



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

---

---

**FACULTAD DE CIENCIAS**

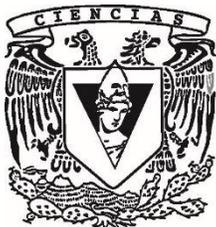
**ANÁLISIS GEOQUÍMICO DE ELEMENTOS  
MAYORES, MENORES Y TRAZA DEL MIEMBRO  
MEDIO DE LA FORMACIÓN TLAYÚA (CRETÁCICO  
INFERIOR - ALBIANO), EN TEPEXI DE  
RODRÍGUEZ, PUEBLA, MÉXICO**

**T E S I S**

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:  
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA  
TIERRA**

**P R E S E N T A:**

**SILVANA FLORES GOMEZ**



**DIRECTOR DE TESIS:  
DR. JUAN FRANCISCO SÁNCHEZ BERISTAIN**

**CIUDAD DE MÉXICO, 2021**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## Hoja de datos del Jurado

1. Datos del alumno

Flores

Gomez

Silvana

55 80 29 33 24

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ciencias

Ciencias de la Tierra

312127585

2. Datos del tutor

Dr.

Sánchez

Beristain

Juan Francisco

3. Datos del sinodal 1

Dr.

Torres

Martínez

Miguel Ángel

4. Datos del sinodal 2

Dra.

Calvillo

Canadell

Laura

5. Datos del sinodal 3

Dra.

Pompa

Mera

Valerie

6. Datos del sinodal 4

Dr.

Villanueva  
Olea  
Rafael

7. Datos del trabajo escrito

Análisis geoquímico de elementos mayores, menores y traza del Miembro Medio de la Formación Tlayúa (Cretácico Inferior, Albiano), en Tepexi de Rodríguez, Puebla, México

58 pp

2021

## **Agradecimientos académicos**

Al Dr. Juan Francisco Sánchez Beristain por ser el tutor de este trabajo, apoyarme y asesorarme en todo momento y por ser un excelente profesor. Pero más allá de eso, quisiera agradecerle por los abrazos sinceros, el apoyo personal a lo largo de la carrera, la comprensión, el escucharme en momentos difícil y sobre todo la paciencia a lo largo de este proceso que fue difícil de forma personal y académica para ambos.

A la M. Itzia Eréndira Nieto López por siempre recibirme con una sonrisa y un abrazo cordial antes de trabajar con las muestras de laboratorio, por llevar de la mano el trabajo conmigo y siempre estar para apoyarme.

Al Dr. Rafael Villanueva Olea por brindarme su apoyo en el laboratorio con las muestras siempre que se requería y por tomarse el tiempo de revisar y asesorar este trabajo.

Al proyecto PAPIIT IN-116417 [Geoquímica (análisis de elementos mayores, menores, traza y tierras raras) del Miembro Medio de la Formación Tlayúa (Cretácico Inferior, Albiano) en Tepexi de Rodríguez, Puebla, México] por apoyar esta investigación.

A los pobladores de la Cantera Tlayúa por ser facilitadores en la obtención de muestras, aunque yo no tuve la oportunidad de realizar el muestro, gracias a su colaboración pude realizar esta investigación.

A Dr Miguel, la Dra. Laura y la Dra Valerie por tomarse el tiempo de revisar, corregir y asesorar este trabajo en medio una situación complicada, gracias por toda la paciencia y la espera.

A la UNAM por ser mi segunda casa desde CCH-OTE hasta la Facultad de Ciencias, por darme la licenciatura, buenos profesores, colegas y amigos.

## Agradecimientos

Uno muy grande, especial y lleno de amor a mis padres, Gustavo y Karla, que con su esfuerzo, apoyo y amor me permitieron tener la dicha de estudiar la universidad. Gracias por todo el apoyo y la paciencia a lo largo de este camino. Los amo.

Uno muy grande a mi hermano Mateo, que, aunque nos llevemos muchísimos años de diferencia, siempre me ha preguntado lo que hago para poder entenderlo. Además de darme tanta felicidad llegando al mundo justo cuando empecé la universidad.

A Alejandro por todo el apoyo incondicional, siempre buscando como ayudarme cuando me sentía perdida, dándome ánimos y echándome porras, ese apoyo fue enorme para poder salir adelante. Gracias por leerme, escucharme y aconsejarme, por tanta paciencia y amor en todo el camino. Por ayudarme a creer más en lo que hago e impulsarme a cumplir mis sueños. También a su familia por tanto amor y por siempre estar ahí.

Uno muy grande y especial a todos mis amigos, que siempre me han brindado su apoyo, su amistad, sus consejos y sus hogares. Buenos momentos para reír y otros para llorar. A mis amigos de la universidad Cinthia S., Diana, Melissa, Mina, Aaron, Alejandro A., Israel, Nelli, Vanessa, Cinthia L., Mariana, Minella, Violeta, Lucero, Ariz. A mis amigos de la vida Erik, Rodrigo, Jetro. Arturo Q., Jasso, Ivonne, Paula, Chio y Berenice. A todos ustedes gracias por darme tanto amor y felicidad.

A todos mis compañeros de CT por siempre ser tan unidos y solidarios. A los profesores por compartir todo lo que saben y por ayudarme a visualizar lo que quiero más adelante en mi vida, en especial a Jimena que me ha guiado y ayudado en todo momento.

Gracias a todos, por tanto.

# Índice

<b>Resumen</b> .....	11
<b>Introducción</b> .....	12
La Cantera de Tlayúa.....	12
Geología regional.....	13
Geología local: Formación Tlayúa.....	14
Miembro Inferior .....	15
Miembro Medio .....	15
Miembro Superior.....	16
Interpretación paleoambiental .....	18
<b>Objetivos</b> .....	19
Objetivos generales .....	19
Objetivos particulares.....	19
Justificación.....	19
<b>Marco teórico</b> .....	21
Cretácico en México.....	21
Geoquímica.....	23
Análisis de elementos .....	23
Estudios previos sobre geoquímica en la Cantera de Tlayúa .....	24
<b>Metodología</b> .....	27
Análisis del Miembro Medio .....	27
Laminas delgadas .....	28
Análisis geoquímico vía LA-ICP-MS para la detección y cuantificación de elementos en carbonatos .....	28

Tinción de Dickson .....	31
<b>Resultados y discusión .....</b>	<b>33</b>
Núcleo con terrígenos .....	38
Núcleo con aporte terrígeno y enriquecimiento de Mg .....	43
Núcleo con aporte terrígeno sin enriquecimiento de Mg .....	45
Núcleo sin aporte considerable de terrígenos.....	46
Núcleos sin aporte de terrígenos y enriquecimiento de Mg .....	47
Núcleos sin aporte terrígeno y sin enriquecimiento de Mg.....	49
Tinción de Dickson.....	51
Reconstrucción paleoambiental .....	53
<b>Conclusión.....</b>	<b>55</b>
<b>Referencias .....</b>	<b>56</b>

## Índice de figuras

Figura 1. Localización de la Cantera Tlayúa, en el Estado de Puebla .....	13
Figura 2. Sección estratigráfica de los Miembros de la Formación Tlayúa .....	15
Figura 3. Plano paleogeográfico del Cretácico Tardío de México .....	22
Figura 4. Sección de columna del Miembro Medio de la Formación Tlayúa medida desde el corte central de la cara principal de la cantera. Sistema de numeración zonal informal, establecido por trabajadores en la localidad. Las zonas de muestreo se indican en rectángulos rojos .....	28
Figura 5. Esquema de la técnica LA-ICP-MS.....	30
Figura 6. Secuencia de las 19 láminas delgadas de los núcleos muestreados, de piso a techo.....	34
Figura 7. Representación gráfica de las descripciones dadas en la tabla 1 de los 19 núcleos muestreados. Rectángulos Verdes: aporte terrígeno, rectángulos rojos: enriquecimiento de Mg, rectángulos rosas: tinción de Dickson positiva de coloración rosa.....	36
Figura 8. Núcleo XIII: terrígeno, con enriquecimiento de Mg y tinción de Dickson rosa. Los gráficos representan las concentraciones de Mg y Mn a lo largo del núcleo (identificando las zonas de enriquecimiento). El Al, Fe y Ti (elementos terrígenos) son destacados por los picos de concentración (rectángulos amarillos) concordantes con el bandeamiento rojo de la roca, siendo indicadores del aporte terrígeno y el incipiente de Mg en la matriz.....	43
Figura 9. Núcleo XXX, observación al microscopio de cristales de calcita .....	44
Figura 10. Núcleo XXXII: terrígeno, sin enriquecimiento de Mg y tinción de Dickson rosa. Los gráficos representan las concentraciones de Mg y Mn a lo largo del núcleo (identificar las zonas de enriquecimiento). El Al, Fe y Ti (elementos terrígenos) son destacando por los picos de concentración (rectángulos amarillos).....	45

Figura 11. Núcleo XII: sin terrígenos, enriquecimiento de Mg y tinción de Dickson rosa. Los gráficos representan las concentraciones de Mg y Mn a lo largo del núcleo (identificar las zonas de enriquecimiento) destacando los picos de concentración concordantes con el bandeamiento rojo. El Al, Fe y Li (elementos terrígenos), destacando la nula correlación de aporte terrígeno y las concentraciones de Mg (rectángulos amarillos) ..... 47

Figura 12. Núcleo XX: sin terrígenos ni enriquecimiento de Mg y tinción de Dickson rosa. Los gráficos representan la nula correlación de aporte terrígeno (Ti, Fe y Al) y las concentraciones de Mn en los rectángulos amarillos ..... 49

Figura 13. Observación de la muestra XV al microscopio petrográfico (objetivo 5x) de estilolitos, producidos por esfuerzos de compactación. .... 51

Figura 14. Secuencia de las 19 láminas delgadas de los núcleos muestreados, presentando la tinción de Dickson, de piso a techo ..... 52

## Índice de tablas

Tabla 1. Correlación de los diecinueve núcleos muestreados entre Al y elementos terrígenos, Mg vs Mn, concentración de Mg y el resultado de la prueba de tinción de Dickson (R=rosa y N=no hubo tinción). Las muestras en azul sobresalen por ser de origen predominantemente terrígeno .....	35
Tabla 2. Posibles minerales de procedencia de los sedimentos terrígenos .....	40
Tabla 3. Procedencia de los sedimentos de acuerdo con el núcleo muestreado .	52

## Resumen

La cantera Tlayúa perteneciente al Miembro Medio de la Formación Tlayúa. Se caracteriza por ser un yacimiento de tipo *Koservat-Lagerstätte*, ya que tiene una gran diversidad fosilífera de flora y fauna terrestre y marina que compartió un mismo intervalo geológico. Debido a estas características se han realizado una serie de interpretaciones paleoambientales obtenidas principalmente a partir registro fósil y de la sedimentología, pero también por medio de isotopos estables.

En el presente trabajo se hace una contribución a las reconstrucciones paleoambientales previas realizando análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y traza presentes en 19 núcleos de sedimentos de roca caliza de la Cantera Tlayúa, con fin de conocer su procedencia. Se utilizaron técnicas como la espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, LA-ICP-MS* por sus siglas en inglés), la tinción de Dickson y observaciones de láminas delgadas en microscopio petrográfico. Por estos métodos fue posible la determinación de correlaciones entre elementos terrígenos como Fe, Al, Mg, Mn, Sr, Zr, Ti, Ni, Li, Y, Cr y V, así como la identificación de elementos relacionados con procesos diagenéticos como como Mg, Mn, Fe y Sr. Los resultados permitieron identificar que los sedimentos provienen de ambientes tanto terrestres como marinos y originarios de la cuenca. Estos análisis corroboran las hipótesis paleoambientales que se tienen en la zona, al respecto de la Cantera Tlayúa presenta un paleoambiente de laguna con cercanía al mar.

Palabras clave: Análisis geoquímico, reconstrucción paleoambiental, *LA-ICP-MS*

## Introducción

El objeto de estudio de esta tesis se llevó a cabo en la región de la Cantera Tlayúa en Tepexi de Rodríguez Puebla. Una zona de gran interés por sus características estratigráficas, sedimentarias y paleontológicas, destacando la excepcional preservación fosilífera dentro de la Cantera Tlayúa.

