elisa Fitz, por ser una parte muy motivante en el desarrollo de este trabajo, por el gran aporte académico para el desarrollo del mismo y por la cercanía personal que ha tenido.

A mis sinodales el Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo, el Ing. José Luis Arcos Hernández, la Mtra. Edith Cienfuegos Alvarado y el Dr. Enrique Alejandro González Torres, por sus comentarios que ayudaron a enriquecer este trabajo.

Al Mtro. Pedro Morales Puente, por el interés mostrado en este trabajo, por sus valiosas recomendaciones y observaciones.

Muy especialmente a Francisco Otero y Rafael Puente, por toda la ayuda brindada durante el proceso analítico del agua meteórica, por su cercanía y valiosos consejos.

A Gerardo, por todo lo vivido en este tiempo, por ser un hermano más, a su madre por acuñarme como un miembro más de su familia.

A Nancy Muñoz, por todo su apoyo y todas las cosas compartidas en este tiempo.

A mis amigos de la carrera, Miguel, Elder, Carlos Magdaleno, Carlos Rodolfo, Juan Carlos, Fernando, Violeta, Daniela Gandulay, Nayeli Canseco, Abel, Nayeli López, con quienes he compartido sueños y metas.

RESUMEN

El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) forma parte del Orógeno Cordillerano emplazado durante el Cretácico Tardío – Eoceno Inferior, mismo que se desarrolló como una cuña orogénica. Posee una pendiente promedio de 1-1.5° bastante regular. Las secuencias estratigráficas deformadas que lo componen, consisten principalmente en rocas carbonatadas: dos plataformas marinas (El Doctor y Valles - San Luis Potosí) y dos cuencas (Zimapán y Tampico-Misantla). Durante la deformación, la presión de fluidos de poro jugó un rol muy importante, induciendo fracturamiento extensional y propiciando la disolución y transporte de minerales a escala de grano. La determinación isotópica de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ del agua meteórica actual es fundamental para evaluar la contribución de agua meteórica en los fluidos de poro que estuvo activa durante el emplazamiento del CPCM. En este trabajo se determinó una línea de agua meteórica colectando agua de lluvia, ríos, cascadas y manantiales, 19 muestras en total, antes y después de la temporada de lluvia, a elevaciones topográficas de entre 50 y 3000 msnm. La ecuación que define la Línea de Agua Meteórica Local es $\delta^2\text{H} = \delta^{18}\text{O} * 8 + 12$, y dadas las condiciones paleoambientales, constituye un buen análogo para estimar la composición isotópica de los fluidos de poro que estuvieron activos durante la deformación, los cuales fueron analizados a partir de vetas sintectónicas colectadas en 5 sitios. Los valores reportados de $\delta^2\text{H}$ en vetas se sitúan en rangos entre -22 a -58.4‰ y -0.6 a -57‰ (en las cuencas de Zimapán y Tampico-Misantla, respectivamente). Al ser normalizados los valores de la composición isotópica de agua extraída de vetas, respecto a la Línea de Agua Meteórica Local, se determinó un origen de agua de cuenca marina para el reservorio activo de agua durante la deformación.

ABSTRACT

The Mexican Fold and Thrust Belt (MFTB) lies on the eastern edge of the Late Cretaceous-Eocene Cordilleran Orogen and its evolution can be envisioned through the orogenic wedge model. Its slope averages 1-1.5°. The deformed stratigraphic sequence consists mainly of carbonate rocks, and includes two marine platforms (named El Doctor and Valles-San Luis Potosí) and two basins (Zimapán and Tampico-Misantla). Pore-fluid pressure played an important role during deformation, by facilitating extensional fracturing, and by enabling mineral dissolution and solution transfer on the grain scale. The determination of $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ composition of present-day meteoric water helps to evaluate the contribution of meteoric water to pore-fluid active during the buildup of the MFTB. We thus determined the meteoric water line by means of the analysis of 19 samples of rain, cave and river water across the MFTB, taken both before and after the rain season at heights between 0 and 3000 masl. The resulting regional equation for isotopic correlation of meteoric water is $\delta^2\text{H} = \delta^{18}\text{O} \cdot 8 + 12$, was calculated. The obtained regional meteoric water isotopic line can be used to reasonably estimate the involvement of meteoric water in water-rock interaction processes during deformation by comparing with existing data from fluid inclusion analyses. The $\delta^2\text{H}$ composition for inclusion fluids was obtained in 5 syn-tectonic vein samples, their respective $\delta^2\text{H}$ values range from -22.5 to -58.4‰, and from -0.6 to -57‰ (Zimapán and Tampico-Misantla basins). When normalized values of the isotopic composition of water extracted vein, regarding the Local Meteoric Water Line, a water source for the active marine basin water reservoir was determined during deformation.

1. INTRODUCCIÓN

Los cinturones de pliegues y cabalgaduras se desarrollan como consecuencia de acortamiento de rocas de la cubierta sedimentaria en las zonas más externas o someras de los orógenos hacia el antepaís. Hacia la zona transpaís, además de la deformación por acortamiento interno en los cuerpos rocosos, la deformación se produce generalmente a lo largo de cabalgaduras, y disminuye progresivamente hacia la zona de antepaís. En las zonas de transpaís se registran los índices de acortamiento más altos, el metamorfismo de más alto grado, y concentran la mayor actividad magmática dentro de los orógenos. En contraste, en las zonas de antepaís, la deformación es apenas perceptible en las rocas constituyentes de las porciones más externas o frontales del orógeno, el metamorfismo es de muy bajo grado, y el magmatismo es ausente o altamente localizado (Boyer, 1982; De Celles, 2004; Fitz-Díaz, 2011; Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012).

El Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) está constituido por secuencias de rocas carbonatadas jurásicas y cretácicas que fueron transportadas hacia el noreste entre el Cretácico Tardío y el Eoceno. En su porción central y a lo largo de la sección estudiada en este trabajo, el CPCM muestra variaciones en el grado y estilo de deformación. Ello es debido a la heterogeneidad litológica que comprende dos secuencias de plataforma (El Doctor y San Luis Valles, constituidas principalmente de grandes paquetes de calizas masivas y turbiditas) y dos de cuenca (Zimapán y Tampico – Misantla), constituidas principalmente por carbonatos, lutitas calcáreas y areniscas). La deformación en el CPCM se acomoda principalmente como bloques desplazados y apilados por fallas en las plataformas, y por pliegues en las cuencas, propagándose y disminuyendo en intensidad hacia la porción de antepaís, y concentrándose en los límites entre plataformas y cuencas (Suter, 1987; Ortega-Flores, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2011).

El contenido en fluidos acuosos dentro de las secuencias sedimentarias mesozoicas ejerció un control esencial durante la deformación en el CPCM, induciendo fracturamiento extensional por presión de poro. Con ello, permitió la acción de procesos de disolución por presión y de solución de minerales a escala de grano (Fitz-Díaz *et al.*, 2011). Es importante

remarcar que, de acuerdo con estos autores, las litologías presentes no sólo controlaron la deformación a escala mesoscópica, sino también el flujo de los fluidos a escala de grano. Ello, debido a los contrastes de permeabilidad y porosidad existentes entre las diversas unidades litológicas dentro de las secuencias de cuenca estudiadas.

El estudio de Fitz-Díaz *et al.* (2011) en vetas generadas a lo largo de una sección del CPCM ha permitido distinguir tres generaciones de vetas emplazadas durante la deformación (denominadas V1, V2 y V3). Las vetas V1 y V2 son tempranas y contemporáneas a la deformación, respectivamente, y las vetas V3 son comúnmente verticales y cortan a las anteriores. Los minerales depositados en las vetas atrapan porciones de fluidos acuosos en inclusiones fluidas durante su crecimiento. En dicho trabajo se analizaron estos fluidos mediante microtermometría de inclusiones fluidas y geoquímica de isótopos estables, permitiendo inferir, a grandes rasgos, un origen marino (posiblemente modificado por interacción con las rocas de las secuencias sedimentarias) y meteórico para dichos fluidos. Sin embargo, no existe un análisis comparativo sistemático que permita determinar en qué medida influyó el agua meteórica en la composición isotópica del agua dentro inclusiones fluidas de dichas vetas en las distintas porciones de la sección estudiada y cuáles son las implicaciones de dicha influencia. Cabe recordar que el agua contenida en inclusiones fluidas (como mínimo aquellas de carácter primario) constituye una porción representativa de los fluidos en el medio durante el crecimiento cristalino. Ello implica que posibles variaciones en la composición isotópica de dicha agua y, en consecuencia, la existencia de variaciones en la fuente de los fluidos en el medio, tienen potencialmente implicaciones geológicas relevantes.

Esta tesis busca contribuir al estudio sobre los posibles reservorios de fluidos acuosos involucrados en la deformación, a través de un análisis isotópico del agua meteórica a lo largo de la misma sección estudiada, a distintas elevaciones. Ello permitirá fijar valores de referencia para esta fuente genérica de fluidos acuosos y así poder realizar una comparación adecuada entre la composición isotópica del agua meteórica y los fluidos acuosos atrapados en vetas sintectónicas.

La caracterización isotópica del agua a lo largo de dicha sección resulta ser un buen análogo para conocer la composición isotópica de la fuente de fluidos meteóricos durante la historia de la deformación, dado que (i) no existieron cambios latitudinales importantes en la zona de estudio (Deconto, 1999), (ii) se ha estimado que la temperatura ambiental era tan solo de 2° a 3°C mayor respecto a la actual y la temperatura oceánica era tan solo 3° a 5°C más elevada, y (iii) se ha estimado que a partir del Cretácico Tardío y hasta el Eoceno Inferior la temperatura global se mantuvo bastante regular (Deconto, 1999, Wilf, 1999; Breedlovestrout, *et al.*, 2013).

En este trabajo se compara sólo la composición isotópica del hidrógeno ($\delta^2\text{H}$) de agua meteórica a lo largo de la sección estudiada con la de agua en vetas por el hecho que la composición isotópica del oxígeno en las vetas está dominada por la de las rocas carbonatadas. Por tanto, la contribución de oxígeno por parte de los fluidos activos durante la deformación fue obliterada (tamponada) por la de las rocas carbonatadas y no puede ser utilizada para caracterizar el origen de dichos fluidos.

1.1 Localización y vías de acceso

La Sierra Madre Oriental (SMO) constituye una unidad fisiográfica con más de 1000 km de longitud y hasta 200 km de amplitud. Sus límites fueron descritos en su porción sur desde la Faja Volcánica Transmexicana hasta la proximidad al noreste con Parral, Chihuahua; al sureste hasta Tuxtepec, Oaxaca; y su límite hacia el Altiplano Mexicano está cubierta por depósitos volcánicos de la Sierra Madre Occidental (Eguiluz *et al.*, 2000).

La sección estudiada en este trabajo se ubica dentro del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM, Campa-Uranga, 1983) u Orógeno Hidalgoano (De Cserna, 1956) que, a su vez, constituye una subprovincia de la SMO. Esta sección se encuentra ubicada al norte de los estados de Querétaro e Hidalgo, y al sur de San Luis Potosí, comprende aproximadamente 125 Km de longitud, y se encuentra delimitada por las coordenadas UTM 402800/2292300 y 535000/2388400.

Las principales vías de acceso de la zona estudiada corren paralelas a ésta y son la carretera 85, que comunica las ciudades de México, Pachuca, Cd. Victoria, Monterrey y Nuevo Laredo, y la carretera 120, que cruza por Zimapán hasta Tamazunchale. Existen también diversos caminos de terracería que comunican poblaciones hacia puntos importantes y vías principales (figura 1.1).

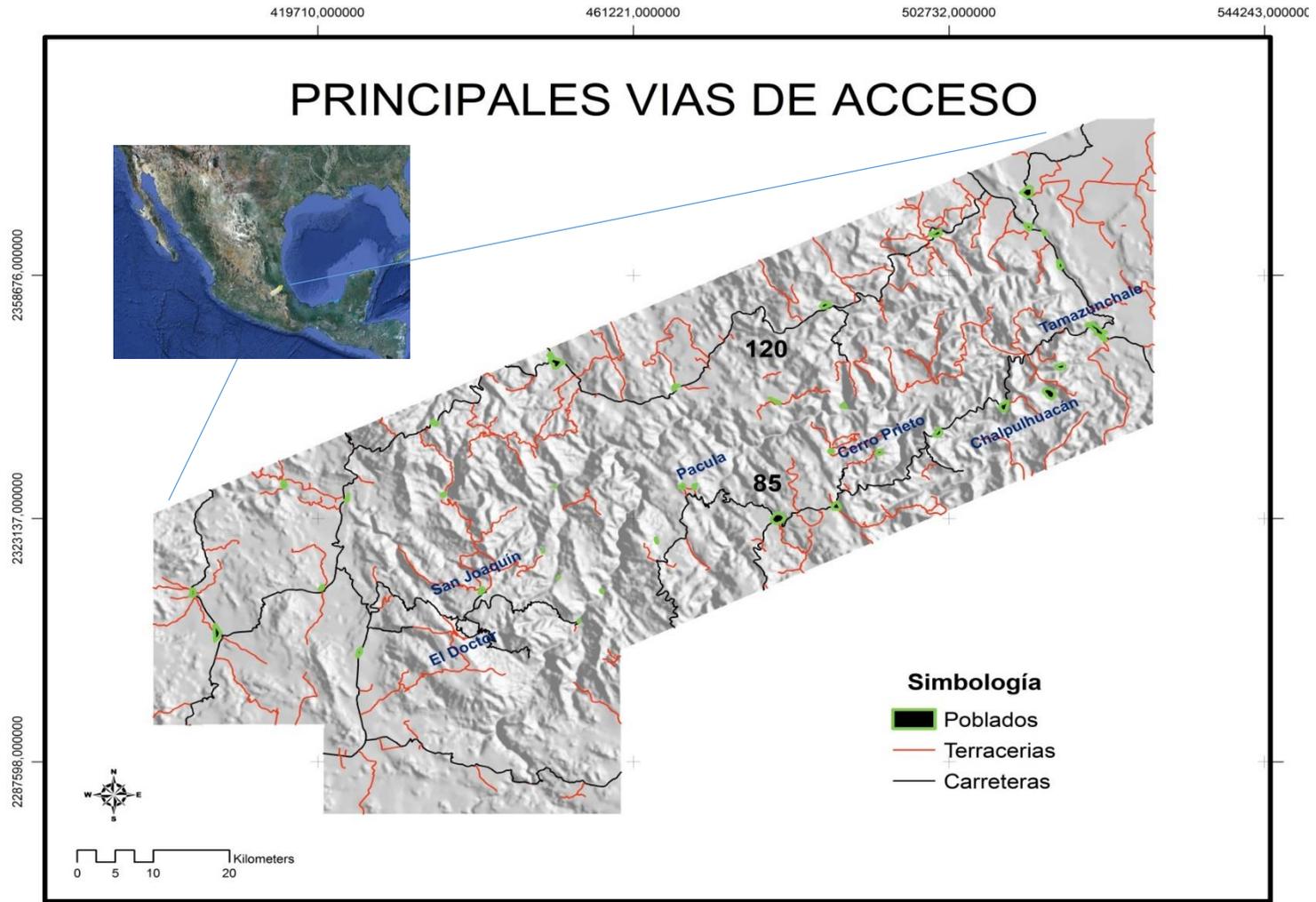


Figura 1.1. Mapa de localización de la sección estudiada del CPCM, con las principales vías de comunicación. En negro las carreteras principales, que transcurren paralelamente a la zona de estudio.

1.2 Antecedentes

El estudio de la Sierra Madre Oriental (SMO) comenzó a inicios del siglo pasado con la realización de trabajos que caracterizaron la estratigrafía del oriente de México, los cuales sirvieron de base para estudios estructurales posteriores (Heim, 1926; Burckhardt, 1930; Kellum, 1930, 1932, 1936; Imlay, 1936, 1937, 1944; Carrillo, 1961; Segerstrom, 1961). A partir de la segunda mitad del siglo pasado, diversos trabajos enfocaron su interés en comprender los aspectos geodinámicos de las porciones que componen esta provincia fisiográfica, haciendo énfasis en la teoría del geosinclinal para explicar las relaciones estructurales existentes entre las unidades litológicas (Álvarez, 1949, 1958, 1961; Humphrey, 1956; Guzmán, 1963; De Cserna, 1956, 1960, 1976). A partir de dichos estudios se elaboraron modelos paleográficos y se propusieron nuevas relaciones estructurales (Viniegra, 1963; Garza, 1973; Carrillo, 1971, Salvador, 1987). Después de la década de los 70's destaca la elaboración de cartas tectónicas y geológicas como producto de la investigación de hidrocarburos para esta región (González *et al.*, 1986; Muehlberger, 1992).

Estudios posteriores formalizaron la formación de la SMO mediante el concepto de tectónica de placas, dando nuevas herramientas que permitieron entender su historia de deformación (Tardy, 1973; Suter, 1980, 1984, 1987, 1988; Ramírez, 1978; Eguiluz *et al.*, 1982; Campa-Uranga, 1983; Carrillo, 1971; Carrillo-Martínez, 1990). Posteriormente, Eguiluz *et al.* (2000) realizaron trabajos enfocados a conocer la distribución del acortamiento de la SMO, proponiendo un modelo de cuña orogénica durante la orogenia Larámide que relaciona los estilos estructurales con las características de las secuencias sedimentarias de cada subprovincia.