### *La Cantera de Tlayúa*

La Cantera de Tlayúa es una localidad del tipo *Koservat-Lagerstätte*, término acuñado por Adolf ("Dolf") Seilacher en 1970 (Briggs, 2014), es decir, un yacimiento de fósiles con una preservación excepcional (Gío-Argáez y Gomez-Espinosa, 2014), con una paleobiota perteneciente en mayor grado al Cretácico Inferior (Albiano). Se localiza a unos tres kilómetros al NE de la población de Tepexi de Rodríguez en la Mixteca Poblana, aproximadamente a 90 kilómetros al sur de la ciudad de Puebla (Figura 1). La diversidad y abundancia floral y faunística que contiene está conformada por más de 3500 muestras de fósiles (Buitrón *et al.*, 2015) que incluyen: foraminíferos, esponjas, gorgonias, gasterópodos, amonites, belemnites, bivalvos, arácnidos, crustáceos, insectos, equinoideos, asteroideos, ofiuroides, peces y reptiles, así como algas y restos de plantas terrestres e icnofósiles (Applegate *et al.*, 2006; Garassino *et al.*, 2013; Brito *et al.*, 2018). El material mejor preservado pertenece a los peces, con las de 50 teleósteos y holósteos (Alvarado *et al.*, 2008; Buitrón *et al.*, 2015). El contenido fósil puede ser interpretado como una tanatocenosis mixta (Feldmann, 1998), ya que se tiene la presencia de especies que vivieron en ambientes terrestres, marinos y lacustres (Applegate *et al.*, 2006; Garassino *et al.*, 2013; Brito *et al.*, 2018).

La Cantera de Tlayúa se caracteriza por ser un depósito de rocas sedimentarias (Applegate *et al.*, 2006; Buitrón *et al.*, 2015), los sedimentos hacen referencia al

material sólido que fue depositado a través de un fluido como agua o aire. Estos sedimentos fueron sometidos a cambios diagenéticos, es decir, cambios físicos, químicos y biológicos, por ejemplo: la recristalización, compactación, cementación, reemplazamiento, disolución y autigénesis. Estos cambios permiten identificar las condiciones del ambiente sedimentario, y así poder determinar cuál es la naturaleza de los sedimentos acumulados (Tarbuck, y Lutgens, 2005).

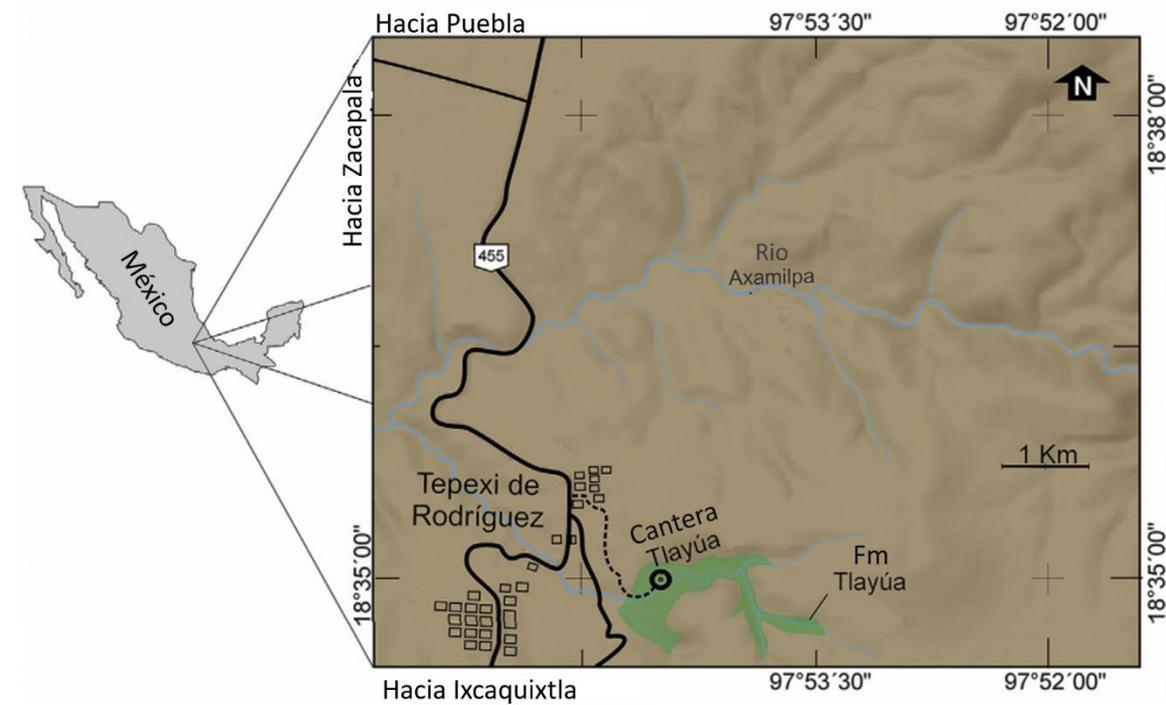


Figura 1. Localización de la Cantera Tlayúa, en el estado de Puebla Modificada de Brito et al., 2018.

### *Geología regional*

El área de Tepexi de Rodríguez descansa sobre un contacto de roca metamórfica Paleozoica (Cámbrico-Ordovícico) del Complejo Acatlán. La parte superior del Complejo de Acatlán está erosionada, y en esta unidad hay lechos de arenisca sin fósiles. Por encima de estas capas, justo debajo de la Formación Tlayúa, hay una

secuencia de espesor de calizas del Jurásico Superior o del Cretácico Inferior (Applegate, 1992).

Descansando sobre las capas de la Formación Tlayúa hay un espesor desconocido de rocas cenozoicas de las formaciones Pie de Vaca y Agua de Luna. De esta última unidad vienen los grandes bloques de travertinos que representan una de las fuentes económicas más importantes de la región de Tepexi (Applegate, 1992).

Applegate (1992) propuso el nombre de Formación Tlayúa para los carbonatos albianos que aparecen en el barranco Tlayúa, y los subdividió en tres miembros. La base de la Formación Tlayúa no está expuesta y la parte superior está truncada y cubre las formaciones Pie de Vaca (Plioceno) y Agua de Luna (Pleistoceno).

#### *Geología local: Formación Tlayúa*

La Formación Tlayúa está formada por una secuencia estratigráfica con un espesor de unos 300 m, está dividida en tres miembros: Inferior, Medio y Superior (Buitrón *et. al.*, 2015) (Figura 2), las calizas albianas que afloran en la Cantera de Tlayúa forman parte del Miembro Medio de la Formación Tlayúa. En el área cartografiada no aflora la base de la formación y la cima se encuentra erosionada, estando cubierta, discordante y tectónicamente, por los clásticos continentales del Neógeno. Las razones para asignarle un nombre distinto a esta unidad litoestratigráfica cretácica son principalmente por su importancia paleontológica, su depósito sobre un terreno tectónico diferente (Península de Oaxaca) y su paleoambiente característico (Applegate *et al.*, 2006).

Cabe mencionar que la edad está dada por algunos fósiles índice, como las especies de belemnites *Neohibolites praeultimus* Spaeth, N. aff. *minimus* Stolley, *N. minimus clavaformis* y los ammonites *Hysterocheras* y *Mortoniceras* (Buitrón *et. al.*, 2015).

### *Miembro Inferior*

Consiste en una secuencia de calizas micríticas de grano fino (mudstone a wackestone) con un espesor mayor a 50 m (Feldmann, 1998; Buitrón *et. al.*, 2015) grisáceas bioturbada, fuertemente doblada, con intraclastos, rudistas, otros bivalvos y abundantes miliólidos (Applegate, 1992). Su estratificación cambia de masiva a gruesa, con biostromas delgados, con espesores entre 20 y 50 cm de rudistas como *Toucasia polygyra* y ostreidos del género *Chondrodonta*. Dentro de las calizas aparecen concreciones de esquisto blanco y negro y lentes de pedernal oscuros. En algunas áreas los fósiles están completamente silicificados (Feldmann, 1998; Buitrón *et. al.*, 2015).

### *Miembro Medio*

Consiste en una secuencia de calizas micríticas, finamente laminadas, de color marrón amarillento, de 50 a 54 m de espesor, los estratos muestran capas rojas, teñidas con hematita (este material representa alfombras de cianobacterias, microorganismos de entornos marinos normales a hipersalinos), los contactos entre las láminas no son lineales sino ondulados, producto de las presiones durante la diagénesis. Dentro de las laminaciones hay lentes de pedernal oscuros de un espesor de pocos milímetros a 15 cm y 70 cm de largo. En algunos planos de fractura, ensanchados por el agua y la disolución diferencial, la laminación se enfatiza notablemente, fenómeno que se ve claramente en la pared de la cantera (Applegate, 2006; Buitrón *et. al.*, 2015).

El origen de la pigmentación rojiza en los sedimentos de la cantera, dado por la evidencia paleoambiental, indica un origen por diagénesis, combinada con períodos cortos de oxidación por exposición subáerea. En las laminaciones está contenida una gran variedad de fósiles bien conservados. Entre ellos, se encuentran una diversidad faunística y floral tales como esponjas, foraminíferos, gasterópodos,

estrellas de mar, isópodos, decápodos, arácnidos, reptiles terrestres, por mencionar algunos. Cabe destacar que este miembro alberga la mayor diversidad y abundancia de peces, con más de 6000 especímenes colectados hasta la década pasada (Applegate, 2006; Buitrón *et. al.*, 2015).

### *Miembro Superior*

Es una secuencia incompleta de lechos de calizas dolomíticas y dolomitas, de estratificación media a gruesa, de color gris con tonalidad clara y oscura con un espesor de más de 30 m (Buitrón *et. al.*, 2015), y aparentemente desprovistas de fósiles (Applegate, 1992). La dolomita es secundaria ya que se efectúa generalmente en la interfase agua dulce-agua marina debido a la transformación, por disolución y reprecipitación, del carbonato de calcio en dolomía (Applegate, 1992).

La formación descansa sobre el Complejo Acatlán del Paleozoico que representó una superficie terrestre positiva durante el Jurásico, misma que posiblemente existió hasta el Cretácico Inferior (Applegate, 1992). La naturaleza de ese contacto se desconoce (Feldmann, 1998).

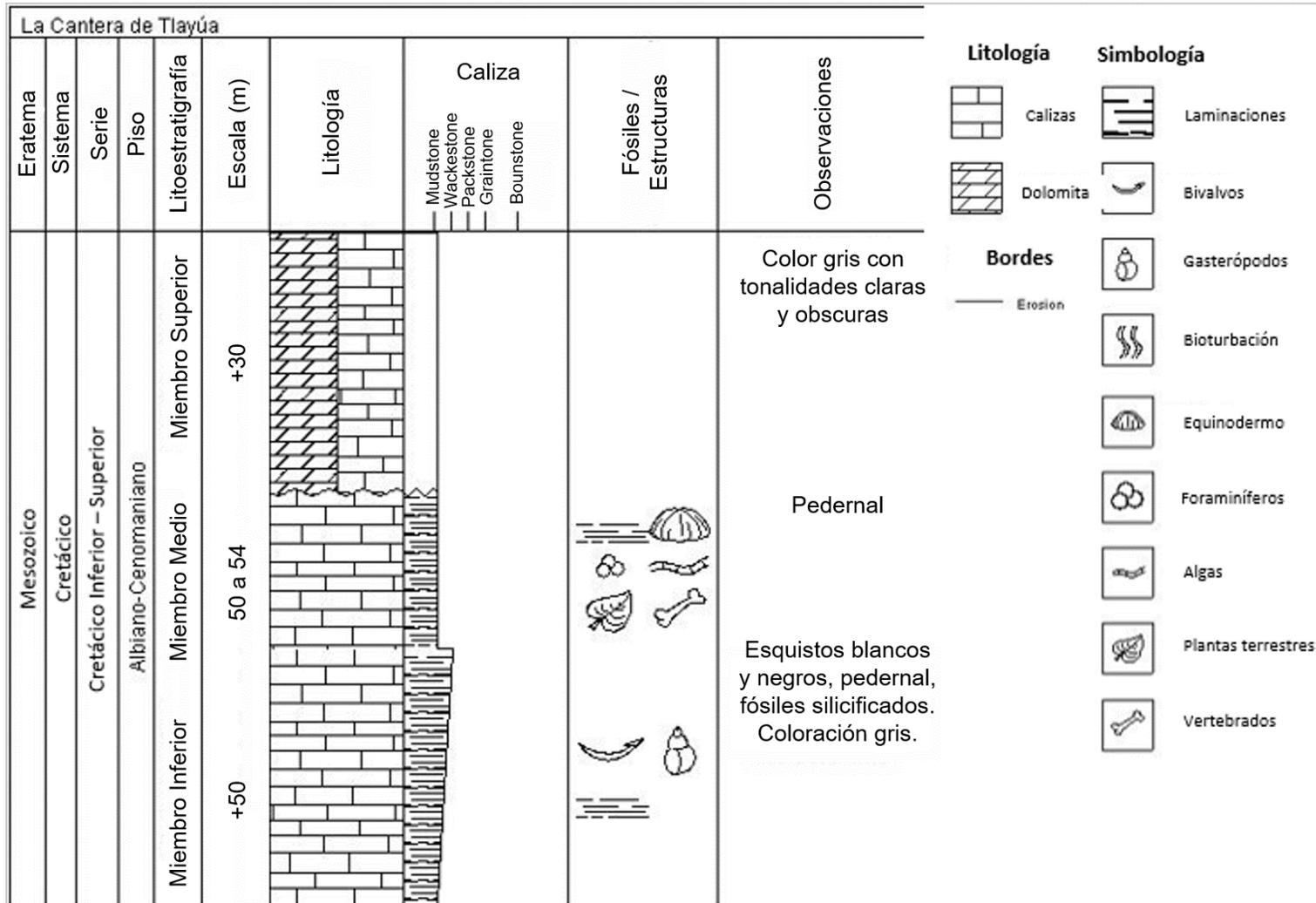


Figura 2. Sección estratigráfica de los Miembros de la Formación Tlayúa, interpretación propia adaptada de la bibliografía existente.

### *Interpretación paleoambiental*

Las interpretaciones paleoambientales de la Cantera Tlayúa muestran una laguna poco profunda limitada por un gran arrecife (Applegate, 1992). La preservación excepcional en Tlayúa fue promovida por la circulación restringida de agua que resulta en un ambiente anaeróbico y/o hipersalino, junto con la ausencia general de especies infaunales (Feldmann, 1998). Kashiya et al. (2004) propuso una cuenca marina abierta, donde los sedimentos estaban dominados por tormentas y las aguas del fondo tenían circulación restringida. Applegate, (2006) considero que este modelo no explicaba la presencia organismos de agua dulce ni terrestres.

La presencia de organismos diagnósticos terrestres y de agua dulce, incluidos arácnidos, insectos, lagartos y quelonios, junto con la fauna marina típica, sugiere que la laguna Tlayúa tenía afluencia periódica de agua dulce, además de la fuerte influencia marina, lagunar y arrecifal. Algunos organismos fueron transportados a la laguna cuando se traspasó la barrera, probablemente durante períodos de fuertes lluvias y huracanes, o durante las mareas altas (Applegate, 1992). Además, algunos peces de Tlayúa tienen afinidades con familias recientes que se sabe que habitan ambientes salobres y de agua dulce (Feldmann, 1998). Esto ha sido corroborado gracias a estudios geoquímicos en la zona realizado por Suárez *et al.* (2009).

# Objetivos

## Objetivo general

Realizar el análisis geoquímico de los elementos mayores, menores y traza presentes en sedimentos provenientes de la Cantera de Tlayúa para conocer la procedencia de los mismos, así como también la existencia de eventos diagenéticos y con ello complementar las reconstrucciones paleoambientales planteadas anteriormente.

## Objetivo Particular

- Determinar las correlaciones entre elementos como Fe, Al, Mg, Mn, Sr, Zr, Ti, Ni, Li, Y, Cr y V para conocer la procedencia de los sedimentos que componen las muestras a analizar (minerales fuente).
- Utilizar elementos diagnósticos (Mg, Mn, Fe Sr) para determinar eventos diagenéticos.
- Contribuir a la reconstrucción paleoambiental obtenida por los fósiles, mediante las correlaciones y concentraciones elementales.

## Justificación

Debido a la importancia paleontológica y extraordinaria conservación fosilífera de la Cantera de Tlayúa, es importante determinar las condiciones ambientales que permitieron la conservación de organismos acuáticos y terrestres en el Miembro Medio. Las interpretaciones previas de las condiciones paleoambientales se han inferido tomando en cuenta principalmente el contenido fósil de la secuencia, así como la litología y sedimentología de la misma. No es sino hasta hace dos décadas atrás cuando los estudios geoquímicos aparecieron para contribuir con la interpretación paleontológica. Dentro de ellos, destacan los trabajos realizados con

isotopos estables (Suárez et.al, 2009), con lo que se obtuvo información relativa al origen de los cuerpos hídricos y transporte aluvial. Por ello, con este análisis geoquímico damos un marco más robusto para fortalecer las interpretaciones ya realizadas, lo que contribuye a elucidar el origen de los sedimentos depositados en la Cantera.

## Marco teórico

### *Cretácico en México*

El periodo Cretácico tuvo una duración de 79 millones de años. A nivel global se caracterizó por presentar un aumento en el nivel del mar debido a las altas tasas de expansión del piso oceánico. Este aumento tuvo como consecuencia, en lo que era en ese entonces el territorio mexicano, que gran parte de las tierras se encontraran sumergidas, por ejemplo, algunas áreas que en la actualidad forman la Sierra Madre Occidental, la Península de Baja California -en aquel momento unida longitudinalmente al continente- y la Sierra Madre del Sur. La región de Puebla estaba situada en una zona de transgresiones y regresiones marinas, esto se ve reflejado en el registro fósil de organismos marinos y terrestres que comparten un espacio y tiempo. El resto del país se encontraba sumergido en mares de diferentes profundidades, en los que se depositaron sedimentos predominantemente calcáreos que alcanzaron espesores de miles de metros. Esta tendencia de tierras sumergidas se puede visualizar en la Figura 3, pero es importante destacar que esta aproximación es del Cretácico Tardío (Trujillo, 1977, Figura 3).

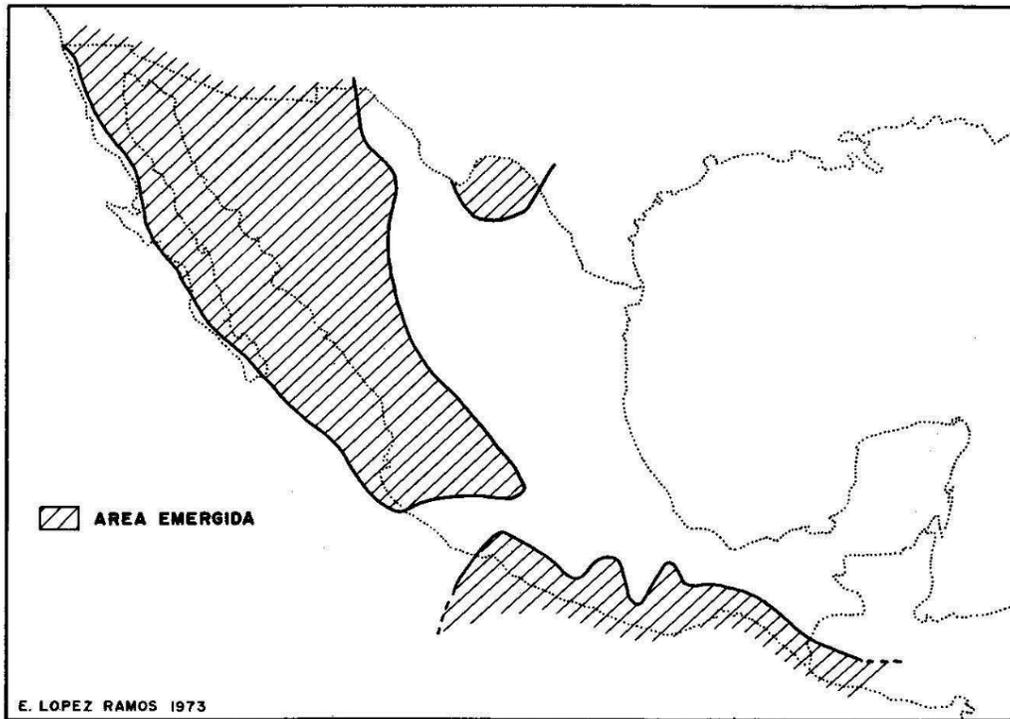


Figura 3. Plano paleogeográfico del Cretácico Tardío de México. Tomada de: Trujillo (1977).

El periodo Cretácico se caracterizó por tener océanos de composición calcítica. Un mar calcítico es aquel en el que la calcita baja en magnesio (Low Magnesium Calcite, LMC por sus siglas en inglés) funge como el carbonato marino inorgánico principalmente precipitado. Los efectos geológicos y biológicos más significativos de los mares calcíticos incluyen la formación rápida y generalizada de ooides calcíticos, cementos de calcita, y la formación de *hardgrounds* carbonatados. Un *hardground* puede definirse como la adición consecutiva de capas de cementos sinsedimentarios que han sido expuestas en el lecho marino. Un *hardground* carbonatado es, por ende, esencialmente un lecho marino litificado de manera sinsedimentaria (Sánchez-Beristain *et al.*, 2016).

Los mares calcíticos coinciden con las tasas elevadas de expansión del fondo oceánico y con condiciones climáticas globales de efecto invernadero (Sánchez-Beristain *et al.*, 2016). Las altas tasas de expansión del fondo oceánico provocaron incrementos en los niveles globales del mar, cubriendo grandes cantidades de masa

continental (Stanley, 2009). Los centros de expansión del fondo marino reciclan el agua de mar a través de ventilas hidrotermales, reduciendo la relación de magnesio a calcio en el agua de mar a consecuencia del intemperismo químico, el cual favorece la transformación de minerales ricos en calcio provenientes de basaltos y arcillas ricas en magnesio. Esta reducción en la relación  $Mg^{2+} / Ca^{2+}$  favorece la precipitación de calcita sobre la aragonita y sobre la calcita alta en magnesio (High Magnesium Calcite, HMC por sus siglas en inglés). El aumento de expansión del fondo oceánico también significa una mayor actividad volcánica y niveles elevados de dióxido de carbono en la atmósfera y los océanos, que generalmente va asociado, a nivel global, a un efecto invernadero (Sánchez Beristain et al., 2016).

### *Geoquímica*

La geoquímica es la ciencia que se ocupa del estudio de la distribución, la estabilidad y la migración de los elementos químicos y sus isótopos en minerales, rocas, suelos, agua, atmósfera y biósfera (Albàrede, 2003). Las principales áreas de estudio y metodologías de la misma se pueden aplicar en conjunto con la paleontología, son el análisis de elementos, que permite agruparlos por su abundancia en la muestra como elementos mayores, menores y traza; y el análisis de isótopos, con los que se pueden reconocer variables ambientales (isótopos estables) o efectuar fechamientos radiométricos (isótopos radioactivos) (Sánchez-Beristain y García-Barrera, 2017).

### *Análisis de elementos*

El análisis elemental consiste en averiguar qué elementos químicos componen una muestra. Los elementos se clasifican de acuerdo a su abundancia en elementos mayores, menores y traza (White, 2013).

Los elementos mayores son aquellos componentes químicos de una roca cuya proporción en la misma normalmente supera el 1% (Sánchez-Beristain y García-Barrera, 2017). Su concentración se expresa en porcentaje de peso de los óxidos mayores en roca total (*%wt whole rock* por sus siglas en inglés): SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O (Wedepohl, 1995).

Los elementos menores son aquellos cuyo porcentaje en peso se encuentra entre 0.1 y 1%. Estos elementos comúnmente sustituyen a algunos elementos mayores en los minerales principales (Sánchez-Beristain y García-Barrera, 2017). Entre ellos se encuentran: Ti, C, Mn, S, P y Mg (Wedepohl, 1995).