Los estudios más recientes enfocados en la deformación del CPCM, han integrado técnicas analíticas tanto de geología estructural como de geoquímica. Los resultados del análisis estructural en estos trabajos han llevado a explicar el modelo de cuña orogénica, estudiando la propagación de esfuerzos hacia la parte externa del CPCM (Ortega-Flores, 2011). Dichos trabajos disienten de un estilo en la deformación de tipo Laramídico (*Thick Skinned*), a partir de una comparación en los estilos estructurales de la deformación, entre

el cinturón del sureste de las Rocallosas Canadienses y la misma sección del CPCM estudiada en esta tesis (Fitz-Díaz *et al.*, 2011). También están estableciéndose los límites temporales en la deformación, a partir de la porción oeste, centro y oriente del país (Cuellar-Cárdenas *et al.*, 2012), y la deformación en las paleocuevas, estudiando a su vez el papel de los fluidos acuosos en el control de la deformación y caracterizándolos por isótopos estables (Fitz-Díaz *et al.*, 2011, 2013). El resultado del análisis por isótopos estables, ha llevado a estos autores a proponer una interacción de agua meteórica en el reservorio activo de fluidos acuosos durante la deformación.

Dichos autores relacionan por primera vez el papel de los fluidos en la deformación; sin embargo, aunque dicho papel (ya especificado con anterioridad) es decisivo, el origen de dichos fluidos no está acotado en función de los diversos estilos de deformación entre plataformas y cuencas. Para ello, el primer paso necesario es establecer la caracterización de la composición isotópica de la región del agua meteórica a fin de disponer de un marco de referencia imprescindible al que relacionar la composición isotópica de los fluidos contenidos en las vetas asociadas a la deformación.

Algunos trabajos que han estudiado las variaciones en la composición isotópica solo han determinado la variación de $\delta^{18}\text{O}$ en una porción del centro del país (Cortes y Durazo, 2001), sin involucrar la zona de estudio para esta tesis. Otros trabajos más, han utilizado las variaciones en la composición isotópica de algunas fuentes de agua subterránea para determinar contaminación por actividad antropogénica (Escolero *et al.*, 2000), y contaminación por intrusión de agua marina (Escolero y Torres-Onofre, 2007).

1.3 Objetivos

General

Realizar un análisis comparativo de $\delta^2\text{H}$ entre las diferentes familias de inclusiones fluidas de vetas sintectónicas y la variación de la composición ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de la línea meteórica actual en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) que permita

1. discriminar los diversos orígenes de los reservorios del agua activa durante la deformación, y
2. determinar la historia de su incorporación a las diversas estructuras a través del tiempo, y en asociación con los distintos elementos paleogeográficos (plataformas y cuencas).

Específicos

- Generar la línea de la variación de la composición isotópica del agua meteórica actual en el Centro de México.
- Analizar las relaciones de fraccionamiento en isótopos de oxígeno e hidrógeno respecto a la variación de la altura en el CPCM.
- Determinar las relaciones que existen de isótopos de hidrógeno entre el agua en vetas sintectónicas y la línea de la variación de la composición isotópica del agua meteórica.

1.4 Hipótesis de trabajo

Los orígenes más probables para los fluidos que participaron en la deformación en el CPCM son agua marina modificada por interacción con las series sedimentarias (agua de cuenca) y agua meteórica. Dichos orígenes fueron discutidos por Fitz-Diaz *et al.* (2011, 2013) y es posible que la intervención de agua de uno u otro reservorio varíe con el tiempo en distintas partes del orógeno. Es decir, la configuración de las series sedimentarias en base a elementos paleogeográficos (plataformas y cuencas) cuyas características determinaron directamente los estilos deformacionales a través del orógeno, pudiera haber condicionado la incorporación diferencial de fluidos procedentes de dichos reservorios. Ello, teniendo en cuenta el régimen pulsátil del orógeno, y bajo el esquema hipotético que la misma exhumación de la secuencia sedimentaria puede provocar la intervención creciente de agua meteórica en la deformación a medida que ésta se intensifica. La existencia o ausencia de tal exhumación puede relacionarse con la profundidad de deformación, dinámica y progresión del orógeno bajo la hipótesis de su crecimiento mediante el modelo de cuña orogénica (Fitz-Diaz *et al.*, 2011; Ortega-Flores, 2011).

Sin embargo, no es posible realizar tales aproximaciones sin antes haber determinado mínimamente la composición isotópica del agua meteórica contemporánea a la deformación. Una vía para determinar la composición isotópica del agua para el periodo durante el cual estuvo activa la deformación en la sección estudiada (Cretácico Tardío - Eoceno) es mediante la determinación de la línea de variación en la composición isotópica de agua meteórica actual. Ello es posible por el hecho que, según se ha determinado en estudios paleoclimáticos (Deconto, 1999; Wilf, 1999; Mook, 2003; Breedlovestrout, *et al.*, 2013), la temperatura no tuvo cambios considerables respecto a la actual y la latitud se mantuvo prácticamente estacionaria conforme evolucionó el orógeno.

Los isótopos estables de H pueden contribuir al estudio del reservorio de fluidos acuosos involucrados en la deformación dado que, al ser las rocas carbonatadas considerablemente pobres en dicho elemento, permiten descartar que el sistema isotópico del H esté dopado con composiciones isotópicas sedimentarias, es decir, la composición isotópica del H está

dominada por el agua, mientras que la del O está dominada por las rocas. Cabe hacer notar que las rocas del área de estudio han sido reportadas previamente como muy pobres en hidrocarburos (Alvarez, 1949; De Cserna, 1956; Carrillo, 1961; Suter, 1980), por lo que tales compuestos son excluidos en tanto que posibles portadores adicionales de H que pudieran alterar significativamente la composición isotópica del H en el agua atrapada en inclusiones fluidas.

Es pertinente remarcar que la composición isotópica en H del agua en inclusiones fluidas es congruente con la determinada en Illita autigénica, la cual se precipitó en rocas carbonatadas del área de estudio, en congruencia estructural con las vetas en que se analizaron inclusiones fluidas (Fitz-Díaz *et al.*, 2013). Ello puede implicar que los fluidos acuosos que permanecieron como agua de poro en las secuencias estratigráficas de cuenca sólo se movilizaron durante la deformación dentro de éstas, pudiendo preservar la composición isotópica del reservorio acuoso activo durante el plegamiento.

Para esta tesis, se comparan sistemáticamente los resultados de la composición isotópica de $\delta^2\text{H}$ de agua atrapada en minerales de vetas previamente reportados, con los valores teóricos de la composición isotópica de la fuente de agua meteórica del Cretácico Tardío - Eoceno, obtenidos a lo largo de la sección del CPCM en el presente estudio.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Estratigrafía

La estratigrafía a lo largo de la sección estudiada está principalmente representada por secuencias carbonatadas depositadas en una gran cuenca que cubrió la mayor parte del territorio mexicano en el Cretácico, y sus respectivas subcuencas o elementos paleogeográficos. Éstos han sido estudiados y descritos en diversos trabajos (Imlay, 1944; Segerstrom, 1961; Suter 1980, 1984 y 1990; Goldhammer, 2000). La distribución de dichas subcuencas o elementos paleogeográficos se manifiesta por cambios laterales de facies. En el centro de México estos elementos paleogeográficos comienza de la zona antepaís hacia las márgenes del Golfo de México en la siguiente disposición: Plataforma El Doctor, Cuenca de Zimapán, Plataforma Valles – San Luis Potosí y Cuenca Tampico – Misantla (Fig.2.1).A continuación se describen brevemente:

Plataforma El Doctor.

La Formación El Doctor aflora en el Estado de Querétaro, 25 km al noroeste de Zimapán, Hidalgo, posee espesores reportados de hasta 1200 m (Carrillo-Martínez, 1981). Ha sido descrita como un macizo de rocas calizas de edad Berriasiano-Cenomaniano con facies de plataforma (Wilson *et al.*, 1955; Carrillo-Martínez, 1981, le suprayacen turbiditas calcáreas de la Formación Soyatal de edad Turoniano – Santoniano. Esta secuencia cabalga sobre la margen oeste de la cuenca Zimapán.

Cuenca de Zimapán.

La estratigrafía perteneciente a la Cuenca de Zimapán la constituyen depósitos vulcanoclásticos del Titoniano-Berriasiano, que recientemente se han caracterizado como base del depósito de la Formación Trancas (Ortega-Flores *et al.*, 2013), le sobreyacen a ellos depósitos sedimentarios de edad Cretácico Inferior y consisten primordialmente en delgadas capas de caliza con bandas de pedernal y calcarenitas de las Formaciones Trancas (Berriasiano-Cenomaniano) y Tamaulipas (Albiano-Cenomaniano). Sobreyaciendo a éstas formaciones se depositaron turbiditas calcáreas de la Formación Soyatal de edad

Turoniano– Santoniano. Los cambios estratigráficos dentro de las unidades que pertenecen a la cuenca de Zimapán son todos transicionales.

Plataforma Valles-San Luis Potosí:

La base del depósito de la Plataforma Valles-San Luis Potosí consta en evaporitas de la Formación Guaxcamá, a las que le sobreyace el macizo calcáreo de esta Formación que consiste en grandes paquetes de calizas y dolomías con facies de plataforma correspondientes a las formaciones El Abra y Tamabra (Suter, 1987). La edad de la Formación es Berriasiano–Cenomaniano y cuenta con espesores de hasta 2500 m. Le suprayacen por turbiditas calcáreas de la Formación Soyatal de edad Turoniano – Santoniano. La plataforma Valles-San Luis Potosí se encuentra cabalgada hacia la margen oeste por las secuencias sedimentarias de la cuenca de Zimapán.

Cuenca Tampico – Misantla:

La base de la sedimentación es de edad Jurásico – Triásico(?) y la conforman depósitos sedimentarios continentales de areniscas y conglomerados de las Formaciones Huizachal y Cahuazas, que se depositaron sobre el basamento de gneiss proterozoico. Le suprayacen a estas Formaciones calcarenitas y lutitas carbonosas de la Formación Santiago (Caloviano – Oxfordiano), con un importante aporte de materia orgánica en ellas. Por encima de la Formación Santiago se depositaron las Formaciones Tamán y Pimienta (Tithoniano – Berriasiano) y Tamaulipas (Valanginiano – Cenomaniano), conformadas de capas delgadas de mudstone color negro con bandas de pedernal, las cuales están cubiertas por las Formaciones Agua Nueva (Turoniano), San Felipe (Coniaciano – Campaniano) y Méndez (Campaniano – Maastrichtiano) que se conforman por depósitos de calizas arcillosas, lutitas y areniscas. Los depósitos más recientes que conforman las facies de cuenca de Tampico-Misantla lo constituyen las Formaciones, Chicontepec, Tanlajas y Chalma, mismas que de acuerdo a Heim (1940) conforman al Grupo Chicontepec y consisten en areniscas y lutitas, así como la Formación Velasco, que consiste en una secuencia rítmica de arenisca y lutita de estratificación delgada, las cuatro Formaciones son de edad Paleoceno-Eoceno temprano.

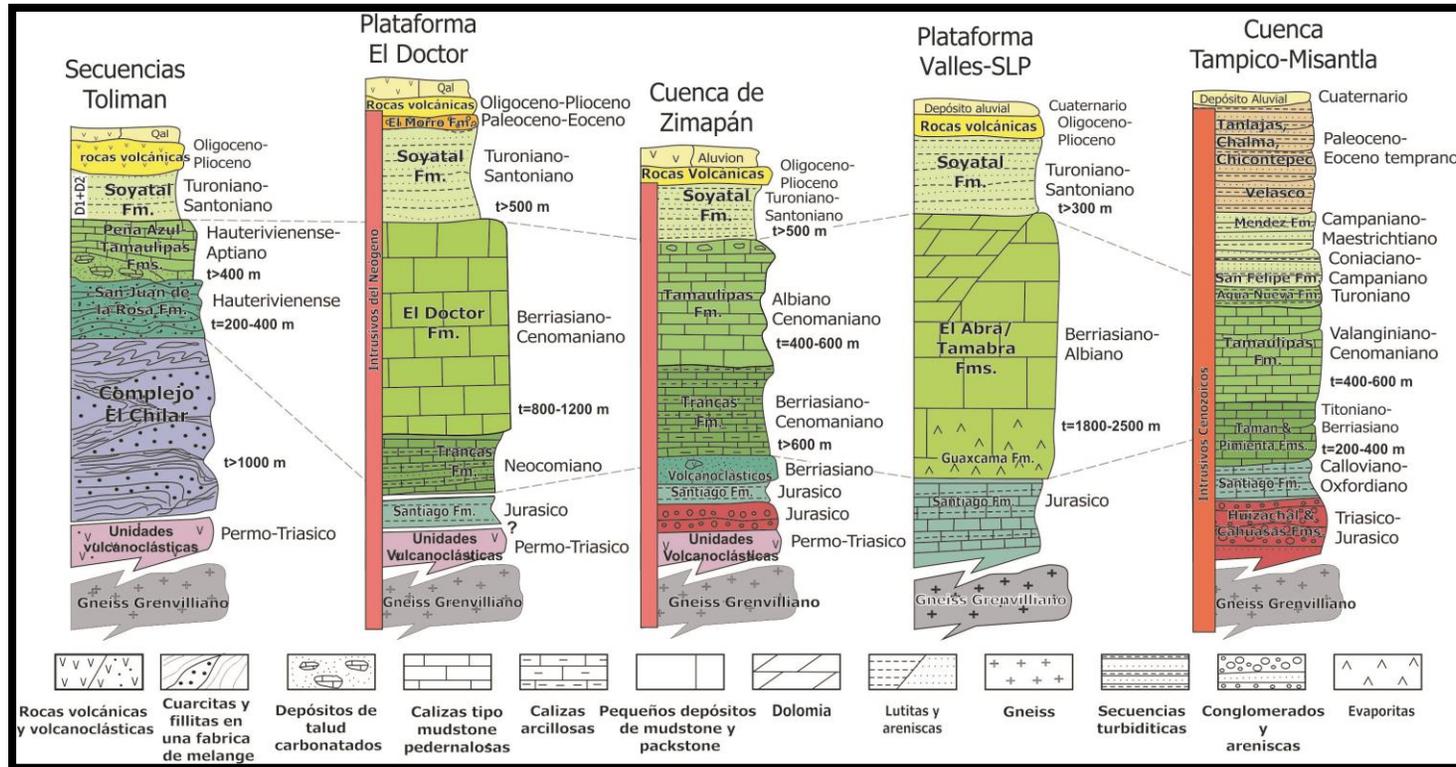


Figura 2.1. Correlación estratigráfica de los diversos elementos paleográficos constituyentes de la sección estudiada del CPCM. Muestra una mayor heterogeneidad en los depósitos de cuencas respecto a las plataformas marinas. Tomado de Fitz-Díaz *et al.* (2011).

2.2 Deformación en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM)

Los cinturones de pliegues y cabalgaduras se forman generalmente como consecuencia de la interacción convergente entre dos placas tectónicas (subducción), hacia las partes distales entre los límites de placas y comúnmente tienen una expresión orográfica. Internamente, estos cinturones muestran un acortamiento considerable, el cual es más intenso hacia la zona de traspais, y disminuye gradualmente hacia la zona de antepais hasta ser casi imperceptible en las secuencias de rocas más externas del orógeno. En la sección estudiada, localizada en el sector centro-oriental del CPCM, la deformación no sólo se propagó y disminuyó en la zona de antepais, sino que también se concentró en los límites entre plataformas y cuencas (Ortega-Flores, 2011).

A escala regional, el CPCM muestra las características de una cuña orogénica (Davis *et al.*, 1983; Eguiluz *et al.*, 2000; Fitz-Díaz, 2010; Ortega-Flores, 2011). Esta cuña orogénica tiene un estilo de deformación de piel delgada (*thin-skinned*) en dos fases (Fitz-Díaz *et al.*, 2011). La primera de ellas (D1) se acomoda por medio de cabalgaduras de bajo ángulo y pliegues asociados con una dirección de transporte hacia el este. La segunda (D2) muestra clivaje espaciado en las estructuras D1 y muestra desplazamientos métricos a lo largo de fallas inversas (Ortega-Flores, 2011).

La geometría del CPCM está indirectamente controlada por la configuración predeposicional del basamento en fosas y pilares, que se formaron durante el proceso de apertura del Golfo de México y que posiblemente controlaron la distribución de las ya descritas subcuencas sedimentarias cretácicas. En la Plataforma El Doctor se desarrollaron principalmente cabalgaduras. La parte oriental de ésta se sobrepone a rocas de la Cuenca de Zimapán, donde la deformación propició el emplazamiento de anticlinales y sinclinales asimétricos con sus flancos frontales invertidos, inclinados hacia el suroeste. El borde oriental de esta cuenca se encuentra cabalgando a la Plataforma Valles-San Luis, la cual muestra deformación similar a la de la Plataforma El Doctor, y cabalga en su borde oriental a la Cuenca Tampico-Misantla, que presenta desarrollo de pliegues transportados en

dirección este-noreste. Es decir, las cuencas y plataformas se invirtieron, pasando de ser elementos topográficos negativos a positivos, en forma de escamas tectónicas imbricadas hacia el oriente (Figura 2.2).