Los elementos traza son aquellos cuyo porcentaje es menor al 0.1%. Debido a su concentración se expresan en ppm o ppb. Entre tales elementos se encuentran: Sr, Zr, Cr, V, Rb, Ni, Cu, Y, Li, Pb, Co, etc. (Wedepohl, 1995). Las tierras raras (*Rare-Earth Elements, REE* por sus siglas en inglés) también entran en este apartado. Son elementos que incluyen la serie de los lantánidos y actínidos y, debido a su química, son útiles en estudios de geoquímica marina: en la determinación del estado de oxidación y la temperatura de un medio acuoso (Sánchez-Beristain y García-Barrera, 2017).

El análisis geoquímico puede llevarse a cabo con varias técnicas analíticas como la fluorescencia de rayos X (*X-ray fluorescence, XRF* por sus siglas en inglés), la espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (*Inductively coupled plasma mass spectrometry, ICP-MS* por sus siglas en inglés), el análisis por activación de neutrones (*Neutron Activation Analysis, NAA* por sus siglas en inglés), la espectrometría de masas (*mass spectrometry, MS* por sus siglas en inglés) (Sánchez-Beristain y García-Barrera, 2017), entre otros.

### *Estudios previos sobre geoquímica en la Cantera de Tlayúa*

A lo largo de la historia de la Tierra, la circulación atmosférica y oceánica han cambiado de manera simultánea a la configuración continental. Estas variaciones

son determinantes en las condiciones climáticas del planeta (aunque no son las únicas) alterando, por ejemplo, los regímenes de precipitación. En el estudio realizado por Suárez *et al.* (2009) se emplearon carbonatos para estimar la composición isotópica del agua meteórica, así como análisis petrográfico, desarrollando una reconstrucción de paleoprecipitación tomando en cuenta los isótopos estables de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ . Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  fluctúan desde  $-11.67\text{‰}$  a  $-0.39\text{‰}$  y de  $\delta^{13}\text{C}$  desde  $-8.45\text{‰}$  a  $-0.89\text{‰}$ . Estos valores nos indican que, al ser negativos respecto al estándar, están asociados a agua dulce (precipitación y agua subterránea), y asimismo temperaturas cálidas de forma global y precipitación abundante de forma regional (White, 2013). Las estructuras encontradas por los análisis petrográficos indican condiciones supramareal a intermareal. Los análisis isotópicos y petrográficos confirman que se trata de un ambiente de laguna costera de aguas someras con influencias de agua dulce, respaldado por la evidencia fósil marina y terrestre encontrada.

Con el uso de la paleometría, Riquelme *et al.* (2006) emplearon una combinación de técnicas analíticas no destructivas en el estudio de fósiles, usando fluorescencia de luz visible Inducida por luz UV y la espectrometría de emisión de rayos X inducida por partículas (*Particle Induced X-ray Emission Spectrometry, PIXE* por sus siglas en inglés). Haciendo uso de los análisis de longitudes de onda, efectuaron mapeos elementales de fases minerales e isotópicas. Estas técnicas permiten hacer prospecciones paleogeofísicas, desarrollar modelos virtuales y análisis composicional de especímenes fósiles, para efectuar inferencias sobre su ambiente de procedencia, la estructura biológica y las propiedades particulares de los mecanismos de preservación. En dicho estudio utilizaron la paleometría para conocer los posibles procesos tafonómicos y las condiciones paleoambientales. Encontrando que los elementos principales son As, Cu, Ni, V, Mn, Fe, Sr, Al, Zn, Si, Ca y P. En ambientes carbonatados algunos de estos elementos pueden contribuir a la formación de minerales autigénicos y a la transformación de biomoléculas termodinámicamente más estables, por lo que son indicadores bioquímicos de la preservación (Riquelme *et al.*, 2009). No obstante, a pesar de tratarse de un estudio

geoquímico, se centra exclusivamente en los fósiles, sin aludir al ambiente de depósito.



Figura 4. Sección de columna del Miembro Medio de la Formación Tlayúa medida desde el corte central de la cara principal de la cantera. Sistema de numeración zonal informal, establecido por trabajadores en la localidad. Las zonas de muestreo se indican en rectángulos rojos. Modificada de: Kashiyama *et al.*, 2004

### ***Láminas delgadas***

Se obtuvieron dos sets de láminas delgadas de las secciones XI, XII, XIII, XIV, XV, XVI, XVII, XVIII, XIX, XX, XXI, XXII, XXIII, XXIV, XXV, XXVII, XXVIII, XXX y XXXII con un disco de corte fino (Buehler), con diamante en polvo incrustado. Los núcleos de roca fueron cortados en rectángulos de 1x2 cm, puliendo una cara con abrasivo de carburo de silicio (SiC) (Buehler) del número 400, seguido del 600.

Una vez pulidas, las muestras fueron adheridas en portaobjetos esmerilados con resina termoplástica epóxica difásica (Buehler). Una vez secas las muestras se cortó el exceso de roca con una laminadora PETRO-THIN (Buehler) y se desbastó hasta tener la lámina delgada, llegando al grosor deseado usando abrasivo de carburo de silicio del número 600, aproximadamente a 40 micras.

### ***Análisis geoquímico vía LA-ICP-MS para la detección y cuantificación de elementos en carbonatos***

La técnica analítica de ablación láser como sistema de introducción de muestra a la espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, LA-ICP-MS* por sus siglas en inglés) da la posibilidad de conocer la distribución espacial de los elementos. Variando la posición del haz láser sobre la superficie, se obtiene el perfil de la distribución lateral de elementos. Haciendo incidir sucesivos pulsos sobre un punto fijo, se obtiene el perfil de concentraciones en profundidad. Es una técnica utilizada

para la determinación de elementos mayores, menores y trazas en sólidos, así como mediciones de relación de isótopos (Coedo y Dorado, 2010).

Conceptualmente, la ablación láser (*laser ablation*, LA por sus siglas en inglés) es un proceso en el que la muestra se coloca en una cámara de ablación hermética y cerrada (Günther, 2005); un haz láser pulsado de alta potencia se focaliza sobre la superficie de la muestra en una atmósfera de gas inerte como argón o helio a presión normal; después el haz láser convierte, instantáneamente, un volumen finito de la muestra sólida en un aerosol de los constituyentes. Durante el proceso de ablación la radiación láser es absorbida por los electrones en la capa superficial de la muestra, dependiendo la penetración en profundidad tanto de las propiedades fisicoquímicas de la muestra, como de las características del láser. Los electrones de mayor temperatura abandonan la muestra de inmediato (en el orden de femtosegundos,  $1 \times 10^{-15}$ ) y el resto calientan el volumen irradiado mediante colisiones con átomos de la muestra sólida (en el orden de picosegundos). Como consecuencia, se produce una fusión de la muestra en el foco de la radiación láser y, a intensidades suficientemente altas, una evaporación de la muestra líquida en forma de un plasma con electrones, iones, moléculas y aglomerados. El aerosol generado por el haz láser se arrastra mediante una corriente de argón a la fuente de iones (ICP) donde se vaporiza, atomiza y ioniza (Coedo y Dorado, 2010). Finalmente, los iones cargados positivamente se analizan en el espectrómetro de masas separados por la relación de masa a carga y por último son detectados (LA-ICP-MS) (Günther, 2005; Coedo y Dorado, 2010). Este mecanismo se ilustra en la Figura 5.

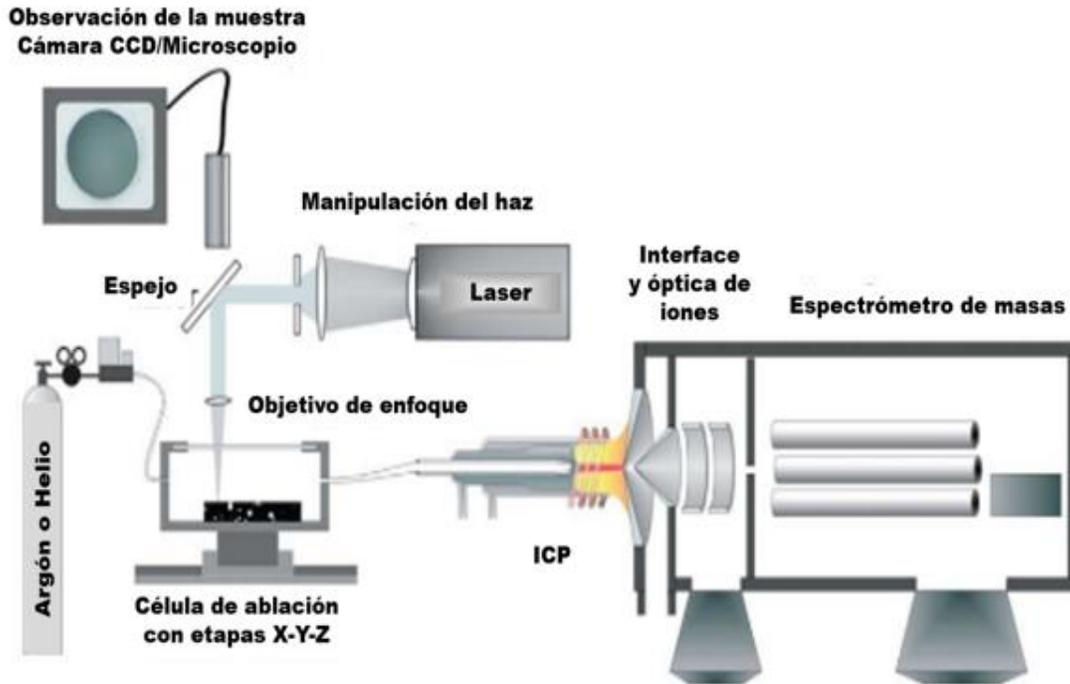


Figura 5. Esquema de la técnica LA-ICP-MS. Modificada de: Günther (2005).

Para el análisis elemental se utilizó un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) Thermo XSeries-II, y un sistema de ablación láser Resonetics Resolution M-50, con argón como gas acarreador.

Se utilizó un haz de láser de 44 micras de diámetro, que siguió la técnica de barrido, con el objetivo de poder diferenciar geoquímicamente facies que no pueden distinguirse fácilmente con observación microscópica, además de la optimización de recursos. La velocidad de desplazamiento de la platina fue de 0.5 mm/min con una fluencia (densidad de energía) de 6 J/cm<sup>2</sup> y una tasa de repetición de 5 Hz. El análisis fue llevado a cabo bajo la asesoría del Dr. Juan Pablo Bernal Uruchurtu y del Dr. Carlos Ortega Obregón, en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM.

## Tinción de Dickson

Dickson (1995) desarrolló un método para reconocer diferentes fases mineralógicas en una muestra de carbonatos. Este método demostró ser útil para reconocer cualitativamente la presencia de cementos diagenéticos, así como determinar el estado de conservación de las muestras, el cual se apoya de los resultados obtenidos por microscopía.

La presencia de  $\text{Fe}^{2+}$  se reconoce a través de la tinción con azul, la tinción rosada nos indica calcita rica en Mg, mientras que la ausencia de color nos indica dolomita.

A los 19 núcleos se les aplicó la técnica de Tinción de Dickson utilizando hexacianoferrato de potasio y rojo de alizarina.

Para las tinciones se realizaron dos soluciones:

Solución I: 0.2 g de alizarina roja disuelta en 100 mL de HCl al 3%.

Solución II: 2 g de  $\text{K}_3[\text{Fe}(\text{CN})_6]$  (hexacianoferrato de potasio) disueltos en 100 mL de HCl al 3%.

Se realizó la técnica de Dickson, modificando los porcentajes de HCl y el tiempo de grabado, esto debido al tipo de muestras trabajadas, con lo cual se llevó el siguiente procedimiento:

1. Se grabaron las láminas delgadas con HCl al 3% durante 5 s.
2. De las soluciones I y II se preparó una mezcla en una proporción de 3:2\*. Realizando un grabado durante 20 s, la cual produce una tinción diferencial.

El grabado con la Solución I produce un aumento adicional de todos los tintes anteriores. Este proceso no fue llevado a cabo, ya que no fue necesario realzar el color.

Después de cada paso la muestra se lavó cuidadosamente con el chorro de agua destilada secándose con pistola de aire y cubriendo con laca transparente.