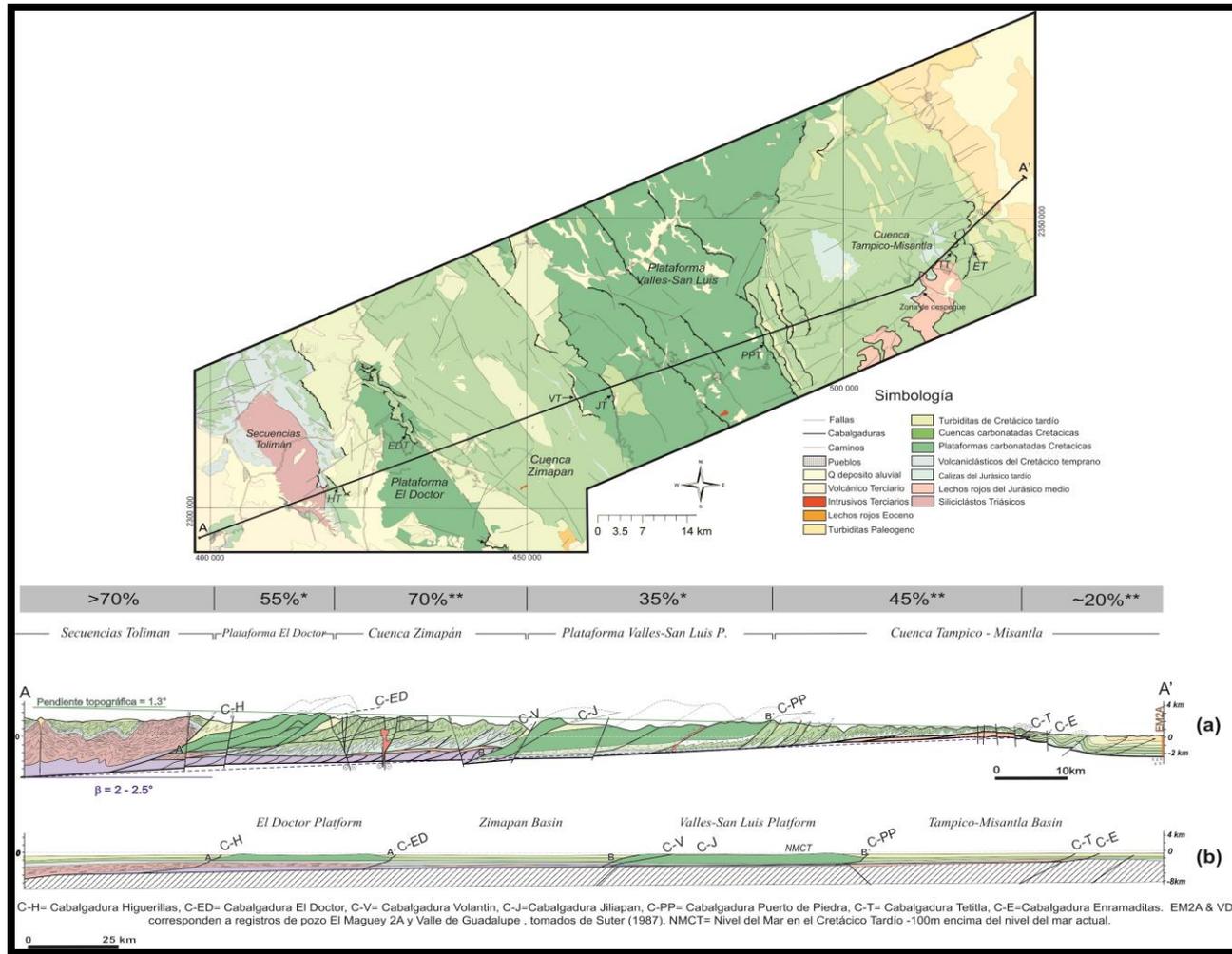


Figura 2.2. Mapa Geológico del centro de México que muestra la ubicación de la sección A-A', así como la distribución de los elementos paleográficos a lo largo de la sección estudiada. (a) Sección geológica que se muestra los acortamientos de las facies carbonatadas, así como las estructuras asociadas a cada elemento paleográfico, y (b) reconstrucción de la distribución de las facies carbonatadas antes de la deformación. Tomado de Fitz-Díaz *et al.* (2011).

2.3 Generación de vetas sintectónicas durante la deformación del CPCM

De acuerdo con estudios previos (*e. g.*, Fitz-Díaz, 2011), el emplazamiento de vetas sintectónicas en las rocas deformadas a lo largo de la sección estudiada da cuenta de la movilidad de fluidos acuosos que estuvieron activos durante la historia de la deformación del CPCM. Dicha movilidad de fluidos estuvo controlada por las características litológicas que presentan los diversos depósitos carbonatados con que interactuaron, tales como permeabilidad y porosidad primaria, así como por la escala y geometría de las estructuras desarrolladas tanto en plataformas como en cuencas a través de la historia de la deformación. Un estudio comparativo estructural y geoquímico de isótopos estables (Fitz-Díaz *et al.*, 2011) permitió inferir al menos dos mecanismos mediante los cuales circularon a lo largo de la sección estudiada:

- 1.- A través de un medio abierto, el cual pudo ser favorecido por zonas de fallas mayores, principalmente emplazadas en plataformas y en los contactos estructurales entre éstas y las cuencas, así como en zonas de *décollement*. En este medio la transferencia de minerales en fluidos acuosos pudo ser muy rápida, de forma que su interacción con la roca huésped fue muy limitada y,
- 2.- A través de un medio confinado, en donde la velocidad de transferencia de minerales haya sido lenta, de modo que el tiempo de residencia de fluidos acuosos con la roca huésped fuera prolongado y, a su vez, favoreciera la disolución de minerales por presión-disolución a escala de grano durante la deformación, mismos que posteriormente precipitaran en fracturas.

En el estudio de Fitz-Díaz *et al.* (2011) se documentaron tres generaciones de vetas en las cuencas pertenecientes a la sección estudiada (Zimapán y Tampico-Misantla), las cuales fueron analizadas de acorde a su emplazamiento estructural y se designaron como V1, V2 y V3 (Figura 2.4).

Las vetas V1 (V1a y V1b) fueron caracterizadas por su desarrollo al inicio de la deformación, ya que se emplazan paralelas al plegamiento (Ver fig. 2.3). Su mineralogía consiste en calcita

y cuarzo, con textura fibrosa perpendicular a la extensión, y se reportan afectadas por microfracturas, maclas y recristalización. Se reportó una abundancia mayor de estas vetas en la cuenca de Zimapán respecto a Tampico-Misantla.

Las vetas V2 fueron estudiadas en ambas cuencas, desde las partes menos deformadas en la cuenca Tampico-Misantla hasta las zonas con una intensa deformación en la cuenca de Zimapán. Para dicho estudio, Fitz-Díaz *et al.* (2011) eligieron familias de vetas de una misma formación (Fm. Tamaulipas). La caracterización de estas vetas se definió de acuerdo a su emplazamiento, en la parte externa del arco de charnela acomodando extensión en el arco externo de las capas (V2a) y en los flancos de pliegues en vetas *en échelon* acomodando cizalla paralela a capa dentro de las capas plegadas (V2b). Su mineralogía está dominada por calcita cuando se emplazan en calizas, e incrementa su contenido en cuarzo (hasta un 15%) cuando se emplazan en areniscas o lutitas, y comúnmente preservan su estructura interna original fibrosa. De acuerdo a la clasificación de los autores, estas vetas son contemporáneas a la deformación (Figura 2.3).

Por último, se reportan a las vetas V3, las cuales cortan a las anteriores y a los pliegues y cabalgaduras. Comúnmente se asocian a fallas normales tardías y se han interpretado como producto de colapso gravitacional. Como son posteriores a la deformación, no son de interés para el presente trabajo, ya su objeto es contribuir a la caracterización de los reservorios de fluidos involucrados en la deformación.

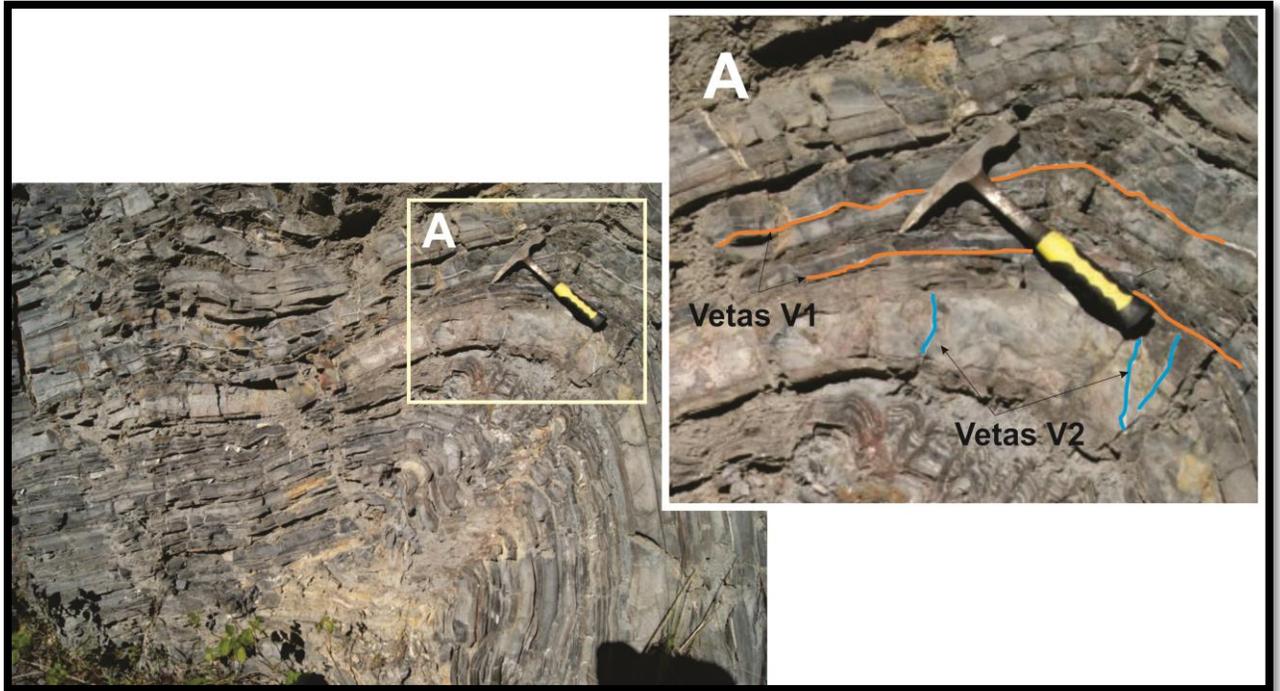


Figura 2.3. Fotografía de un pliegue de la Cuenca de Zimapán que muestra el emplazamiento de las vetas de interés para el presente estudio. A la derecha se indican ejemplos de vetas pre-tectónicas (V1) en color anaranjado, y sin-tectónicas (V2) en color azul.

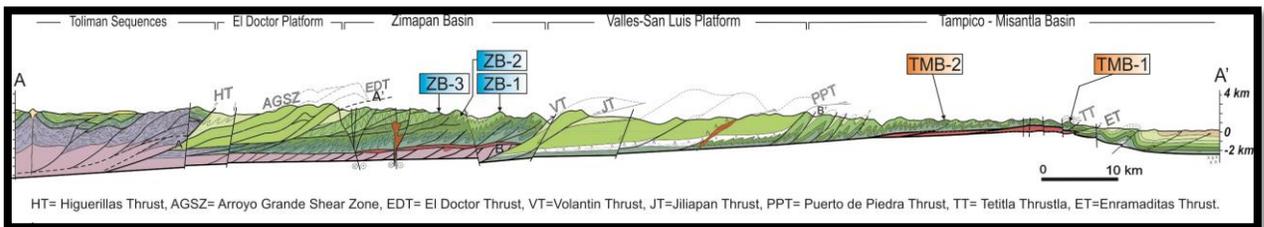


Figura 2.4. Sección de la zona de estudio que indica los sitios donde se colectaron vetas analizadas por isótopos estables. Tomado de Fitz-Díaz, *et al* (2011).

3. ESTABLECIMIENTO DE LA LÍNEA DE VARIACIÓN DE LA COMPOSICIÓN ISOTÓPICA DE $\delta^2\text{H}$ Y $\delta^{18}\text{O}$ EN AGUA METEÓRICA A LO LARGO DEL CPCM

3.1 Introducción

El agua meteórica reside en la superficie continental en forma de glaciares, mantos acuíferos, ríos y lagos. Se origina por la descarga de nubes en forma de lluvia, granizo o nieve al interior de los continentes (Mook, 2003; Sharp, 2007). La precipitación de agua de lluvia tiene lugar cuando una masa de aire asciende (dinámicamente o como consecuencia de la orografía), acarreado consigo el vapor derivado de agua oceánica y debido a expansión adiabática, se enfría hasta alcanzar el punto de rocío dando lugar a la formación de gotas de lluvia (Mook, 2003). La precipitación de agua de lluvia se da en una proporción aproximada del 90% sobre la superficie de los océanos y un 10% se moviliza en masas de aire al interior de los continentes (Sharp, 2007).

El agua meteórica es una fuente de agua genérica que no posee una composición isotópica fija, pues ésta se modifica con cada cambio de fase, lo que se denomina “fraccionamiento isotópico”. El fraccionamiento isotópico tiene lugar con la evaporación de agua oceánica, ya que el incremento en la temperatura de la superficie oceánica provoca que las moléculas de agua constituidas por átomos más ligeros de O y H (^1H y ^{16}O) se fraccionen mayoritariamente hacia la fase vapor; asimismo, las moléculas de agua constituidas por átomos más pesados de O y H (^2H y ^{18}O) se fraccionan mayoritariamente hacia la fase líquida. Cuando las nubes viajan al interior de los continentes, una parte de la fase vapor se condensa y precipita a determinada altura, y esto subsecuentemente ocurre mientras la elevación topográfica se incrementa (Rowley and Grazioplene, 2007; Sharp, 2007; Campani *et al.*, 2012), en un nuevo proceso de fraccionamiento isotópico. De tal forma, los isótopos más ligeros permanecerán en la fase vapor respecto a la fase líquida que precipita a partir de ella. A partir de sucesivas precipitaciones, de esta manera, la composición isotópica del agua de lluvia presentará valores cada vez más negativos (Figura 3.1), en lo que se conoce como “destilación de tipo Rayleigh”. Algunos autores han modelado las nubes como una columna vertical en donde se van produciendo reiteradas destilaciones (Kirschenbaum,

1953; Tzur, 1971), dando como resultado un empobrecimiento extremo de isótopos pesados hacia mayores elevaciones.

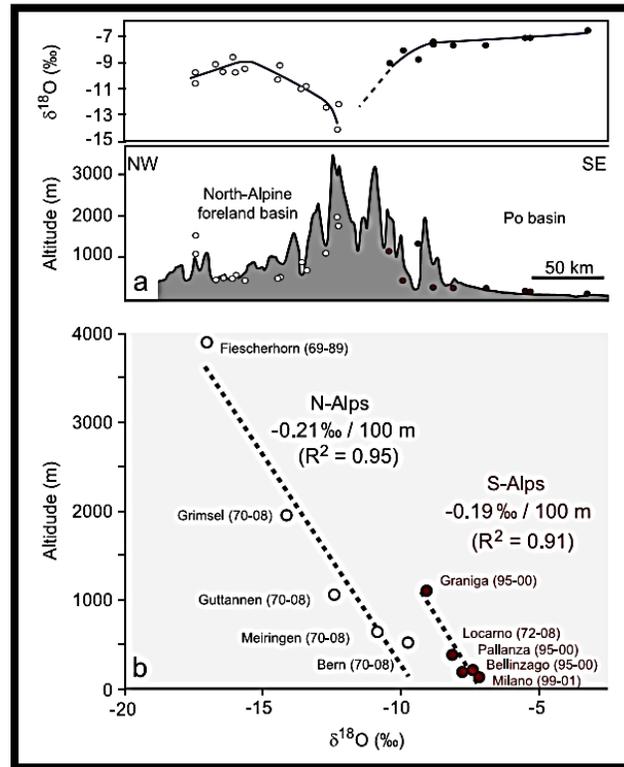


Figura 3.1. Sección NW-SE de los Alpes, indica un empobrecimiento de isótopos de O en la descarga de agua de lluvia a medida que se incrementa la elevación topográfica. Tomado de Campani *et al.* (2012).

La distribución de la temperatura a nivel global modela la composición isotópica del agua meteórica ya que, mientras mayor es la temperatura sobre la superficie de los océanos, la fase de vapor podrá contener una mayor cantidad de isótopos pesados. Ello, debido a que la energía de vibración de las moléculas de agua es mayor y pueden pasar con mayor facilidad a la fase vapor. Ello no ocurre en regiones con promedios de temperatura bajos, donde la energía de vibración de las moléculas de agua es baja y solo pueden desprenderse hacia la fase de vapor isótopos ligeros (Mook, 2003; Sharp, 2007). Las temperaturas elevadas se registran en las zonas ecuatoriales (latitudes bajas), aumentan hacia los trópicos debido a la intensa radiación y disminuyen hacia los polos (latitudes altas), registrando

climas fríos (Figura 3.2). Dicho de otra manera, en medios poco energéticos se intensifica el fraccionamiento isotópico, mientras que en medios poco energéticos se atenúa.