\* Esta mezcla puede usarse 2 días como máximo después de su preparación

## Resultados y Discusión

Dentro de los 19 núcleos muestreados de roca caliza, se observan similitudes entre las concentraciones y los aspectos de las rocas. Esto puede ser asociado a que pasaron por el mismo proceso de formación en diferentes tiempos. El aspecto de los 19 núcleos de rocas puede ser observado en la Figura 6 (secuencialmente). Podemos observar que se caracterizan por tener coloraciones grisáceas con bandeamientos rojos y cristalización.

El análisis elemental realizado por LA-ICP-MS nos indica que tenemos concentraciones de Mg que van de 200 a 38,000 ppm, distribuidos a lo largo de los 19 núcleos.

De los 19 núcleos, 6 de ellos: XI, XIII, XIV, XVIII Y XXX presentan una correlación entre el Al y elementos terrígenos como: Ti, Zr, Li, Fe, Cr Y Ni. A excepción del núcleo XXX, todos muestran tinción de Dickson con coloración rosada. Las concentraciones y correlaciones entre los elementos pueden ser visualizadas en la tabla 1, con su representación gráfica en la Figura 7.

Con las características observadas en los 19 núcleos, puedes agrupar cuatro casos: a.1) núcleos con aporte terrígeno y enriquecimiento de Mg, a.2) núcleos con aporte terrígeno sin enriquecimiento de Mg, b.1) núcleos sin aporte de terrígenos y enriquecimiento de Mg y b.2) núcleos sin aporte terrígeno y sin enriquecimiento de Mg.

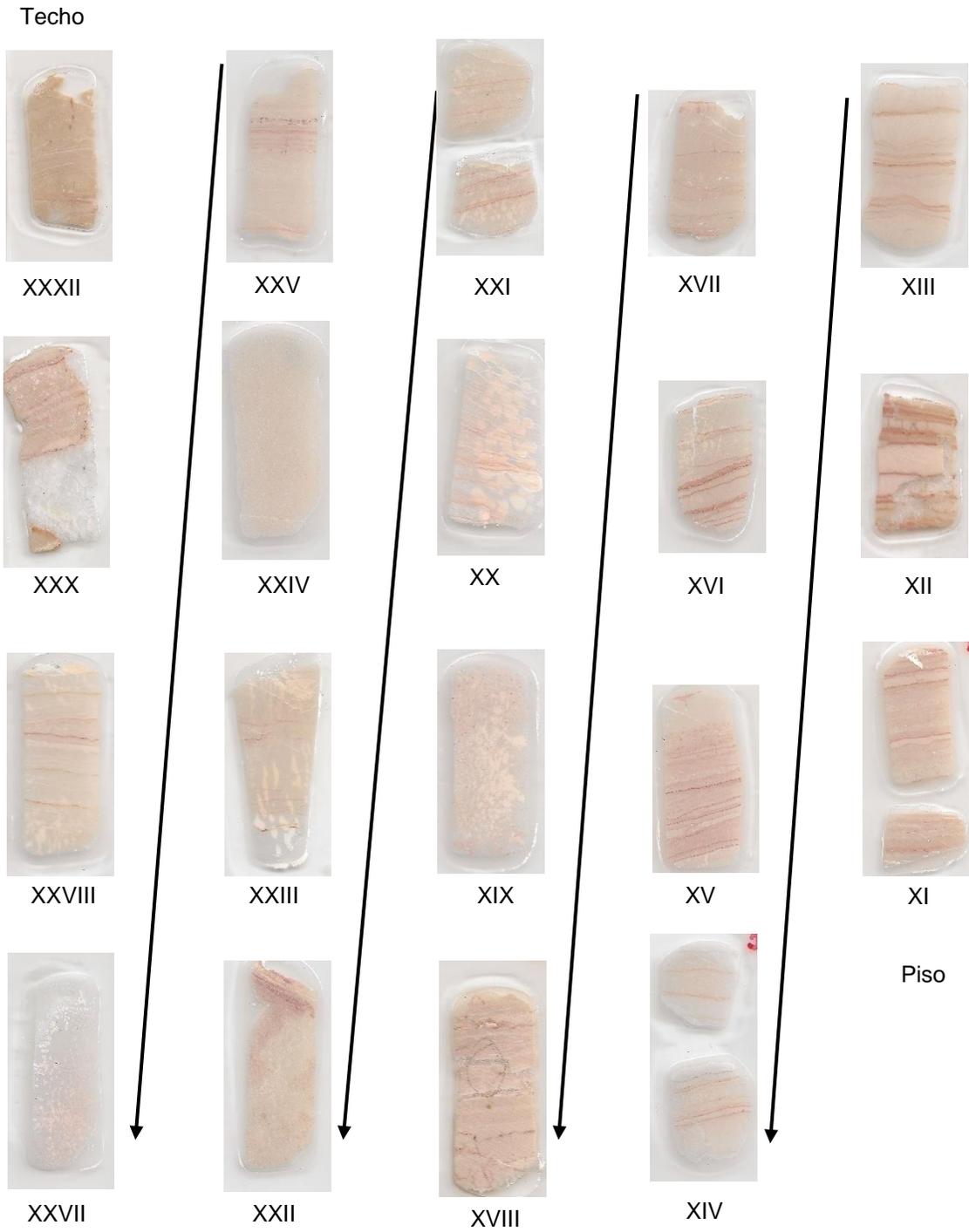


Figura 6. Secuencia de las 19 láminas delgadas de los núcleos muestreados, de piso a techo

Tabla 1. Correlación de los diecinueve núcleos muestreados entre Al y elementos terrígenos, Mg vs Mn, concentración de Mg y el resultado de la prueba de tinción de Dickson (R=rosa y N=no hubo tinción). Las muestras en azul sobresalen por ser de origen predominantemente terrígeno.

Muestra	Correlaciones $r^2$								Tinción de Dickson	Concentración de Mg (ppm)
	Al/							Mg-Mn		
	Ti	Zr	Li	Fe	Cr	Y	Ni			
XI	0.63	0.73	0.83	0.73	0.17	0.06	0.11	0.03	R	267 a 978
XII	0.10	0.46	0.69	0.23	0.37	0.22	0.03	0.009	R	65 a 37143
XIII	0.41	0.21	0.55	0.42	0.20	0.01	0.26	0.04	R	260 a 13081
XIV	0.64	0.52	0.54	0.62	0.27	0.15	0.01	0.18	R	250 a 8590
XV	0.06	0.07	0.15	0.17	0.05	0.00	0.09	0.002	R	183 a 1110
XVI	0.85	0.82	0.93	0.78	0.72	0.20	0.49	0.002	R	200 a 4915
XVII	0.04	0.00	0.25	0.23	0.01	0.01	0.01	0.04	R	349 a 2450
XVIII	0.81	0.7	0.59	0.61	0.56	0.08	0.62	0.34	R	89 a 23988
XIX	0.03	0.03	0.19	0.07	0.01	0.00	0.04	0.003	R	150 a 20270
XX	0.00	0.20	0.20	0.21	0.00	0.00	0.00	0.15	R	153 a 864
XXI	0.22	0.57	0.38	0.57	0.00	0.00	0.01	0.35	R	280 a 1150
XXII	0.02	0.02	0.05	0.13	0.00	0.00	0.01	0.17	R	188 a 11310
XXIII	0.18	0.60	0.12	0.46	0.07	0.07	0.39	0.12	R	174 a 2890
XXIV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	R	240 a 12224
XXV	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0	R	167 a 7344
XXVII	0.01	0.07	0.20	0.03	0.00	0.01	0.00	0.11	R	188 a 9353
XXVIII	0.07	0.01	0.14	0.13	0.00	0.17	0.01	0	R	177 a 2084
XXX	0.73	0.51	0.88	0.65	0.28	0.52	0.05	0.11	N	112 a 4524
XXXII	0.12	0.01	0.13	0.05	0.00	0.00	0.00	0	R	268 a 1234

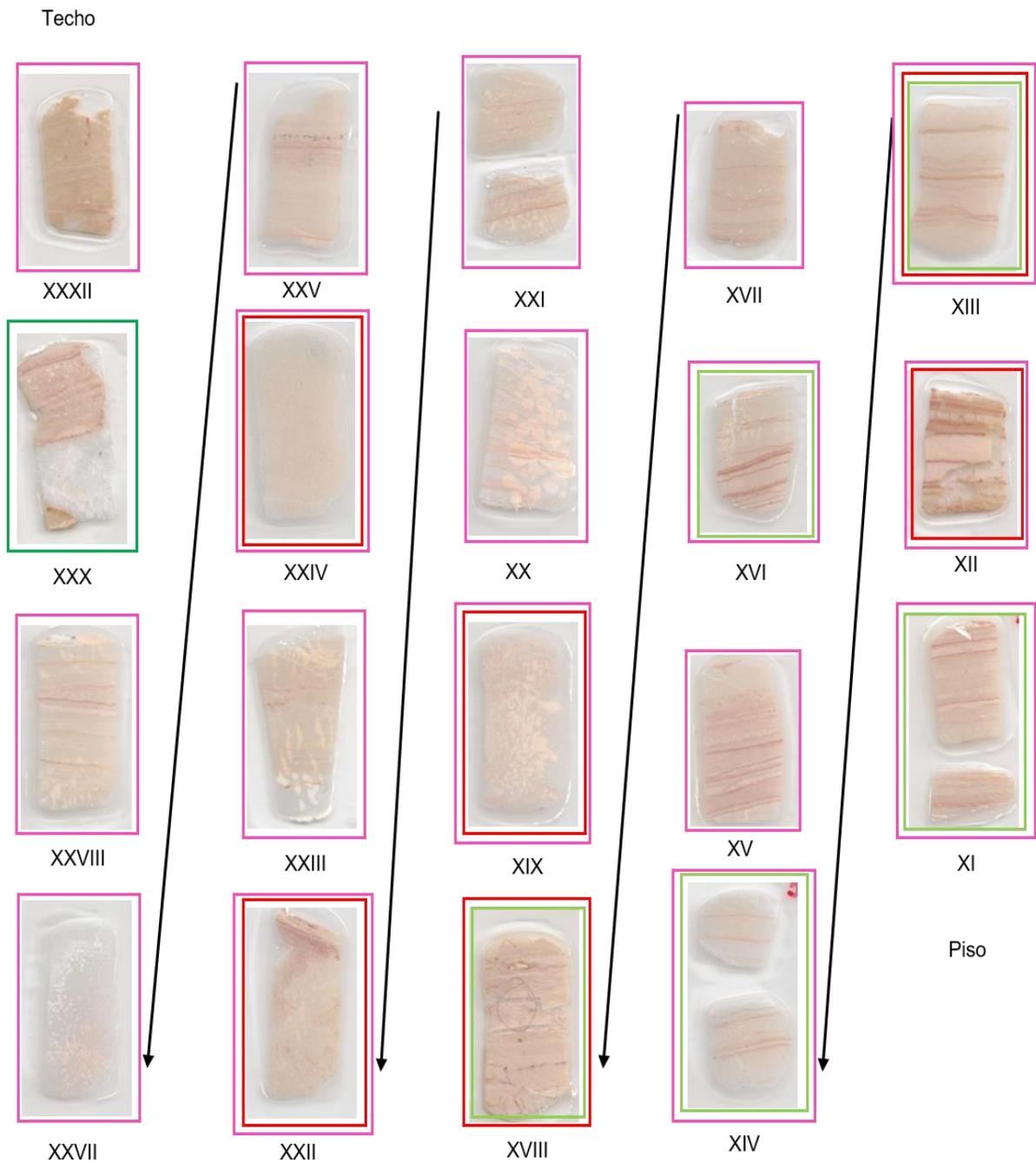


Figura 7. Representación gráfica de las descripciones dadas en la tabla 1 de los 19 núcleos muestreados. Rectángulos Verdes: aporte terrígeno, rectángulos rojos: enriquecimiento de Mg, rectángulos rosas: tinción de Dickson positiva de coloración rosa.

La matriz característica del Miembro Medio es una caliza micrítica. La micrita es una matriz compuesta por agregados de cristales finos menores a 4  $\mu\text{m}$  de aragonita a calcita baja en Mg.