Los factores que influyen en la distribución de la temperatura a nivel global son principalmente: (1) la circulación oceánica, que lleva consigo corrientes de agua cálida hacia latitudes altas, (2) la topografía, que registra razones de variación en $\delta^{18}\text{O}/\text{km}$ de elevación en el rango de -0.19 a -0.21 ‰ con respecto a VSMOW (Campani *et al.*, 2012), y (3) la radiación solar, que permite una tasa de evaporación creciente a mayor insolación (mayores temperaturas promedio).

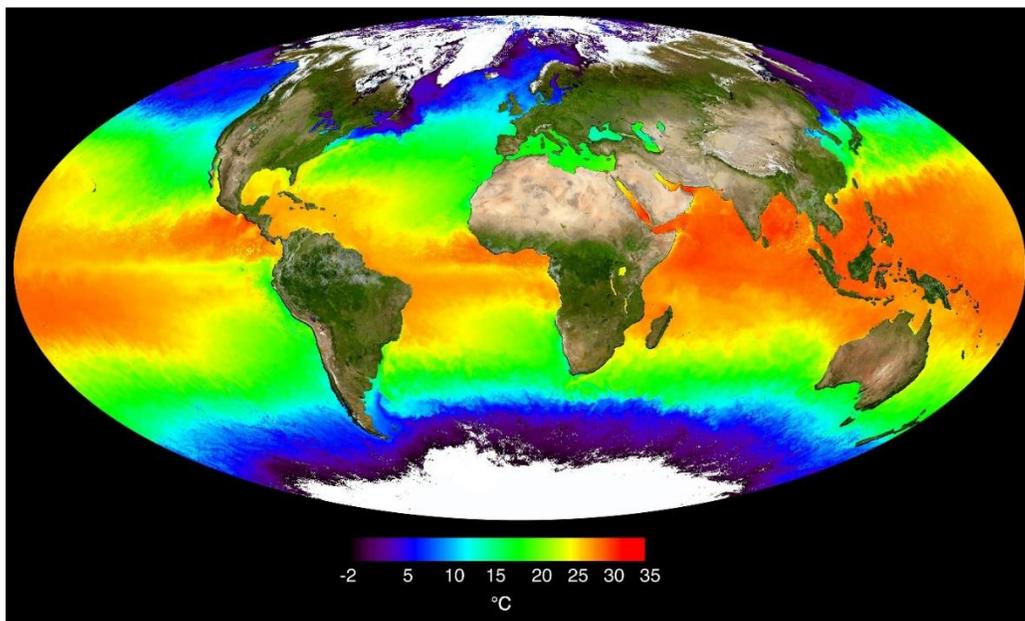


Figura 3.2. Mapa global de distribución de la temperatura media anual. Muestra las regiones más cálidas hacia el ecuador y trópicos, y más frías hacia los polos. Tomado de <http://aquarius.nasa.gov>.

3.2 Características ambientales y topográficas de la sección estudiada del CPCM.

La variación en la composición isotópica a lo largo de la sección del CPCM estudiada está sujeta a las barreras topográficas existentes, la posición latitudinal y las condiciones ambientales que prevalecen en la región, mismas que a continuación se describen:

La temperatura media anual se encuentra diversificada a lo largo de la sección del CPCM estudiada (Figura 3.3), debido principalmente a la heterogeneidad en la vegetación y microclimas presentes. Estas variaciones se encuentran reportadas en el sitio *web* del Servicio Meteorológico Nacional (<http://smn.cna.gob.mx>), distribuyéndose a partir de la Planicie Costera e internándose al centro del país de la siguiente forma:

- Clima cálido subhúmedo con temperaturas entre 22° y 26 °C en la Planicie Costera,
- Clima templado húmedo hacia el interior del orógeno, con temperaturas de 18° a 22 °C e intensas precipitaciones y,
- Al centro del país, un clima templado sub-húmedo que presenta temperaturas de 18° a 22 °C.



Figura 3.3. Mapa de climas de México. Se puede observar la variación climática desde la costa hacia el centro del país. Tomado de <http://smn.cna.gob.mx>.

La *latitud* donde se ubica la sección del CPCM estudiada se encuentra entre 21°N y 22°N (Figura 3.4).

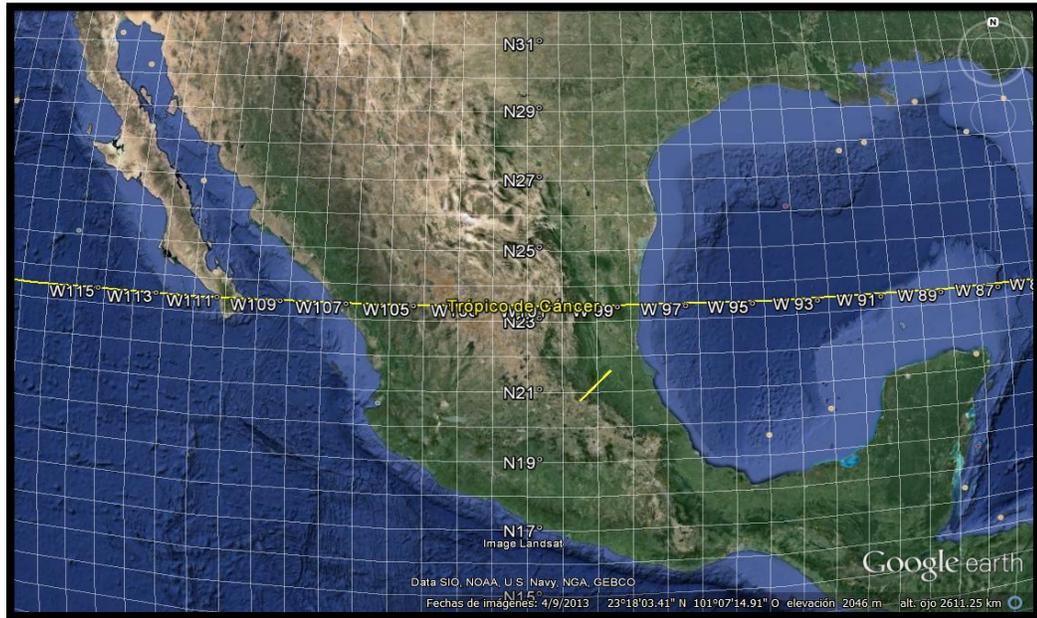


Figura 3.4. Ubicación de la zona de estudio según su latitud, en amarillo. Imagen tomada de Google Earth.

La *circulación de vientos* deriva principalmente de los vientos alisios, que son regulares y entran por el Golfo de México desde el noreste. En verano existe una importante influencia de monzones (Figura 3.5).

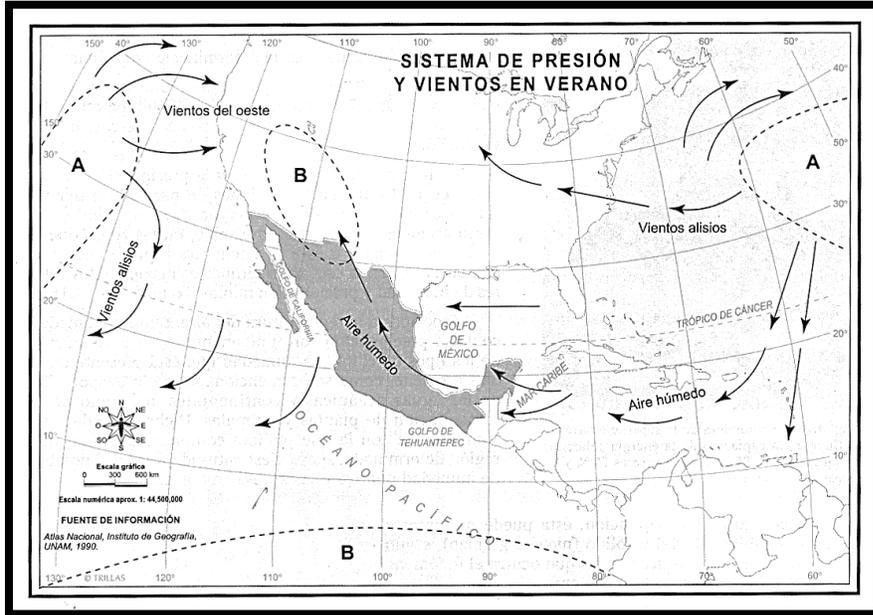
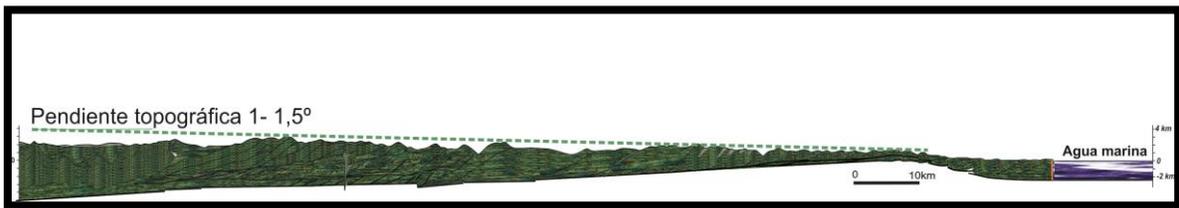


Figura 3.5. Mapa de circulación de vientos en México, muestra la circulación de vientos en el Golfo de México durante el verano con dirección hacia el Noroeste.

La altura aumenta desde la Planicie Costera del Golfo de México, con una elevación máxima de ~3100 msnm. Se estimó una pendiente de la superficie topográfica con una inclinación de 1-1.5° (Fitz-Díaz *et al.*, 2011) inclinada hacia el Este (Figura 3.6). Salvo relieves de hasta pocos cientos de metros, se puede considerar que no existen barreras topográficas mayores en las partes elevadas que puedan afectar la circulación de nubes al interior del continente.



.Figura 3.6. Perfil topográfico se la sección del CPCM estudiada en el centro de México. La pendiente de la superficie topográfica se calculó entre 1 y 1.5 ° hacia el este.

3.3 Metodología de muestreo

La metodología de muestreo incluyó la recolección de agua tanto de lluvia, como de manantiales, ríos y cascadas. La metodología de recolección empleada garantiza el máximo aprovechamiento del agua meteórica, y su óptimo resguardo para evitar su evaporación o contaminación. Para ello se siguieron sistemáticamente los siguientes pasos:

Se determinaron las localidades de muestreo de agua de lluvia considerando, por una parte la circulación de vientos para elegir los sitios que resultaran favorecidos con un transporte eficiente de nubes y, por otra parte, los puntos topográficamente más altos a lo largo de la sección estudiada. Ello, para evitar contacto con microclimas o evapotranspiración de zonas boscosas, que pueden modificar la composición isotópica de agua de lluvia acarreada desde el Golfo de México (Figura 3.7).

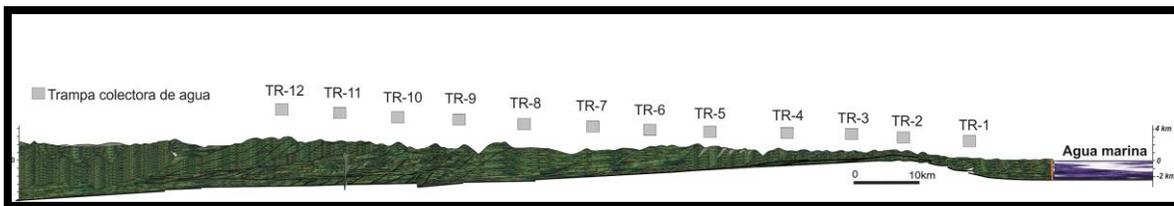


Figura 3.7. Perfil topográfico de la sección estudiada del CPCM en el Centro de México. Los recuadros indican la ubicación de los sitios donde se colocaron los colectores de agua.

Se construyeron colectores de agua de lluvia, los cuales consisten en tambos de plástico con capacidad de 20 litros, forrados con hule bajo-alfombra con 5 capas en la base y cima del tambo y 3 capas en las caras verticales. Este hule es usado para conformar un forro térmico que permita mantener la temperatura al interior del colector, de forma que se evite su calentamiento al estar expuesto a la intemperie y, con ello, la evaporación del agua captada (y el fraccionamiento isotópico subsiguiente). Posteriormente, se forra el contenedor con capas delgadas de aluminio, lo que permite reflejar la luz solar y así evitar su calentamiento. Al final se le coloca un embudo para captar agua, al cual previamente se

le coloca una malla con la función de impedir la entrada de cualesquiera objetos que pudieran contaminar la muestra. Por último se coloca el colector en una caja de madera previamente pintada de blanco (para contribuir a su aislamiento térmico), que sirve como base para evitar que se voltee y derrame el colector. De igual manera, se pinta de color blanco 1 m² de la superficie donde se coloca para reflejar la luz del sol y evitar el calentamiento del colector (Figura 3.8).

Se colocaron los colectores en azoteas, evitando la presencia de objetos que pudieran impedir el libre llenado de los colectores o favorecer la caída de objetos indeseables, tales como antenas, tinacos o bardas (Fig. 3.8). Como último paso, se introdujo en los colectores 25 ml de aceite mineral, mismo que genera una capa delgada y homogénea que obstaculiza la evaporación del agua y permite preservar la composición isotópica original de la descarga de las nubes, además de atrapar partículas sólidas (e.g., polvo, insectos). En total se colocaron 12 colectores de agua de lluvia en elevaciones entre 50 y 2800 msnm.

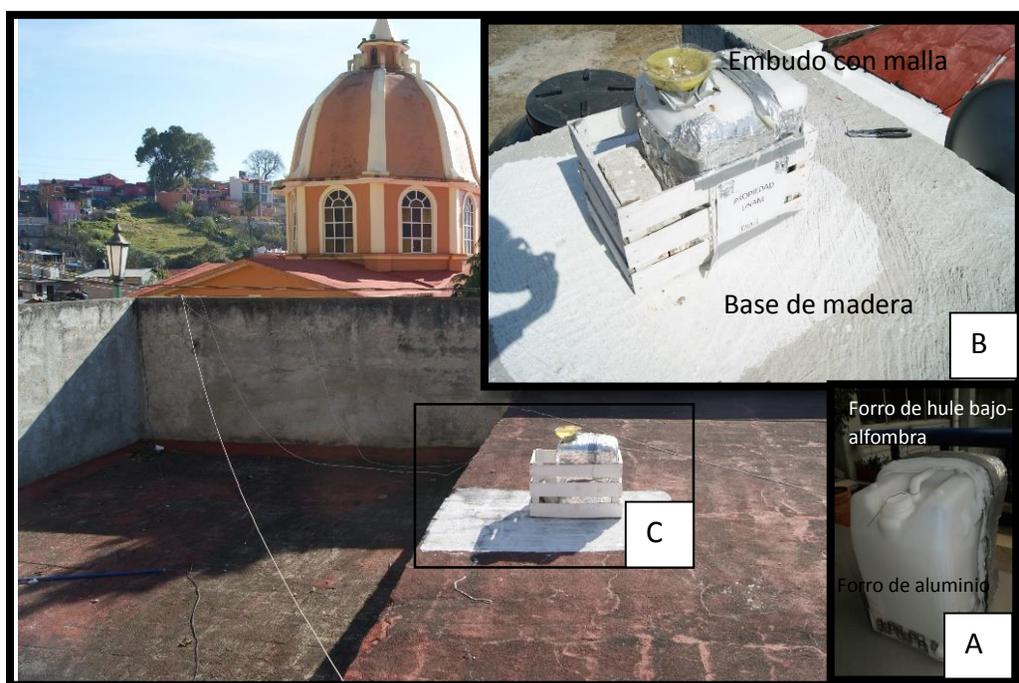


Figura 3.8. Fotografías de trampa colectora de lluvia. A, detalle de construcción de trampa. B, detalle de trampa instalada. C, trampa instalada en azotea.

Muestreo de agua de escorrentía, se tomaron muestras de desembocaduras de ríos subterráneos alejados de poblados, a fin de evitar la contaminación de agua y con ello poder obtener resultados confiables (Figura 3.9). Durante la inspección periódica de los colectores, se tomaron muestras de los mismos sitios para obtener un promedio de la composición isotópica del agua de cada localidad. En total, se tomaron muestra de agua de 5 ríos y 2 manantiales, en un total de 100 ml por cada vez.



Figura 3.9. Fotografías de ejemplos de localidades en donde se colectó agua de escorrentía. A, Cascada Maravillas. B, Rio Tamán. C, Cascada Xilitla.

Se monitorearon los colectores de agua con una periodicidad de 2 meses, con la finalidad de evitar que se derramara su contenido, sustituyendo colectores que tuvieran una cantidad de al menos un 50% de su volumen. En la Tabla 3.1 se muestran las cantidades de agua de lluvia colectada.