El origen de la micrita es diverso: por precipitación química (lagunas hipersalinas), precipitación bioquímica por fotosíntesis de algas (lagunas y lagos de agua dulce), desintegración de algas verdes (*Halimeda*, *Penicillus*), actividades bioerosivas, degradación mecánica de esqueletos bioclásticos y caparazones y actividad bacteriana. Para este fin, las que interesan debido a las correlaciones elementales y al registro fósil presente, son la precipitación química y bioquímica. Además, es importante mencionar que la micrita es un material primario en la formación de la roca, lo cual indica que no hubo proceso de metamorfosis o intemperismo severo (Flügel, 2004), siendo clave de la mineralogía original presente.

Debido al tamaño de sus cristales, la micrita se forma en ambientes protegidos, de baja energía como las lagunas continentales, lagunas, plataformas profundas y fosas abisales. Debido a la composición, estructuras sedimentarias y a la paleobiota presente en el Miembro Medio, se trata posiblemente, de una laguna continental o una laguna con cercanía a la línea de costa.

Por la composición mineralógica de los carbonatos ( $\text{CaCO}_3$ ), varios cationes pueden sustituir al  $\text{Ca}^{2+}$  en la estructura cristalina:  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  y  $\text{Mn}^{2+}$ , que son los aceptados con mayor facilidad en la estructura de calcita hexagonal, mientras que  $\text{Sr}^{2+}$  y  $\text{Ba}^{2+}$  lo son por la estructura ortorrómbica de la aragonita (Flügel, 2004). Este proceso está determinado por variables de índole fisicoquímica e incluso bioquímica. De acuerdo con el elemento sustituto, el aspecto de la roca será diferente.

La naturaleza del Mg es utilizada para dilucidar la naturaleza mineralógica en muestra, es decir, si se trata de una calcita alta o baja en magnesio o una dolomita (Flügel, 2004).

Las concentraciones presentes en los 19 núcleos indican que la mineralogía predominante es una calcita baja en Mg, ya que por debajo de las 500 ppm es calcita baja en magnesio y entre el rango de 1200 a 2200 ppm es calcita alta en magnesio

(Sánchez- Beristain y López-Esquivel, 2011), concordante con el mar calcítico del Cretácico; sin embargo, hay enriquecimiento de Mg en los núcleos: XII, XIII, XVIII, XIX, XXII y XXIV , que puede tratarse de sustitución del  $Mg^{2+}$  por el  $Ca^{2+}$ , diagénesis incipiente o un proceso de dolomitización.

A continuación, se describen los cuatro casos hallados en los 19 núcleos muestreados:

#### **a) Núcleos con terrígenos**

Entre los núcleos de roca caliza muestreados, el XI, XIII, XIV, XVI, XVIII y XXX (Figura 6) presentan una fuerte correlación con elementos de procedencia terrígena como Ti, Fe, Cr, Li, Zr, Y y Ni con el Al, el metal más abundante en la corteza terrestre, que es utilizado para determinar el tipo de transporte de sedimento: eólico, fluvial o aluvial. Así como para efectuar determinaciones paleoclimáticas de forma local (Croudace, 2015).

El Al, P, Sc, Ti, Y, Zr, Nb, Sn, Hf, Th, Ta y REE son elementos considerados inmóviles en presencia de fluidos acuosos; es decir, que no son afectados por procesos secundarios y la mayoría de ellos permanecen inalterados aún durante procesos de metamorfismo (Flügel, 2004; Croudace, 2015).

Las correlaciones observadas de dichos núcleos en la tabla 1, muestran valores de  $r^2$  que se asocian a que el material es de origen terrígeno, es decir, desde el continente sufrieron transporte para ser depositados en la cuenca.

Gracias a los estudios obtenidos por Suárez *et al.* (2009), es posible asociar este transporte a periodos de lluvia, por lo tanto, es factible concluir que el transporte fue dado bajo procesos aluviales.

El posible origen mineral de estos sedimentos se describe en la tabla 2, donde se muestran minerales asociados a los elementos que tuvieron una correlación de  $r^2$  mayor a 0.5.

Estos minerales se caracterizan por 1) ser comunes dentro de la corteza terrestre, 2) estar asociados a carbonatos, 3) estar asociados al ambiente de depósito y 4) tener elementos de fácil sustitución con el  $\text{CaCO}_3$ , es decir, tener radio iónico similar al  $\text{Ca}^{2+}$  (Flügel, 2004; Nordberg, 2012; White, 2013).

Tabla 2. Posibles minerales de procedencia de los sedimentos terrígenos. Modificado de: Bonewitz (2013).

Elemento	Mineral	Formula	Descripción
Fe	Siderita	$\text{FeCO}_3$	Se forma en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. En rocas sedimentarias, se da en concreciones y en estratos finos con vetas de hullas, pizarra y arcilla
	Goethita	$\text{FeO(OH)}$	Se forma como producto de meteorización en las zonas de oxidación de filones de minerales de hierro. También puede darse como hierro de los pantanos, producido por organismos vivos
	Hematita	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	Los yacimientos importantes se encuentran en estratos sedimentarios o en sedimentos metamorfoseados
	Magnetita	$\text{Fe}_3\text{O}_4$	Se forma como mineral accesorio de rocas ígneas y metamórficas, y en filones de sulfuros
Ti	Brookita	$\text{TiO}_2$	Se da en filones hidrotermales, en rocas metamórficas de contacto y como mineral detrítico en depósitos sedimentarios
	Anatasa	$\text{TiO}_2$	Se forma en filones y grietas en rocas metamórficas, como esquistos y gneises, y deriva de la lixiviación de rocas circundantes por soluciones hidrotermales
	Rutilo	$\text{TiO}_2$	Aparece como componente secundario de los granitos, gneis y esquistos, y también en filones hidrotermales y en sedimentos clásticos
	Ilmenita	$\text{FeTiO}_3$	Esta distribuida como mineral accesorio de rocas ígneas. También se encuentra en filones, rocas pegmatitas y playas de arena negra asociada con magnetita, rutilo, circón y otros minerales pesados

	Titanita	$\text{CaTiSiO}_5$	Componente menor de rocas ígneas ricas en sílice y pegmatitas. También se encuentra en rocas metamórficas, gneis, esquistos y mármol
	Espodumena	$\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$	Se encuentra en diques de pegmatitas graníticas
	Lepidolita	$\text{k(Li, Al}_3\text{) (AlSi}_3\text{)O}_{10} \text{(OH, F)}_2$	Se encuentra en pegmatitas graníticas
Zr	Circón	$\text{ZrSiO}_4$	Se halla en rocas metamórficas y rocas ígneas ricas en sílice. Resiste a la meteorización y, debido a su peso específico elevado, se encuentra en gravas aluviales y fluviales en depósitos de playas
	Caolinita	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5\text{(OH)}_4$	Es un producto natural de la alteración de mica, plagioclasas y feldespatos de sodio y potasio bajo la influencia de agua, dióxido de carbono disuelto y ácidos orgánicos
Cr	Cromita	$\text{FeCr}_2\text{O}_4$	Se encuentra como mineral accesorio en rocas ígneas ricas en Fe y Mg, o concentradas en sedimentos derivados de ellas. La cromita casi pura se encuentra en capas parecidas en rocas sedimentarias. Las capas se conservan cuando las rocas sedimentarias se metamorfizan para formar serpentinita
	Fergusonita	$\text{(Ce, Y, La, Nd) NbO}_4$	Puede considerarse como fuentes de los metales raros
Ni	Pentlandita	$\text{(Ni, Fe)}_9\text{S}_8$	Se da en rocas ígneas intrusivas pobres en sílice
Mg	Magnesita	$\text{MgCO}_3$	Se forma como producto de alteración en rocas ricas en Mg, como la peridotita. También se puede encontrar como mineral primario en calizas y en esquistos de talco y clorita, en cavidades de rocas volcánicas y en depósitos de sal oceánicos
	Espinela	$\text{MgAl}_2\text{O}_4$	Componente secundario en rocas ígneas, también se forma en esquistos ricos en aluminio y en calizas metamórficas

	Diópsido	$\text{CaMg}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	Metamórfico y se encuentra en calizas metamórficas ricas en sílice y dolomitas, y en rocas metamórficas de contacto ricas en hierro. También se encuentran en peridotitas, kimberlitas y otras rocas ígneas
	Ganita	$\text{ZnAl}_2\text{O}_4$	Se encuentra en esquistos cristalinos, en gneises, en granitos y en pegmatitas graníticas, y en calizas metamorfizadas por contacto
Zn	Smithsonita	$\text{ZnCO}_3$	Se encuentra comúnmente en zonas oxidadas de muchos yacimientos de zinc y en rocas calcáreas adyacentes
Ca	Ankerita	$\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn}) (\text{CO}_3)_2$	Se forma como mineral secundario por la acción de fluidos ricos en Fe, y Mg en calizas o rocas dolomíticas
Mn	Rodocrosita	$\text{MnCO}_3$	Se encuentra en yacimientos hidrotermales con esfalerita, galena. Fluorita y óxidos de manganeso. También puede aparecer en depósitos metamórficos y como mineral secundario en depósitos sedimentarios de manganeso (color rosado/crema)
	Manganita	$\text{MnO}(\text{OH})$	Se encuentra en yacimientos hidrotermales donde se forman a bajas temperaturas (hasta 200°C) con calcita, siderita y baritina y en depósitos de reemplazamiento con goethita

### a.1) núcleos con aporte terrígeno y enriquecimiento de Mg

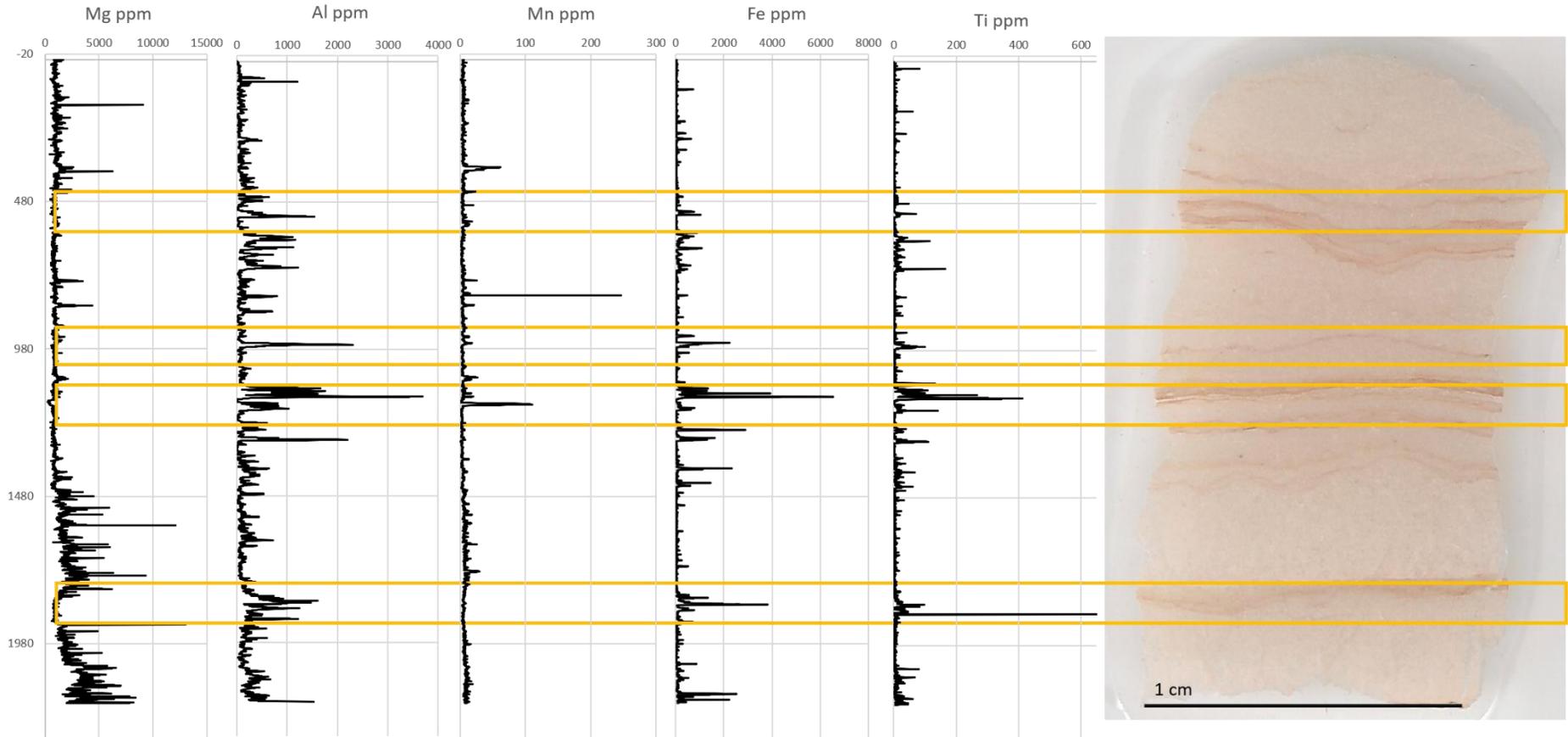


Figura 8. Núcleo XIII: terrígeno, con enriquecimiento de Mg y tinción de Dickson rosa. Los gráficos representan las concentraciones de Mg y Mn a lo largo del núcleo (identificando las zonas de enriquecimiento). El Al, Fe y Ti (elementos terrígenos) son destacados por los picos de concentración (rectángulos amarillos) concordantes con el bandeamiento rojo de la roca, siendo indicadores del aporte terrígeno y el incipiente de Mg en la matriz.