CLAVE DE COLECTOR	ELEVACION TOPOGRAFICA (MSMN)	POBLADO	VOLUMEN COLECTADO (lt)
TR-1	50	Tanquían	6.00
TR-2	150	San Martín Chalchicautla	7.00
TR-3	200	Tamazunchale	10.00
TR-4	400	Los Amigos	18.00
TR-5	950	Chalpulhuacán	12.00
TR-6	1300	Santa Ana de Allende	15.50
TR-7	1400	Cerro Prieto	6.50
TR-8	1500	Pácula	6.00
TR-8	1600	Jiliapan	5.00
TR-10	1650	Apartadero	6.00
TR-11	2450	San Joaquín	10.00
TR-12	2800	El Doctor	5.00

Tabla 3.1. Relación de volúmenes de agua de lluvia colectada en trampas, que muestra los poblados donde se instalaron los colectores y la altura a la que se colocaron.

3.4 Metodología analítica

El análisis isotópico de las muestras de agua colectadas se llevó a cabo en el Laboratorio de Isótopos Estables del Instituto de Geología de la UNAM, el cual esta acondicionado para mantener una temperatura controlada que permite exponer al ambiente las muestras de agua sin que éstas lleguen a experimentar evaporación mientras se preparan para el análisis isotópico. A tal efecto, los pasos llevados a cabo fueron los siguientes:

Separación de fracciones de aceite y acuosa en muestras de agua extraída de colectores. En este paso se utilizó un embudo de separación para obtener la fracción acuosa, en el que se vierte agua previamente agitada dentro del colector, en cantidad suficiente para llenar el embudo, y se dejó reposar por 24 horas antes de obtener la muestra sin aceite (Figura 3.10). Para el agua de escorrentía no fue necesario este paso.



Figura 3.10. Fotografías del proceso de separación de fracciones de aceite en agua de lluvia colectada. Izquierda, embudos de separación con muestras después de 24 hrs. Derecha, obtención de agua libre de aceite.

Separación de fracciones orgánicas por medio de carbón activado. Cuando el agua colectada mostró fracciones de materia orgánica, ésta fue separada por medio de carbón activado, el cual se hace agitar dentro de la muestra de agua para que pueda adsorber dichas fracciones. Una vez que la muestra quedó libre de materia orgánica, se eliminó el carbon activado por medio de filtrado de papel (Figura 3.11). Este procedimiento no fue necesario para el agua de escorrentía.

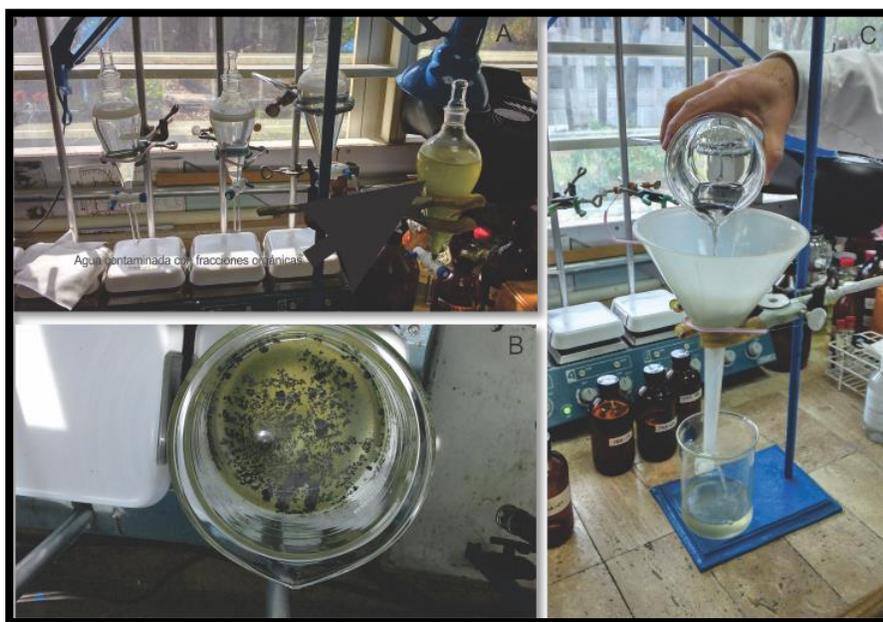


Figura 3.11. Proceso de separación de fracciones orgánicas en muestras de agua de lluvia colectada. A, muestra contaminada por fracciones orgánicas. B, Separación de fracciones orgánicas usando carbón activado. C, eliminación de carbón activado usando filtros de papel.

Envasado en viales. En esta parte se envasaron las muestras de agua previamente tratadas, llenándose viales de 2 ml, colocados en una gradilla para su análisis de isótopos estables en el analizador isotópico de agua líquida (Figura 3.12).

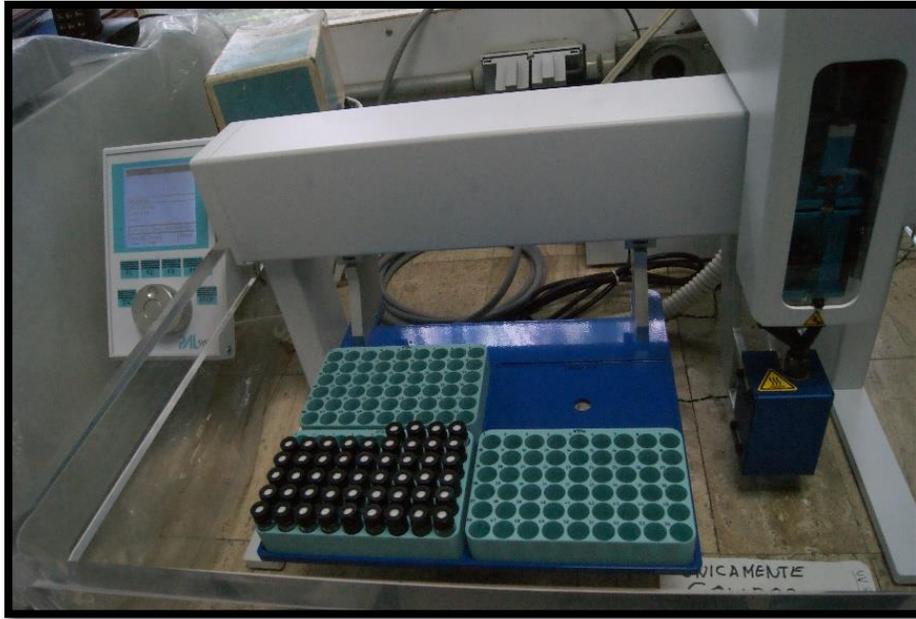


Figura 3.12. Gradillas con viales preparados con agua lista para el análisis isotópico.

Análisis de isótopos estables de $\delta^2\text{H}$ en dispositivo de análisis isotópico de agua líquida Los Gatos Research (pat. en trámite). La técnica que emplea este analizador isotópico es a través de espectrometría de absorción láser que mide la energía de vibración entre enlaces de átomos de oxígeno e hidrógeno, para finalmente determinar las masas atómicas. El funcionamiento de este equipo se describe brevemente a continuación: El análisis de isótopos de $\delta^2\text{H}$ en agua comienza cuando el analizador isotópico toma una muestra de los viales mediante una aguja, la conduce a una cámara caliente que vaporiza la muestra, la lleva en fase gaseosa a bajo vacío (10^{-1} mbar) dentro de una cámara compuesta por un diodo emisor láser y dos espejos de alta reflectancia que poseen una longitud focal total de 2500 m (Figura 3.13). El vapor de agua interacciona con un haz láser emitido por un diodo de 1.4 nm, midiendo la energía de vibración de los enlaces, y de esa forma determina las masas isotópicas de los compuestos. Una vez analizada la muestra, es eliminada mediante el sistema de vacío y llevada a una trampa externa de Dryerita (desecante) mediante válvulas neumáticas, que permite secar la cámara y dejarla libre de contaminación.

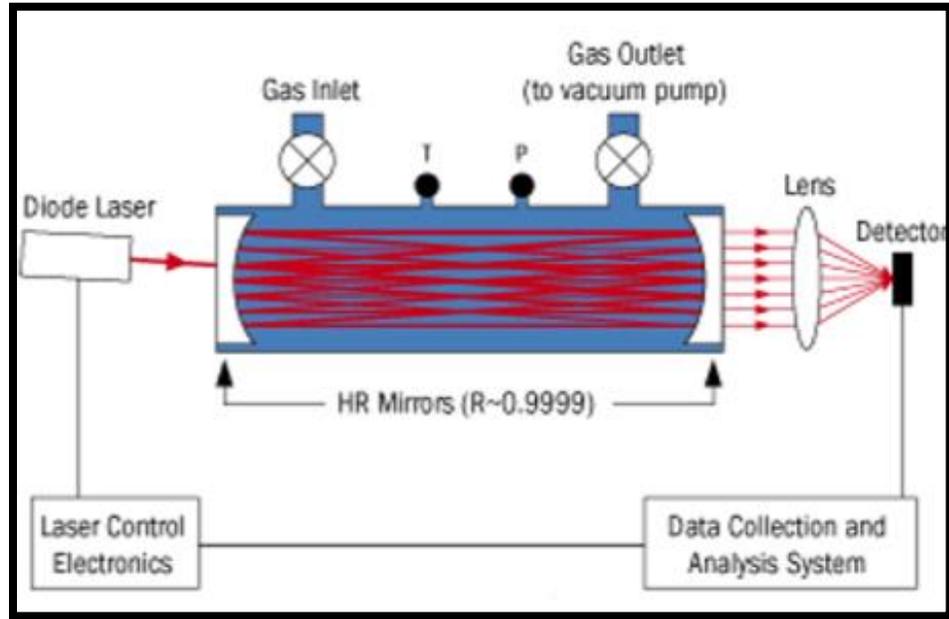


Figura 3.13. Esquema de los componentes del analizador isotópico *Los Gatos Research*.

Durante el análisis de cada muestra se analizan también los estándares de trabajo (VSMOW, GISP, SLAP y AGUA Tipo I FLEX 2010 grado HPLC) para evaluar la calidad de cada medición y determinar los errores analíticos durante el proceso. Cada muestra es analizada ocho veces y los estándares de trabajo se miden nuevamente para calibrar el equipo cada cuatro muestras.

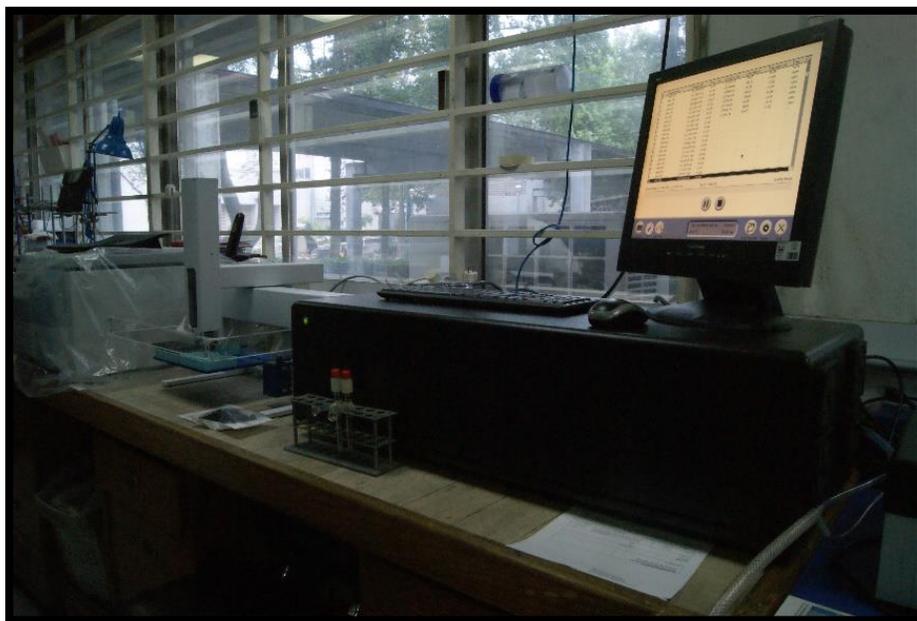


Figura 3.14. Fotografía del analizador isotópico *Los Gatos Research* en funcionamiento.

Análisis de isótopos estables de O en el espectrómetro de masas. La preparación de muestras de agua para analizarlas por medio de espectrómetro de masas comienza agregando ácido ortofosfórico a cada muestra de agua por analizar, con la finalidad de eliminar cualquier rastro de contaminación por carbono que pudiera tener. Posteriormente se extrae el gas CO₂ generado por la reacción y se inyecta He y CO₂ en cantidades y con composición isotópica conocidas. La mezcla de He y CO₂ agregados en la muestra de agua se preserva por al menos 55 horas a 25 °C, con la finalidad de crear un intercambio de átomos de oxígeno del agua y del gas hasta llegar al equilibrio isotópico. Posteriormente se extrae el gas CO₂ y se analiza en el espectrómetro de masas. La técnica de análisis por espectrometría de masas consiste en llevar el gas de interés a través de capilares hacia una celda de iones, donde las moléculas de CO₂ son ionizadas y dirigidas a un electroimán, que las acelera y envía a una celda de Faraday, que las contabiliza de acuerdo a su masa. Al final se obtienen las relaciones isotópicas entre masas de ¹³C /¹²C y O¹⁸/O¹⁶. Los resultados de δ¹⁸O_{VSMOW} y δ²H_{VSMOW} fueron normalizados en la escala VSMOW, SLAP de acuerdo con Coplen (1988).

3.5 Obtención de la Línea de Agua Meteórica Local a lo largo de la sección estudiada del CPCM

La determinación de la Línea de Agua Meteórica Local (LAML) fue posible a partir de obtener las concentraciones isotópicas de las moléculas de agua analizadas, basándose en las relaciones entre la composición isotópica de estándares y de las muestras de agua colectada (Ecuaciones 1 y 2). El estándar utilizado para este fin es el VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water), que tiene una composición isotópica de $\delta^2\text{H} = 0\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O} = 0\text{‰}$.

La notación delta [δ] que se emplea para expresar el valor de la relación en la composición isotópica entre un compuesto de interés y uno de referencia, es el resultado de las siguientes relaciones matemáticas, expresadas en tanto por mil (‰):

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{muestra}} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{VSMOW}}}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{VSMOW}}} \right] * 1000 \quad (1)$$

$$\delta^2\text{H} = \left[\frac{{}^2\text{H}/{}^1\text{H}_{\text{muestra}} - {}^2\text{H}/{}^1\text{H}_{\text{VSMOW}}}{{}^2\text{H}/{}^1\text{H}_{\text{VSMOW}}} \right] * 1000 \quad (2)$$

De esta manera el cociente de ambas relaciones es negativo si la concentración de isótopos ligeros de la muestra es mayor respecto a la de los pesados.

Las concentraciones naturales de isótopos de oxígeno e hidrógeno reportadas en la naturaleza (Mook, 2003; Sharp, 2007) son:

$${}^{16}\text{O} = 99.763\% \quad {}^{17}\text{O} = 0.0375\% \quad {}^{18}\text{O} = 0.1995\% \quad \text{y};$$

$${}^1\text{H} = 99.985\% \quad {}^2\text{H} = 0.015\%$$

por lo que en laboratorio solo es posible analizar los dos isótopos estables más abundantes, tanto de oxígeno como de hidrógeno, es decir $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$.

La construcción de la LAML se basó en la correlación lineal que Craig (1961) y Dansgaard (1964) encontraron entre los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para la precipitación de diversos lugares del mundo, observaron que las aguas meteóricas y marinas de todo el mundo se correlacionan o proyectan a lo largo de una línea que se conoce como la Línea de Agua Meteórica Mundial, la cual se define por la siguiente expresión lineal:

$$\text{Línea de Agua Meteórica Mundial: } \delta^2\text{H} = \delta^{18}\text{O} * 8 + 10$$

4. RESULTADOS

Las relaciones isotópicas (referidas a VSMOW) obtenidas tanto en las muestras de agua de lluvia, como en agua de escorrentía a lo largo de la sección del CPCM estudiada, permitieron obtener la línea de la variación en la composición isotópica, además de establecer un factor de fraccionamiento para isótopos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ por cada km de elevación topográfica.

Los valores en la composición isotópica de $\delta^2\text{H}$ varían en rangos de -80‰ a -25‰ y para $\delta^{18}\text{O}$ en rangos la variación se encuentra entre -12‰ a -4‰, desde el transpaís hacia el antepaís, respectivamente (Tabla 4.1).

Clave de Trampa (A)	Poblado	Altura (msnm)	$\delta^2\text{H}_{\text{VSMOW}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (‰)
TRA- 12	El Doctor	2743	-80.34	-11.75
TRA- 11	San Joaquín	2430	-68.87	-10.28
TRA- 10	Apartadero	1640	-60.06	-9.05
TRA- 9	Jiliapan	1525	-52.42	-8.33
TRA- 8	Pácula	1313	-57.18	-8.84
TRA- 7	Cerro Prieto	1589	-48.15	-8.01
TRA- 6	Santa Ana de Allende	1387	-42.09	-7.03
TRA- 5	Chalpulhuacán	961	-42.83	-7.15
TRA- 4	Taman (Los Amigos)	390	-32.55	-5.91
TRA- 3	Tamazunchale	153	-36.72	-6.38
TRA- 2	Tan Martin Chalchicuatla	201	-30.76	-5.63
TRA- 1	Tanquían	56	-25.35	-4.89
Clave de muestra de escorrentía (B)	Lugar de colecta	Altura (msnm)	$\delta^2\text{H}_{\text{VSMOW}}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$ (‰)
CS-1	cascada Maravillas, San Joaquín	2200	-66.22	-10.00
MP-2	cascada Xilitla	450	-36.23	-6.32
MP-1	cascada Xilitla	450	-36.58	-6.16
MT-1	Manantial San Joaquín	2100	-64.01	-9.71
MR-1	Río Taman	1300	-62.35	-8.27
MR-2	Río Tanquían	50	-57.47	-8.00
MR-3	Río Tamazunchale	130	-39.18	-6.64

Tabla 4.1. Relación de sitios donde se obtuvieron muestras de agua, la altura de los mismos y los valores obtenidos de la composición isotópica de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$. En la parte superior (A) se muestran los resultados para agua colectada en trampas, en la parte inferior (B) agua colectada de escorrentía.

La correlación lineal que se obtiene de graficar la variación en la composición isotópica de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenida de las muestras de agua a lo largo de la sección del CPCM, se define por la ecuación:

$$\delta^2\text{H} = \delta^{18}\text{O} * 8 + 12 \quad (3)$$

y su expresión gráfica se muestra en la Figura 4.1.

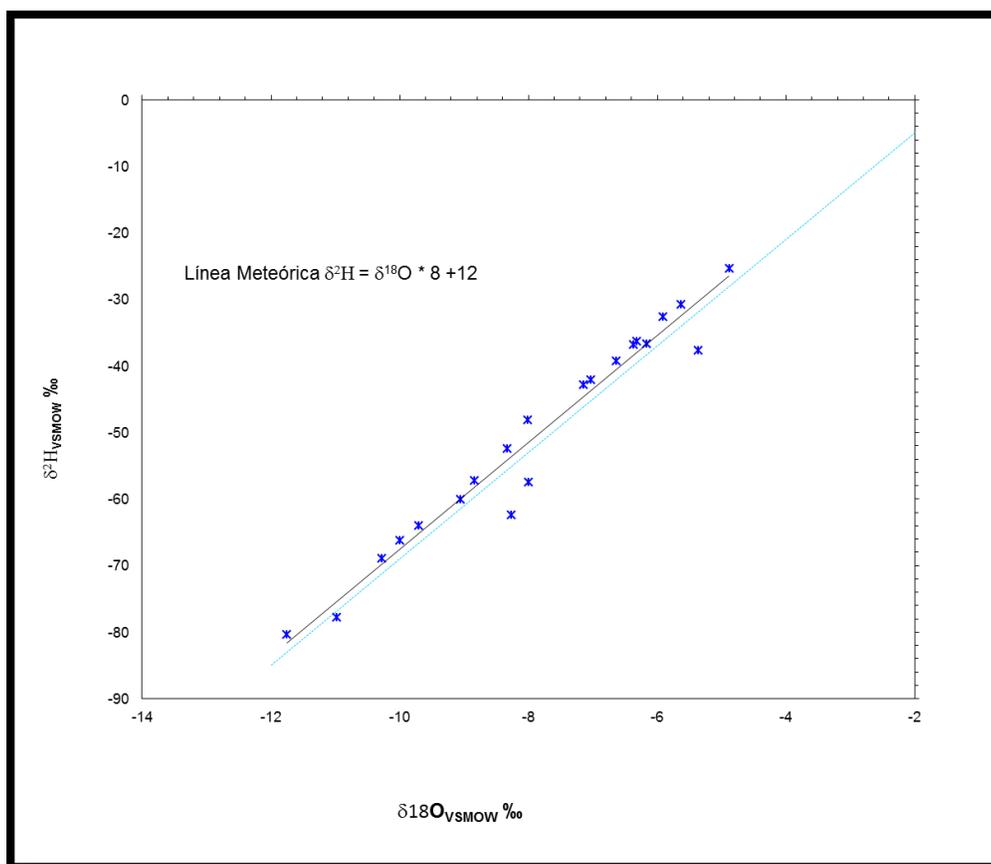


Figura 4.1. Línea de Agua Meteórica Local obtenida a partir del análisis de agua colectada en trampas de agua de lluvia y esorrentía.

Comparando la ecuación que define la Línea de Agua Meteórica Local obtenida con la Línea de Agua Meteórica Mundial, tenemos:

$$\text{Línea de Agua Meteórica Local: } \delta^2\text{H} = \delta^{18}\text{O} * 8 + 12$$

$$\text{Línea de Agua Meteórica Mundial: } \delta^2\text{H} = \delta^{18}\text{O} * 8 + 10$$

Ambas correlaciones lineales se muestran en la Figura 4.2.

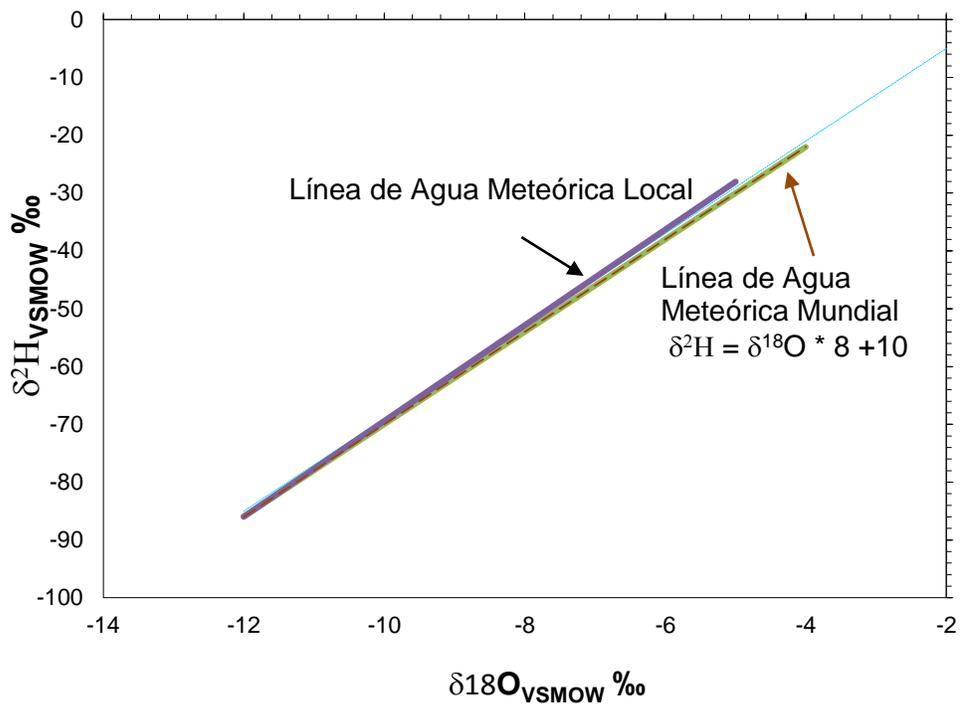


Figura 4.2. Gráfico comparativo de la Línea de Agua Meteórica Local (en color azul) y la Línea de Agua Meteórica Mundial (en color naranja).

Para determinar el factor de fraccionamiento isotópico en función de la elevación topográfica, se consideraron únicamente los resultados del análisis isotópico de las trampas colectoras de agua de lluvia, siendo de 2.19‰ para δ¹⁸O y 17,75‰ por cada kilómetro de elevación (Km⁻¹) (Figuras 4.3 y 4.4).

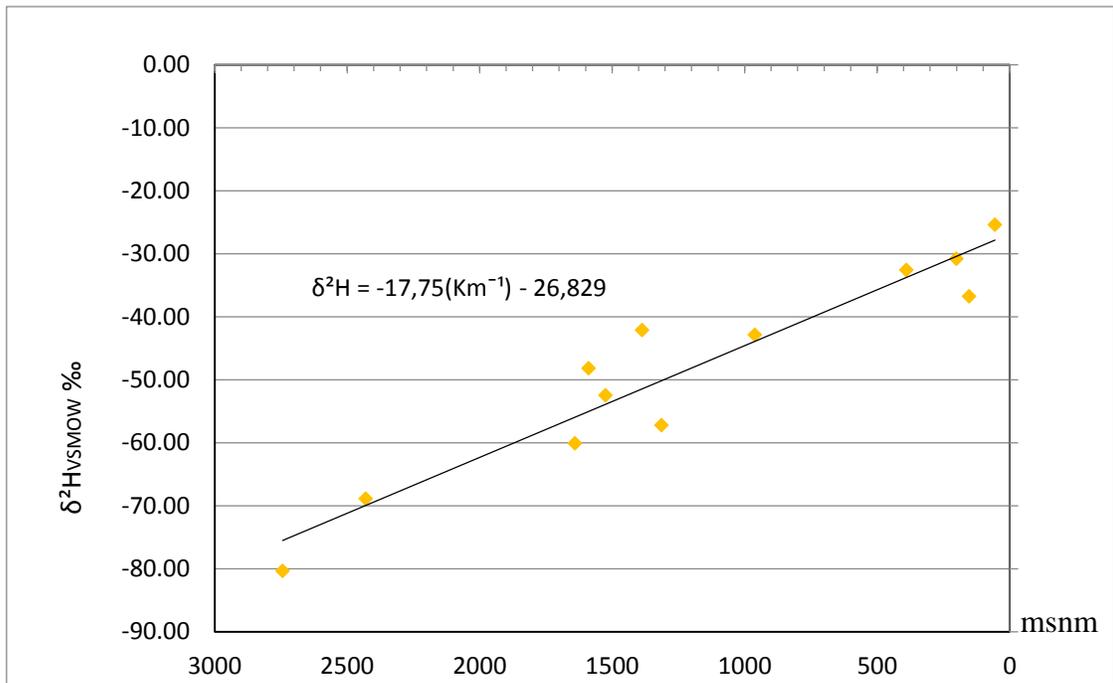


Figura 4.3. Correlación lineal del incremento de isótopos de $\delta^2\text{H}$ en muestras de agua de lluvia respecto a la elevación topográfica.

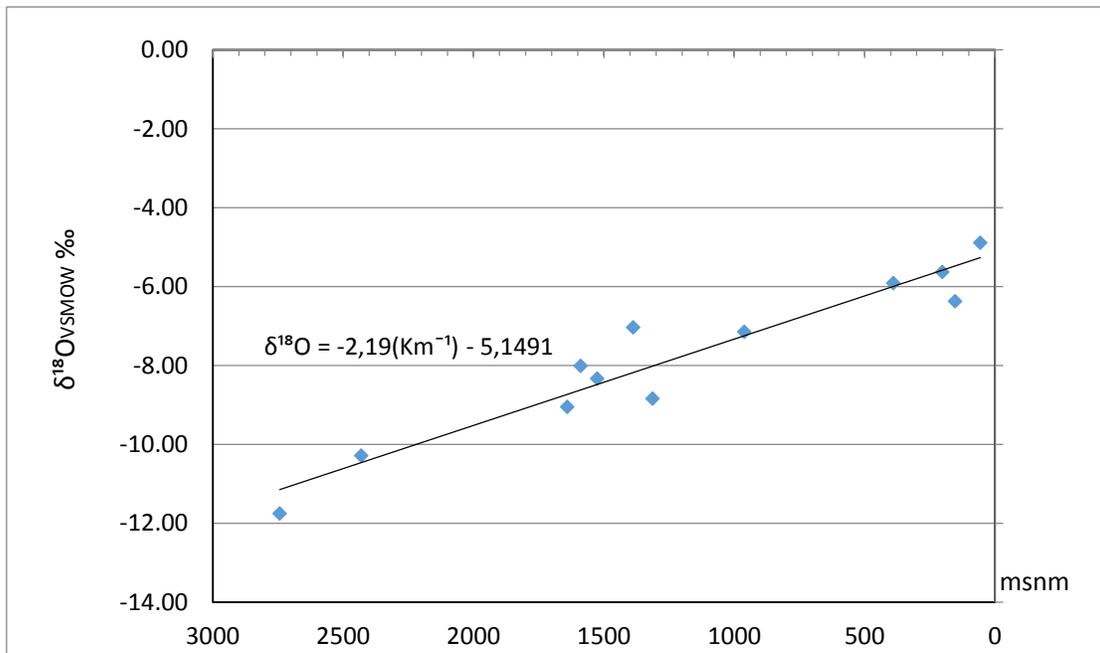


Figura 4.4. Correlación lineal del incremento de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ en muestras de agua de lluvia respecto a la elevación topográfica.

5. DISCUSIÓN

El estudio de la fuente genérica de agua meteórica a lo largo de la sección del CPCM estudiada es de gran relevancia, ya que en él se analizan de manera sistemática las variaciones en la composición isotópica de agua de lluvia. Ello considerando todos los factores que dan lugar al fraccionamiento de los isótopos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, y haciendo especial énfasis en las variaciones topográficas existentes en este orógeno que, como ya se ha mencionado, constituye una cuña orogénica con una pendiente bastante regular y no muestra barreras topográficas que impidan la libre circulación de vientos y descarga pluvial.

Los trabajos que previamente se han realizado en México sobre la variación isotópica de agua meteórica sólo se han enfocado a estudiar diversos reservorios de agua meteórica, como son acuíferos, ríos y lagos, con la finalidad de registrar principalmente contaminantes, ya sea por intrusión salina o por la actividad antropogénica (Escolero *et al*, 2000; Escolero y Torres-Onofre, 2007), y en menor medida se han realizado estudios para estudiar la distribución de los isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ en el centro del país a partir de la captación de agua de lluvia (Cortés y Durazo, 2001).

Existen trabajos similares que se han desarrollado en diversos orógenos de otras partes del mundo, los cuales hacen especial énfasis en las variaciones topográficas como el factor primordial para la distribución de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ al interior de continentes (Rowley and Grazone, 2007; Poulsen *et al.*, 2012).

La distribución de los isótopos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de la descarga de nubes en la sección estudiada presenta características propias, representadas en ligeras variaciones respecto a los valores promedio obtenidos en trabajos previos a escala global, lo que es provocado por una mayor intensidad en la evaporación de agua oceánica (Mook, 2003; Sharp, 2007) respecto al promedio global, tales variaciones son las siguientes:

- La ordenada al origen de la ecuación que define la Línea de Agua Meteórica Local (LAML) comparada con la Línea de Agua Meteórica Mundial (LAMM), tiene un valor de 12, respecto a 10 que tiene ésta última.
- El factor de fraccionamiento por cada kilómetro de elevación topográfica que se ha determinado a escala global es de 2.8‰ Km⁻¹ (Poulsen *et al.*, 2012). En el presente estudio se obtuvo una variación de 2.19‰ Km⁻¹, así como una variación de 17.75‰ Km⁻¹ para δ²H.

Es importante remarcar que el monitoreo de agua de lluvia que se llevó a cabo fue de solo una temporada (2012), y no considera las variaciones en la composición isotópica que pueden provocar fenómenos climatológicos de recurrencia a largo plazo a escala humana, tales como *el Niño* o *la Niña*. Sin embargo, si se considera la consistencia de los valores resultantes del análisis de la composición isotópica de la LAML, ésta puede representar correctamente el promedio de los valores de agua meteórica en la zona de estudio, y ser usada al igual que la LAMM para fijar rangos de valores al momento de estudiar y discriminar diversas fuentes de agua en una zona de interés.

Para poder definir los valores en la composición isotópica del agua meteórica durante la deformación del CPCM, fue necesario considerar las condiciones ambientales que regían durante el Cretácico Tardío - Eoceno Inferior, de tal forma que pudieran considerarse las variaciones climáticas respecto a las actuales para adecuar la LAML a dichas condiciones. Para ello se consideraron trabajos realizados a partir de:

- Un Modelo de Circulación General acotado para el Campaniano elaborado con GENESIS v.2 (Deconto *et al.*, 1999), el cual argumenta condiciones climáticas muy similares a las actuales, justificando el excedente de CO₂ (4X) como consecuencia de la eficiente circulación oceánica, que provocó llevar corrientes cálidas hacia latitudes altas y extender la vegetación tropical hacia ellas. Los resultados obtenidos en este modelo fueron años más tarde confirmados por Donnadieu *et al.* (2006);

- Un estudio paleobotánico con el registro de 189 especies de plantas fósiles (Wilf, 1999) de edad Paleoceno Tardío- Eoceno Inferior, realizado en el sureste del estado de Wyoming, en el cual se obtuvieron rangos para la temperatura ambiental promedio de entre 12 y 19°C, muy parecida a los ~15°C obtenida para el Campaniano por Deconto *et al.* (1999) y;
- Un estudio de Dicotiledóneas fósiles (Angiospermas) de edad Paleoceno-Eoceno, llevado a cabo en un Programa de Análisis Multivariante del Clima en Hojas (CLAMP, por sus siglas en inglés) por Breedlovestrout, *et al.* (2013), en el cual se obtuvieron temperaturas entre 15 a 28.8°C, comparada con el rango de 15 a 30°C obtenida para el Campaniano por Deconto *et al.* (1999).

En este trabajo se utilizarán los resultados del Modelo de Circulación General obtenidos por Deconto *et al.* (1999), dado que la temperatura ambiente media anual para los tres estudios es muy similar, y estos abarcan el periodo geológico en el cual se deformaron las secuencias carbonatadas de donde previamente se analizaron los fluidos acuosos de vetas sintectónicas. Además de que dicho modelo no solo reporta datos de temperatura ambiente, sino que también integra datos de temperatura y salinidad oceánica.