Los núcleos con estas características son el XIII, XIV, XVI, XVIII y XXX. En la Figura 8 se ejemplifica este caso con el núcleo XIII, donde las concentraciones de Al, Fe y Ti presentan picos de abundancia en los bandeamientos rojos, indicando que provienen de la misma fuente de origen, transportados de forma aluvial. El posible origen mineralógico se describe en la tabla 2.

Las altas concentraciones de Mg se distribuyen fuera de estos bandeamientos rojos, sobre la matriz a lo largo de la laminación o en cementos, indicando que hubo diagénesis incipiente o procesos de dolomitización. El origen de los cementos no es debido a procesos sin-sedimentarios, sino a la reprecipitación de los componentes suspendidos en solución por aportes de agua, dando lugar a cristales de calcita observados en la Figura 9. Esto fue comprobado con los análisis geoquímicos realizados, así como por la tinción de Dickson y se respalda por los cristales encontrados por microscopía, descartando el proceso de dolomitización.

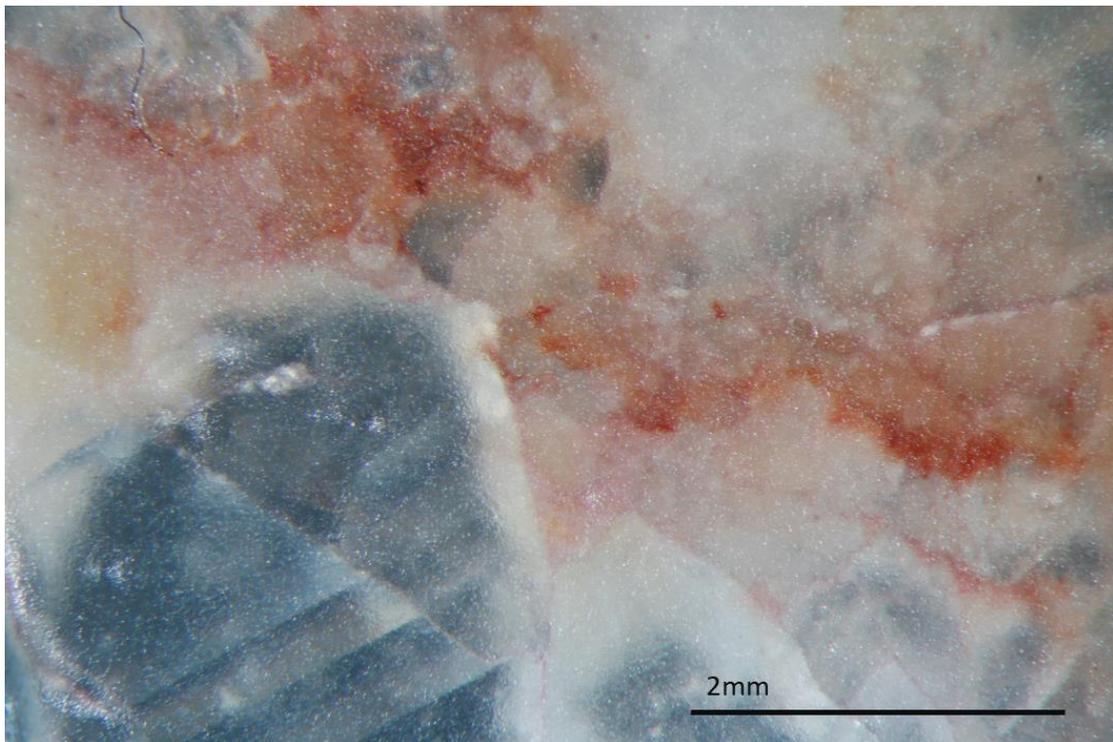


Figura 9. Núcleo XXX, observación al microscopio de cristales de calcita.

a.2) núcleos con aporte terrígeno sin enriquecimiento de Mg

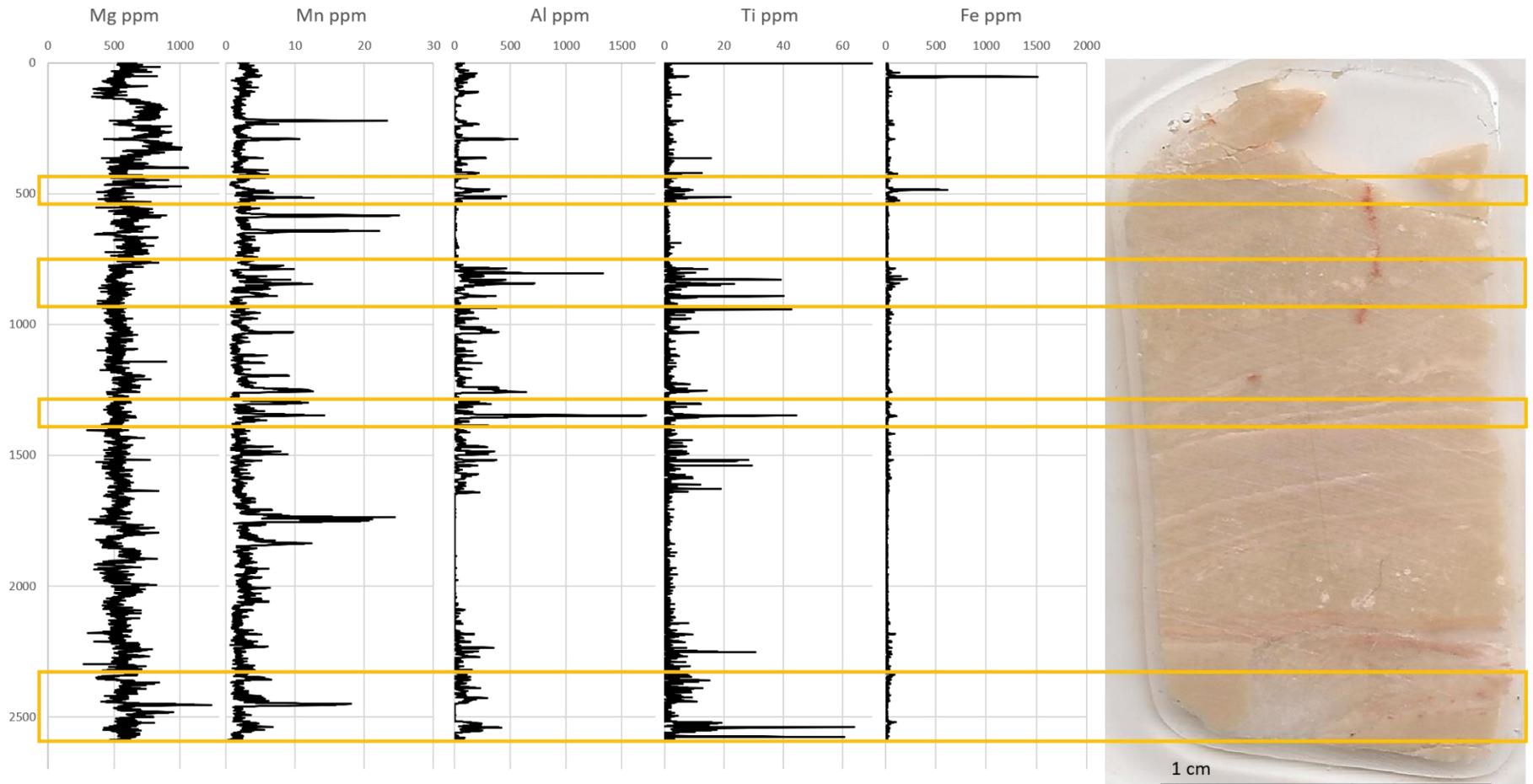


Figura 10. Núcleo XXXII: terrígeno, sin enriquecimiento de Mg y tinción de Dickson rosa. Los gráficos representan las concentraciones de Mg y Mn a lo largo del núcleo (identificar las zonas de enriquecimiento). El Al, Fe y Ti (elementos terrígenos) son destacando por los picos de concentración (rectángulos amarillos).

Los núcleos que presentan estas características son el XI y XXXII. En la Figura 10 se ejemplifica este caso con el núcleo XXXII. Este núcleo se caracteriza por tener una distribución homogénea en las concentraciones de Mg a lo largo de la lámina. No presenta bandeamientos rojos, sin embargo, presenta momento de aporte de terrígenos muy marcados en la Figura 10 en los rectángulos amarillos, donde Al y Ti, tienen picos de abundancia que siguen un mismo patrón. Es decir, que hubo incidencia de agua meteórica por momentos, que permitió los picos de concentración en ciertos momentos.

Estos núcleos no presentan enriquecimiento de Mg ni cementos, lo que nos dice que no tuvo aporte de Mg por agua marina, ni reprecipitación.

#### **b) Núcleos sin aporte considerable de terrígenos**

Entre los núcleos de roca caliza muestreados, el XII, XV, XVII, XIX, XX, XXI, XXII, XXIII, XXIV, XXV, XXVII y XXVIII muestran una nula correlación con terrígenos, indicando que los sedimentos presentan la mineralogía original de la cuenca, por falta de transporte de sedimentos, o provienen de una fuente distinta a la continental, como la marina.

A continuación, se describen los núcleos sin terrígenos, tanto con cómo sin enriquecimiento de Mg.