De acuerdo con las reconstrucciones paleográficas, el registro fósil y el incremento en el CO₂ atmosférico que se consideraron en dicho Modelo de Circulación General durante el Campaniano, la temperatura ambiente fue en esa época de 1° a 3 °C más alta respecto a la actual, calculándose en la zona de estudio del CPCM en aproximadamente 29°C (Figura 5.1); la temperatura oceánica correspondiente a la zona de estudio se estimó que fue entre 25° a 27.5 °C, con una salinidad promedio de 3.5 a 3.6 ‰ (Figura 5.2), actualmente se reporta una temperatura media anual de 25° a 27 °C y una salinidad promedio de 3.55 a 3.6 ‰ (<http://aquarius.nasa.gov>).

Dadas las similitudes entre las condiciones ambientales y paleográficas calculadas para el periodo geológico comprendido en la deformación y las actuales (Tabla 3), se consideró usar la LAML como un análogo para fijar los valores en la composición isotópica de esta fuente de agua genérica activa durante el periodo de la deformación del CPCM. Ello con la reserva

de no conocer las variantes climáticas en latitudes bajas que gobernaron en el extremo temporal de la deformación comprendido para el Paleoceno-Eoceno Inferior, ya que solo se han estudiado aisladamente en alguna localidad o región hacia latitudes altas.

Los rangos de valores en la composición isotópica obtenidos son $\delta^2\text{H} = -80\text{‰}$ a -25‰ y $\delta^{18}\text{O} = -12\text{‰}$ a -4‰ . Esta correlación de datos puede ser útil para determinar el origen de cualquier fuente de agua que involucre fluidos meteóricos en el Campaniano, no sólo para el agua actual.

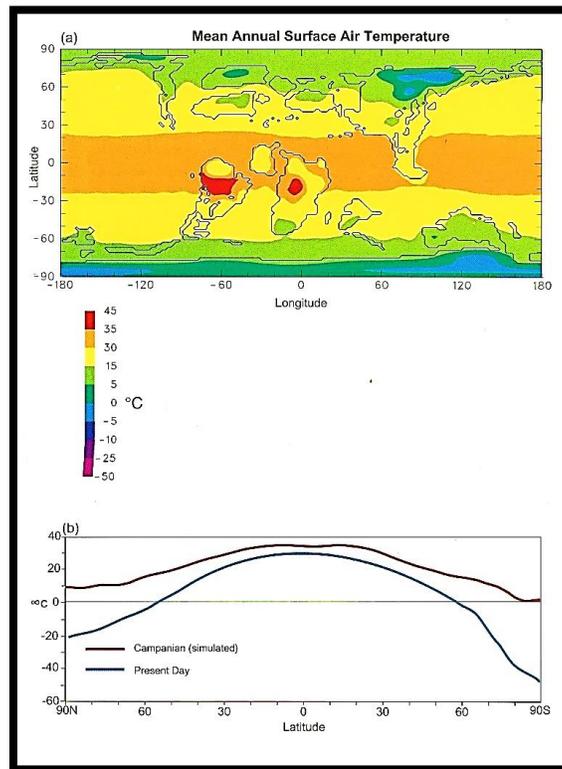


Figura 5.1. Mapa de distribución de la temperatura global según el Modelo de Circulación General calculado para el Campaniano. (a) De acuerdo a la ubicación de la zona de estudio (21°N) la temperatura media anual fue de aprox. 29°C, (b) Gráfica comparativa de la temperatura calculada para el Campaniano y la registrada en el presente. Tomado de Deconto *et al.* (1999).

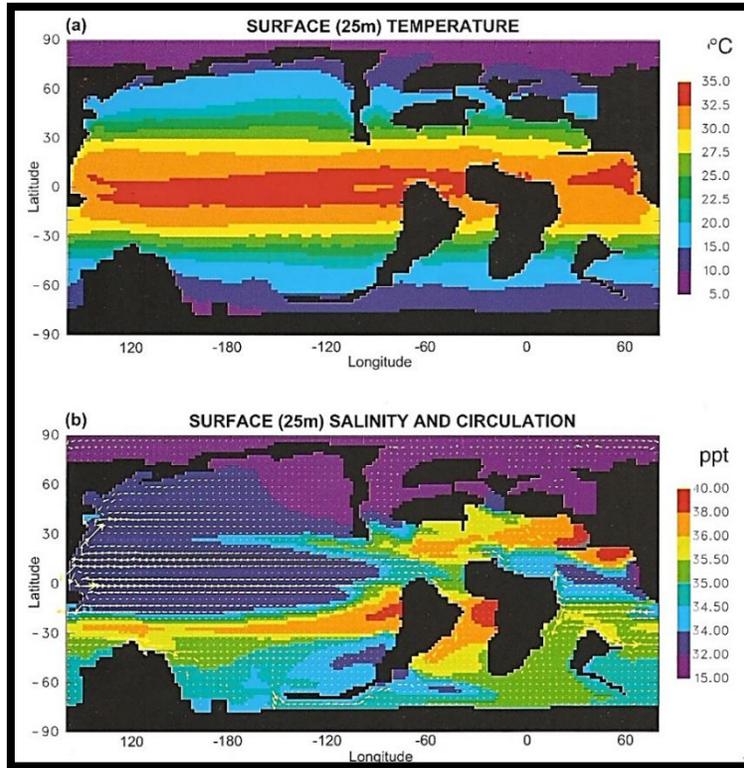


Figura 5.2. Mapa de distribución de la temperatura oceánica global y salinidad según el Modelo de Circulación General calculado para el Campaniano. (a) De acuerdo a la ubicación de la zona de estudio (21°N) la temperatura oceánica media anual fue de aprox. 27°C, (b) La salinidad calculada para el Campaniano fue de 3.5% aproximadamente. Tomado de Deconto *et al.* (1999).

TABLA COMPARATIVA DE LAS CONDICIONES AMBIENTALES DEL CAMPANIANO Y ACTUALES		
	CAMPANIANO	ACTUALES
Temperatura Ambiente (°C)	Hasta 29	26
Temperatura Oceánica (°C)	25 a 27.5	25°C a 27°C
Salinidad Oceánica (%)	3.5 a 3.6%	3.55 a 3.6%

Tabla 5.1. Comparativa de condiciones ambientales calculadas en el Modelo de Circulación General para el Campaniano y las reportadas en el presente.

Con el fin de determinar un origen para el reservorio de agua activa durante la deformación del CPCM, se utilizaron las variaciones isotópicas de $\delta^2\text{H}$ de los fluidos acuosos atrapados en vetas previamente reportadas en Fitz-Díaz *et al.* (2011). De acuerdo al registro estratigráfico que se ha reportado en la sección 2.1, el ambiente de depósito fue de cuencas marinas profundas, por lo que se infiere que las fuentes genéricas de fluidos acuosos que estuvieron involucradas en la deformación de las secuencias carbonatadas fueron meteórica y marina, ya que el vulcanismo estaba prácticamente ausente y no existió aporte de fluidos magmáticos en el sistema.

La composición isotópica del H de agua atrapada en las vetas sintectónicas reportadas por Fitz-Díaz *et al.* (2011) se encuentra en rangos de valores que van desde composiciones marinas ($\sim 0\text{‰}$), hasta valores con un posible origen meteórico ($\sim -60\text{‰}$). Tal distribución es lineal si se considera un empobrecimiento gradual de isótopos de $\delta^2\text{H}$ conforme se incrementa la altura de los sitios en donde se efectuó el muestreo de vetas.

Al analizar la composición isotópica de $\delta^2\text{H}$ en fluidos acuosos cretácicos obtenidos de vetas, fue necesario conocer su variación respecto a la elevación topográfica de los 5 sitios donde se colectaron, para posteriormente compararla con la Línea de Agua Meteórica Local (Figura 5.3) y, de esa manera, averiguar si se encuentran dentro de los valores conocidos para la fuente genérica de agua meteórica.

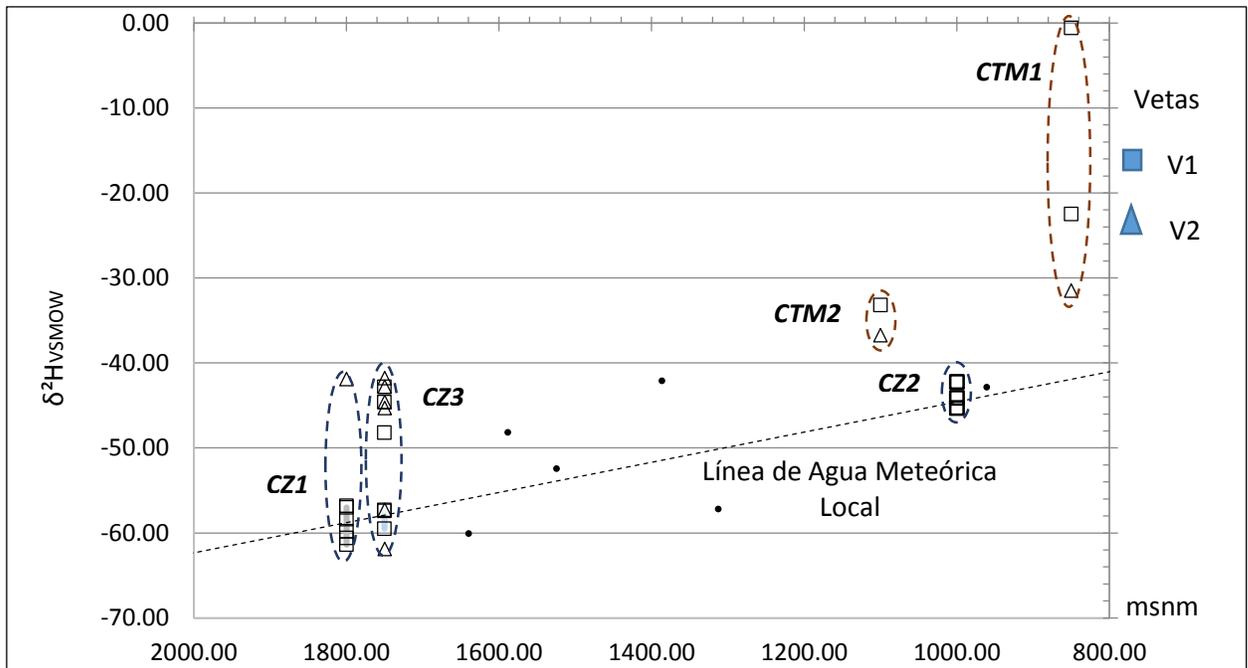


Figura 5.3. Gráfica de distribución de valores de la composición isotópica de $\delta^2\text{H}$ de agua preservada en vetas, respecto a la LAML. CTM= Cuenca Tampico- Misantla. CZ= Cuenca Zimapán.

Los valores de la composición isotópica de agua atrapada en vetas se ubican dentro de los valores conocidos para agua marina y la fuente genérica de agua meteórica. Esto puede confirmar la interacción con estas fuentes únicamente, dado que en el caso de que existieran valores más negativos en el agua analizada respecto a los obtenidos en la LAML, podría indicar la interacción con cuerpos de agua meteórica que se han formado al interior del continente. Para este estudio se utilizaron los valores de la composición isotópica de agua de vetas sin considerar si son tipo 1 o 2, ya que como se muestra en la figura 5.3, las vetas V1 de la Cuenca Zimapán (CZ1), tienen valores en la composición isotópica que sugieren una fuerte interacción con fluidos meteóricos, lo cual no es congruente si consideramos que fueron emplazadas al inicio de la deformación, además de que se reportaron con texturas de recrystalización.

En términos generales, la distribución de los valores para la composición isotópica de agua preservada en vetas, muestra valores característicos de agua oceánica el antepaís de la sección estudiada (Figura 5.4), donde se tomaron muestras de las secuencias

pertencientes a la cuenca Tampico-Misantla, que además es la zona donde la deformación fue menos intensa. Al incrementarse la deformación en la misma cuenca, podemos ver composiciones de mezcla de agua oceánica con agua marina, mismas que se encuentran entre ambos extremos de valores característicos para dichas fuentes (Figura 5.5). Por ultimo encontramos valores coincidentes con la LAML (Figura 5.6), que sugieren una fuente de agua meteórica activa durante la deformación, más sin embargo serán considerados como mezcla de agua oceánica y meteórica, ya que la salinidad reportada en los fluidos acuosos de la cuenca Zimapán, es en promedio del 8%.

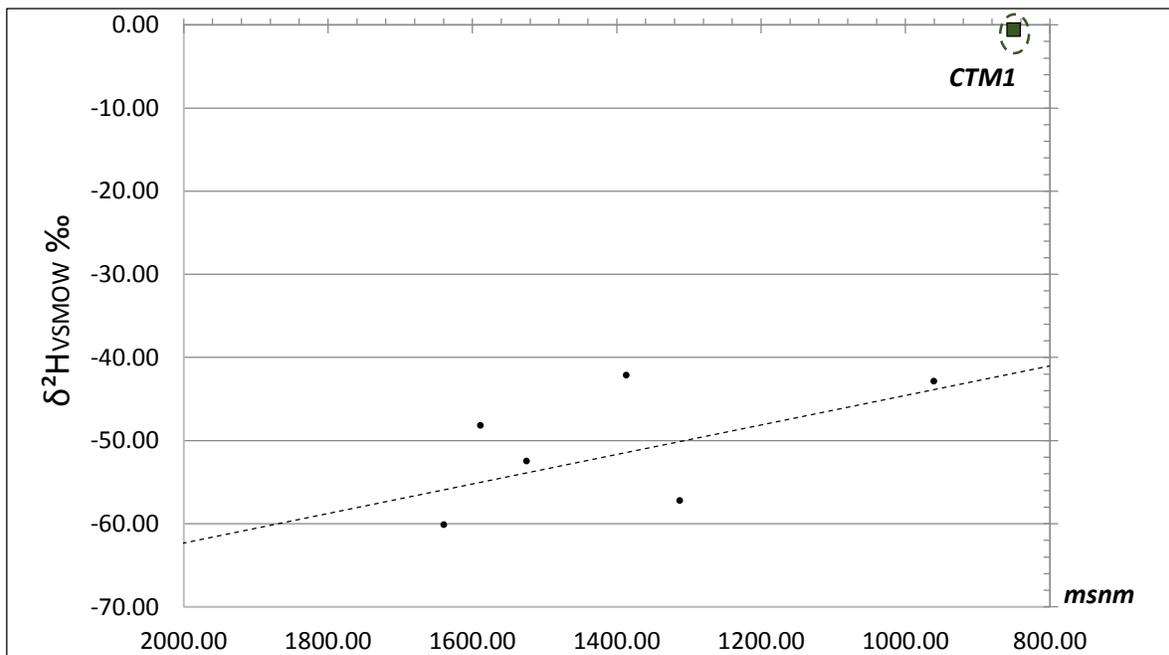


Figura 5.4. Composiciones isotópicas de $\delta^2\text{H}$ características de agua oceánica. Solo presentes en la cuenca Tampico-Misantla (CTM).

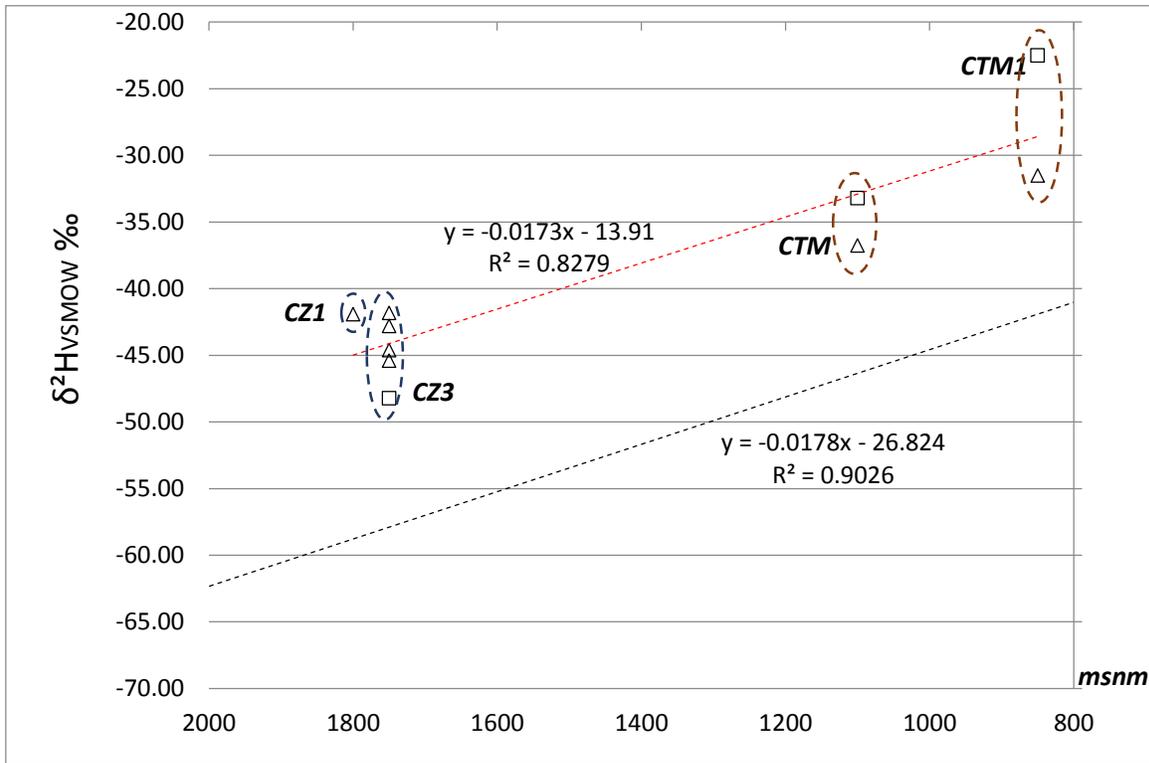


Figura 5.5. Composiciones isotópicas de $\delta^2\text{H}$ que indican una mezcla de agua oceánica con agua meteórica, se encuentran presentes en la cuenca Tampico-Misantla (CTM) y Zimapán (CZ).

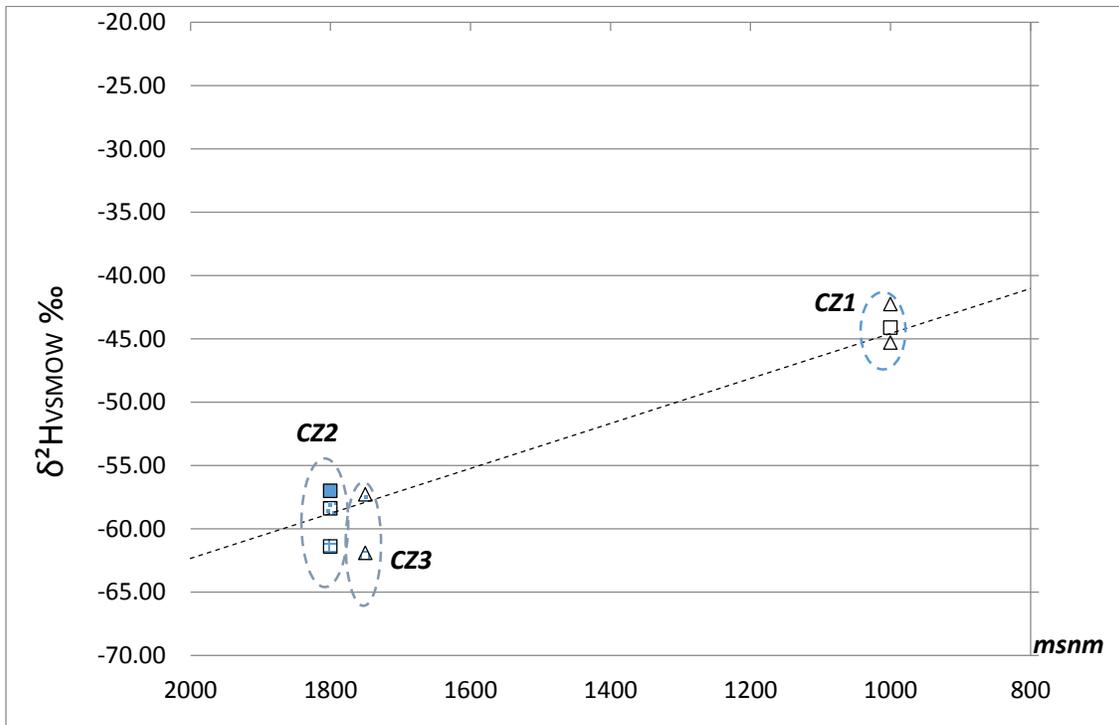


Figura 5.6. Composiciones isotópicas de $\delta^2\text{H}$ que indican una mezcla de agua oceánica con agua meteórica, los valores de ellas son coincidentes con la LAML, se encuentran presentes en la cuenca Zimapán (CZ).

6. CONCLUSIONES

- ❖ Con base en la obtención de la Línea de Agua Meteórica Local fue posible determinar la variación en los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ a lo largo de la sección estudiada del CPCM: $\delta^2\text{H} = -80$ a -25‰ y $\delta^{18}\text{O} = -12$ a -4‰ . También se determinó el factor de fraccionamiento de 2.19‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y 17.75‰ para $\delta^2\text{H}$ por cada kilómetro de elevación topográfica (Km^{-1}).
- ❖ Se determinó la ecuación de correlación lineal que define la Línea de Agua Meteórica Local ($\delta^2\text{H} = \delta^{18}\text{O} * 8 + 12$) a lo largo de la sección estudiada del CPCM, siendo muy similar a la Línea de Agua Meteórica Global, ya muestra una pendiente idéntica y sólo difiere en la ordenada al origen, debido a que la evaporación es mayor en la sección estudiada respecto al promedio global.
- ❖ Al considerar la similitud en los factores que determinaron el fraccionamiento isotópico de agua de lluvia en el Cretácico Tardío, con los factores que prevalecen actualmente, se ha considerado a la LAML como un análogo en los valores de la composición isotópica de agua de lluvia durante la deformación del CPCM, dado que de acuerdo a los Modelos de Circulación General, la única variable importante fue el incremento en la topografía a medida que evolucionó la cordillera orogénica.
- ❖ Al comparar la variación de $\delta^2\text{H}$ de agua preservada en vetas y la LAML, se establece un origen de cuenca marina para los fluidos acuosos activos durante la deformación del CPCM, considerando que las variaciones en la composición isotópica que van de agua oceánica a mezcla de agua oceánica con agua meteórica.
- ❖ El estudio de las variaciones en la composición isotópica de agua meteórica a lo largo de la sección del CPCM analizada, aportó datos que ayudarán a entender el fraccionamiento de isótopos de oxígeno e hidrógeno a lo largo de una cuña

orogénica, los cuales podrán ser de utilidad para identificar fuentes de agua donde los fluidos meteóricos tengan alguna participación dentro del orógeno estudiado.

- ❖ Con base en la relación entre el decremento de $\delta^2\text{H}$ y la intensidad de la deformación de las secuencias carbonatadas estudiadas, podemos observar que, a medida que se incrementa la deformación, la participación de agua meteórica es mayor. Sin embargo, no es posible caracterizar la intervención total de dicha fuente de agua a menos que se estudie la variación de la salinidad en relación al decremento de $\delta^2\text{H}$ en los fluidos acuosos analizados.

7. REFERENCIAS

Álvarez, Manuel Jr., 1949, Unidades tectónicas de la República Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 14, p.1-22.

Álvarez, Manuel Jr., 1958, Tectónica profunda de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros: v. 10, p.163-182.

Álvarez, Manuel Jr., 1961, Provincias fisiográficas de la República Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 24, p. 5-20.

Boyer, S. E. & Elliott, D. 1982. Thrust systems. AAPG Bulletin, 66, 196–1230.

Breedlovestrout, R.L; Evraets, B., J; Parrish, J.T., 2013, New Paleogene paleoclimate analysis of western Washington using physiognomic characteristics from fossil leaves, Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, V. 392, pp. 22-40.

Burckhardt, C., 1930, Etude synthétique sur le Mesozoique Mexicain: Memoires de la Societe Paléontologique Suisse, v. 49-50, p. 280.

Campani, M., Mulch, A., Kempf, O., Schlunegger, F., Mancktelow, N., 2012, Miocene paleotopography Central Alps, Earth and Planetary Science Letters, 337-337, pp. 174-185.

Campa-Uranga, M. F. 1983. The tectonostratigraphic terranes and the thrust belt in Mexican territory. Stanford University Publications, Geological Sciences, v. 18, p. 44–46.

Carrillo, B. J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamps: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v.13, p. 1-98.

Carrillo, B. J., 1971, La Plataforma de Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 22, p. 1-117.

Carrillo M., M. 1990, Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental, entre Peña Miller y Jalpan, Estado de Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, p. 62-70.

Carrillo, M. M. y Suter, M. 1982, Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro, in Libroto Guía de la Excursión Geológica a la Región de Zimapán: México, D.F, Sociedad Geológica Mexicana, p. 1-20.

Coplen, T. 1988, Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), 72 pp 293-297.

Cortes, a. Durazo, J., 2000, Tendencia del oxígeno-18 en la precipitación del centro de México, Ingeniería Hidráulica en México, Abril-Junio XVI, pp.93-102.

Craig, H., 1961, Isotopic variations in meteoric waters, Science, V.133, pp.1702-1703.

Cuéllar-Cárdenas, M. A., Nieto-Samaniego, A. F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S. A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.29, No.1, p. 179-203.

Dansgaard, W., 1964, Stable isotopies in precipitation. *Tellus* 16, pp. 436-468.

Davis, D. M.; Suppe, J., y Dahlem, F. A., 1983, Mechanics of fold-and- thrust belts and accretionary wedges: *Journal of Geophysical Research.*, v. 88. pp. 1,153-1,172.

De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México, D.F. XX Congreso Geológico Internacional, p. 87.

De Cserna, Z., 1960, Orogenesis in time and space in Mexico: *Geologische Rundschau*, v. 50, p. 595-605.

De Cserna, Z., 1976, Mexico. Geotectonics and mineral deposits: *New Mexico Geological Society, Special Publication*, No. 6, p. 18-25.

De Cserna, Z.; Grat, J. L., y Ortega, G. F., 1977, Alóctono del Paleozoico inferior de la región de Cd. Victoria, Estado de Tamaulipas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v.1, p. 33-43.

DeCelles, P. G., 2004 Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin sistema, western USA. *American Journal of Science*. V. 304, p. 105-168.

Deconto, M. R., Brady, C. E, Bergengren, J., Hay, W. W., 1999, Late Cretaceous climate, vegetation and ocean interactions, *Warm Climates in Earth History*, Cambridge University Press, pp. 461.

Donnadieu Y; Pierrehumbert R; Jacob, R., 2006, Modelling the primary control of paleogeography on Cretaceous climate, *Earth planetary and science letters*, V. 248 1-2, pp. 426-437.

Eguiluz de A., S., y Campa, M. F., 1982, Problemas tectónicos del sector San Pedro del Gallo, en los estados de Chihuahua y Durango: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. v. 34, p. 5-42.

Eguiluz, S., Aranda-Gómez, M. & Marret, R. 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII, p. 1-26.

Escolero, O., Torres-Onofre, S., 2007, Análisis de la intrusión de agua de mar en el acuífero de La Paz (México): *Boletín Geológico y Minero*, 118, 637-648.

Escolero, O.A., Marin, L.E., Steinich, B., Pacheco, J., 2000, Delimitation of a hydrological reserve for a city within a karstic aquifer: the Merida, Yucatan example: *Landscape and Urban Planning*, 51, 53-62.

Fitz-Díaz, E, Camprubí-Cano, A., Cienfuegos-Alvarado, E.; Morales-Puente, P. Schleicher, A., van der Pluijm, B., 2013, Meteoric fluids in the Late Cretaceous Mexican Fold-Thrust Belt; Evidence from stable isotopic analysis of authigenic illite in folds and of water trapped in syntectonic veins, en revisión.

Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Siebenaller, L., Kirschner, D., Camprubí, A., Tolson, G., Pi Piug, T., 2011, Insights into fluid and water-rock interaction during deformation of carbonate sequences in the Mexican fold-thrust belt, *Journal of Structural Geology*, v. 33, 1237-1253.

Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., 2010. Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain Fold-Thrust Belt, *The Geological Society of London, Special publications*, v. 349; p. 149-167.

Garza, G. R. 1973.- Modelo sedimentario del Albiano - Cenomaniano en la porción sureste de la Plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Estado de Coahuila): *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. XXV, p. 311-340.

Goldhammer, R. K., 1999. Mesozoic sequence stratigraphy and paleographic evolution of northeast Mexico, in Bartolini, C., Wilson, J., and Lawton, T. F., eds., *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado. Geological Society of America. Special paper. 340. pp 1-58.

González H. M. G.; Miranda, P. L. R., y Flores, L. R., 1986, La carta de terrenos estratotectónicos de la República Mexicana: *Revista de Geografía*, v. 1, p. 27-44.

Guzmán, J. E. y De Cserna Z., 1963, Tectonic history of Mexico, in *Backbone of the Americas-Tectonic History a Symposium*: American Association Petroleum Geologists, Memoir, n.2, p. 113-129.

Heim, A., 1926, Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México): *Eclogae Geologicae Helvetiae.*, v. 20, p. 84-87.

Heim, A., 1940, The front ranges of Sierra Madre Oriental, México, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Eclogae, Helvetiae*, Vol. 33, pp. 314-362.

Humphrey, W. E., 1956, Tectonic framework of northeast Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v.6, p. 25-35.

Imlay, W. R. 1936, Geology of the western part of Sierra de Parras, Coah., México: *Geological Society American Bulletin*, v. 47, p. 1,091-1,152.

Imlay, W. R., 1937, Lower Neocomian fossils from the Miquihuana region, Mexico: *Journal of Paleontology*, v. 11, p. 552-574.

Imlay, W. R., 1944, Cretaceous formations of Central America and Mexico: *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 28, p. 1,077-1,195.

Instituto de Geografía de la UNAM, Atlas Nacional de México (1990-1992).
www.igeograf.unam.mx/sigg/publicaciones/atlas.

Kellum, W., 1930, Similarity of surface geology in front ranges of Sierra Madre Oriental to subsurface in Mexican south fields: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v.14, p. 73-91.

Kellum, W., 1932, Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico: Geological Society American Bulletin, v. 43, p. 541-564.

Kellum, W., 1936, Evolution of Coahuila Peninsula, Mexico, Part III: Geology of mountains west of the Laguna District. Geological Society American. Bulletin, v. 47, p. 1,039-1,070.

King, B. P., 1969. Tectonic map of North America. Washington, D.C., U. S. Geological Survey. 1 map scale 1:5 000 000.

Kirschenbaum, A. D. and Streng A. G. 1953, Direct Determination of Oxygen in Rubber. Comparison between Isotopic and Schütze-Unterzaucher Methods. Rubber Chemistry and Technology, Vol. 26, No. 3, pp. 735-739.

Mook, W. G., 2003, Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico, principios y aplicaciones, Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Serie: Guías y manuales No.1, p. 595.

Muehlberger, W. R., 1992, Tectonic map of North America. southeast sheet: American Association of Petroleum Geologists. 1 map.

Ortega-Flores, B., 2011, Deformación por acortamiento en la Plataforma Valles-San Luis Potosí y en la Cuenca Tampico-Misantla; porción externa del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, p. 101.

Ortega-Flores, B., Solari, L., Lawton, F. T., Ortega-Obregon, C., 2013, Detrital-zircon record of major Middle Triassic-Early Cretaceous provenance Shift, central Mexico: demise of Gondwana continental fluvial systems and onset of back-arc volcanism and sedimentation, International Geology Review, V. 56, pp. 237-261.

Poulsen J. C., Jeffery, L. M., 2012, Climate change imprinting on stable isotopic compositions of high-elevation meteoric water cloaks past surface elevations of major orogens, Geological Society of America, V.39, pp. 595-598.

Proyecto Aquarius-Nasa, Determinación de Salinidad global por medio de imágenes Landsat.
[www. http://aquarius.nasa.gov](http://aquarius.nasa.gov).

Ramírez, R. C. 1978, Reinterpretación tectónica del esquistos Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 5-42.

Rowley, B. D. and Garzione, N. C., 2007, Stable Isotope-Based Paleoaltimetry, *Earth Planet. V.35*, pp. 463-508.

Salvador, A. 1987.- Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 71, p. 419-451.

Segerstrom, 1961, *Geology of the Bernal-Jalpan Area, Estado de Querétaro, México*: U.S. Geological Survey, *Bulletin*, n. 1104-B, p. 19-85.

Sharp, Z., 2007, *Principles Isotope Geochemistry*, Pearson Prince Hall, pp. 334.

Sistema Meteorológico Nacional, *El Clima en México*, www.smn.cna.gob.mx.

Suter, M. 1980. Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust and fold belt between Xilitla and the Moctezuma River (Hidalgo and San Luis Potosí states). *UNAM, Revista del Instituto de Geología*, v.4, p. 19-31.

Suter, M. 1984. Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosi carbonate platform, Sierra Madre Oriental thrust and fold belt, east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 1387–1397.

Suter, M. 1987. Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold–thrust belt in east-central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, v. 98, p. 249–264.

Suter, M., 1990. *Geología de la hoja Tamazunchale, estados de Querétaro, Hidalgo y San Luis Potosí. Carta Geológica de México, serie de 1:100,000 No.22*. Universidad Nacional Autónoma de México.

Tardy, M., 1973, Les phases tectoniques du secteur Transverse de Parras, Sierra Madre Oriental (Mexique): *Bulletin de la Société Géologique de France, 7eme serie*, v. XV, p.362-366.

Tzur, Y., 1971, Interstitial diffusion and advection of solute in accumulating sediments, *Journal of Geophysical Research: Oceans and Atmospheres*, V.76, pp. 4208–4211.

Viniegra, F., 1963, *Geología del Maziso de Teziutlán y de la cuenca cenozoica de Veracruz*, *Boletín de la Sociedad Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. XVIII, p. 145-171.

Wilf, P., 1999, Late Paleocene – early Eocene climate changes in southwestern Wyoming: Paleobotanical analysis, *Geological Society of American Bulletin*, V.112, pp. 292-307.

Wilson, B.W., Hernández, J.P., Meave, E., 1955, Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del estado de Querétaro, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 18, 1-10.