### b.1) núcleos sin aporte de terrígenos y enriquecimiento de Mg

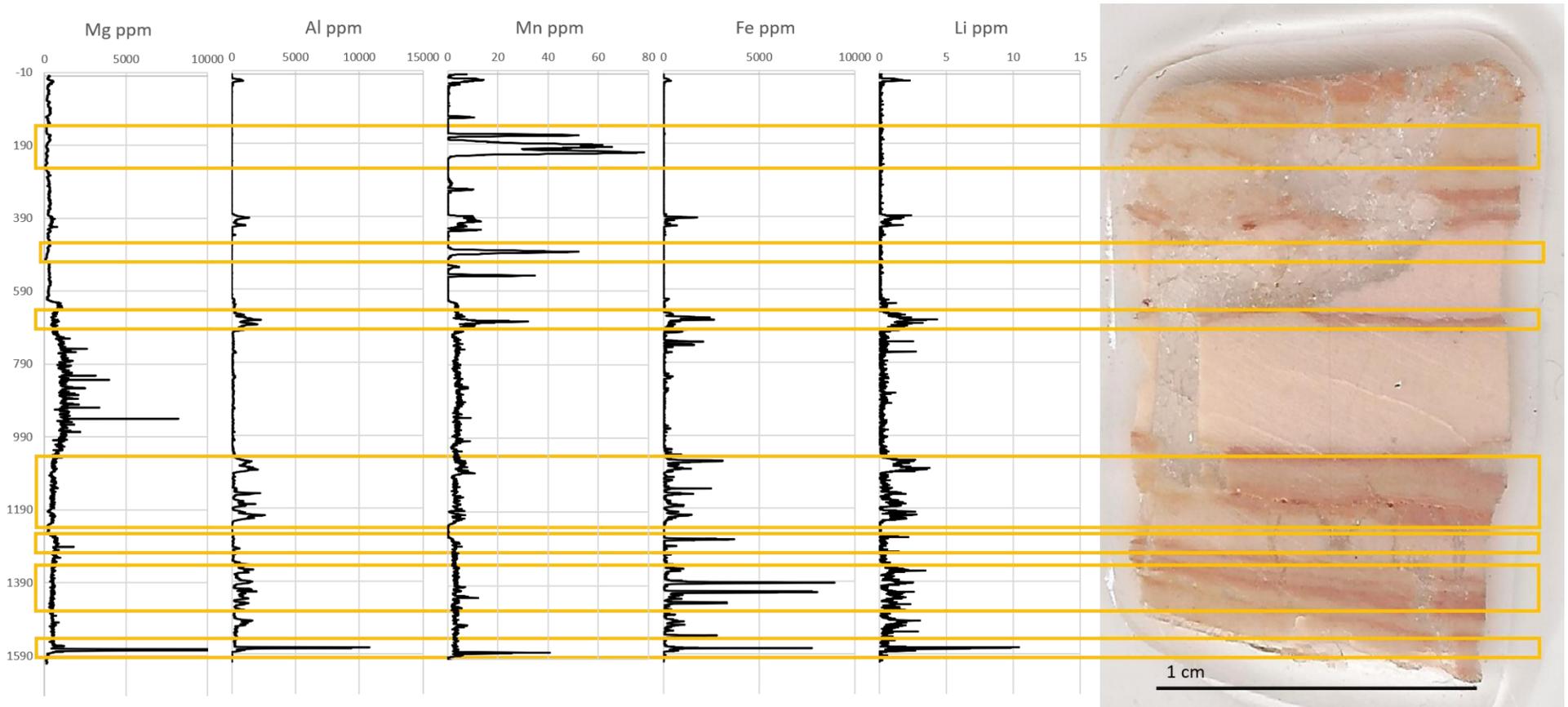


Figura 11. Núcleo XII: sin terrígenos, enriquecimiento de Mg y tinción de Dickson rosa. Los gráficos representan las concentraciones de Mg y Mn a lo largo del núcleo (identificar las zonas de enriquecimiento) destacando los picos de concentración concordantes con el bandeamiento rojo. El Al, Fe y Li (elementos terrígenos), destacando la nula correlación de aporte terrígeno y las concentraciones de Mg (rectángulos amarillos).

De los diecinueve núcleos muestreados, los que tienen esta característica de nula correlación con terrígenos y enriquecimiento de Mg son XII, XVII, XIX, XXII, XXIII, XXIV, XXV y XXVII.

Estos núcleos, a excepción del XII, tienen la característica del enriquecimiento de Mg sin presencia de cristales, es decir, que el Mg sustituyó al Ca dentro de la matriz. Esta sustitución se llevó a cabo gracias al aporte de agua de origen marino, en un momento de transgresión marina. Ya que la corteza oceánica es rica en Fe y Mg, y no hay presencia de material terrígeno para aludir a aporte por agua meteórica.

El núcleo XII (Figura 11) presenta cementos que no están enriquecidos con Mg, entonces podemos atribuir esta cristalización por reprecipitación de calcita comprobada por microscopio, el elemento dominante es el calcio, dando lugar a la calcita, sin embargo, puede haber sustitución elemental de Mg y Mn en la cristalización. Estos cementos están fuertemente relacionados al Mn, Fe, Al y Li. La presencia de Mn, indica que los sedimentos no son autigénicos, es decir, se corrobora la procedencia marina de sedimentos, ya que el Mn puede sustituir al Ca, además que el Mn se encuentra muy relacionado al Fe.

## b.2) núcleos sin aporte terrígeno y sin enriquecimiento de Mg

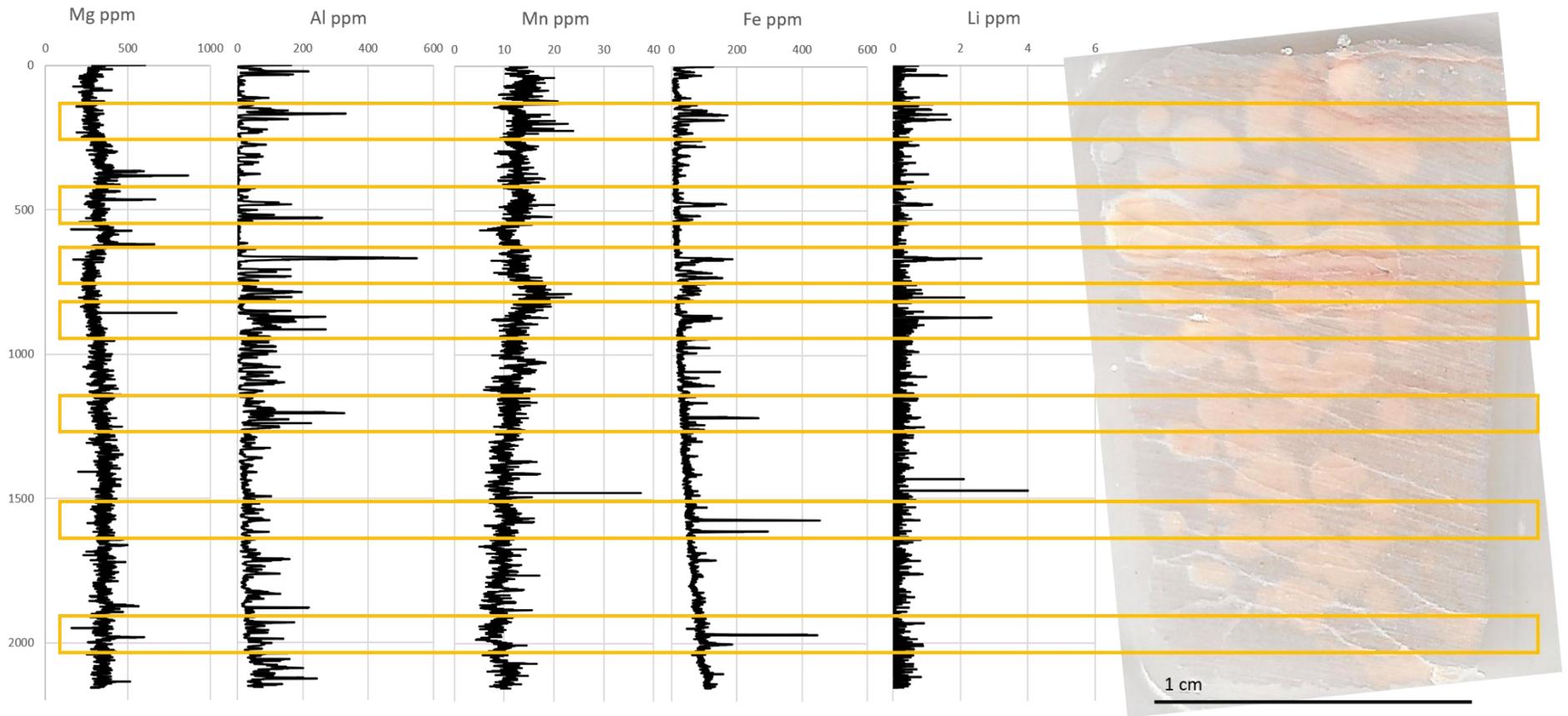


Figura 12. Núcleo XX: sin terrígenos ni enriquecimiento de Mg y tinción de Dickson rosa. Los gráficos representan la nula correlación de aporte terrígeno (Ti, Fe y Al) y las concentraciones de Mn en los rectángulos amarillos.

Los núcleos que no presentan enriquecimiento de Mg ni presencia de terrígenos son el XV, XX, XXI y XXVIII.

Se tomó el núcleo XX (Figura 12) para la ejemplificación de estos casos. Este núcleo sigue un patrón en la forma de depósito del Al y Fe, tratándose de la misma fuente de procedencia. La concentración de Mg se mantiene en una distribución uniforme a lo largo del núcleo, y esto implica que no hubo cambios significativos dentro del tiempo de depósito.

Otra posible vía en la sustitución elemental es por el producto de las disoluciones debidas a la presión vertical sufrida por la compactación de sedimentos, formándose contactos de estilolitos, que son superficies irregulares dispuestas de manera más o menos perpendicular al esfuerzo principal mayor (Flügel, 2004). Estas disoluciones pudieron dar paso a la sustitución de Ca por Mg en los núcleos, donde no se tiene aporte de terrígenos ni enriquecimiento de Mg, pero sí bandeamiento, tal es el caso de los núcleos XV, XXV y XXVIII. En la Figura 13 podemos observar los estilolitos del núcleo XV, que se caracteriza por no tener aporte terrígeno, ni enriquecimiento de Mg, pero sí hay sustitución elemental.

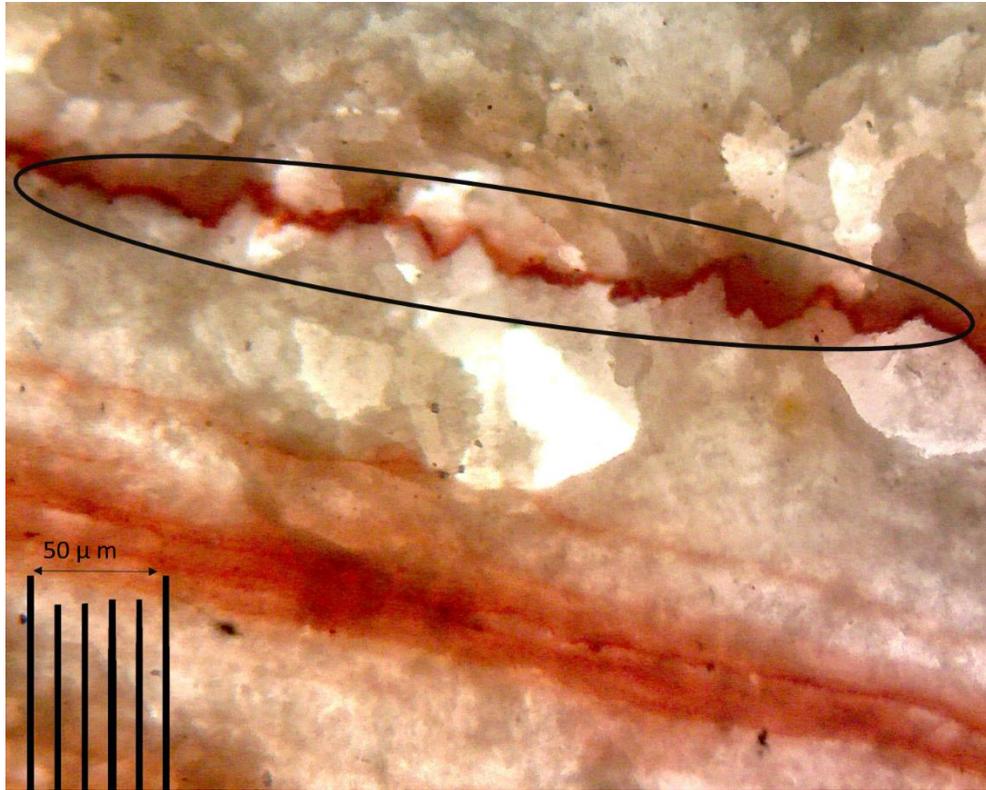


Figura 13. Observación de la muestra XV al microscopio petrográfico (objetivo 5x) de estilolitos, producidos por esfuerzos de compactación.

### Tinción de Dickson

Todos los núcleos, a excepción del XXX, presentan una tinción rosa, indicando presencia abundante de Mg, dando, así como resultado que el elemento sustituyente es el  $Mg^{2+}$  y no el  $Fe^{2+}$ . En este caso, el Fe no juega un papel importante en la sustitución elemental sin-sedimentaria sino que, por el contrario, es consecuencia del aporte de terrígenos, este aporte puede ser diferenciado del marino ya que comúnmente el Fe se puede encontrar como  $Fe^{2+}$  y  $Fe^{3+}$ , mientras que el terrígeno se encuentra comúnmente como  $Fe^{3+}$  (Flügel, 2004), por lo tanto esta sustitución elemental se llevó a cabo en la cristalización y/o a lo largo de las láminas, como ya se describió previamente.

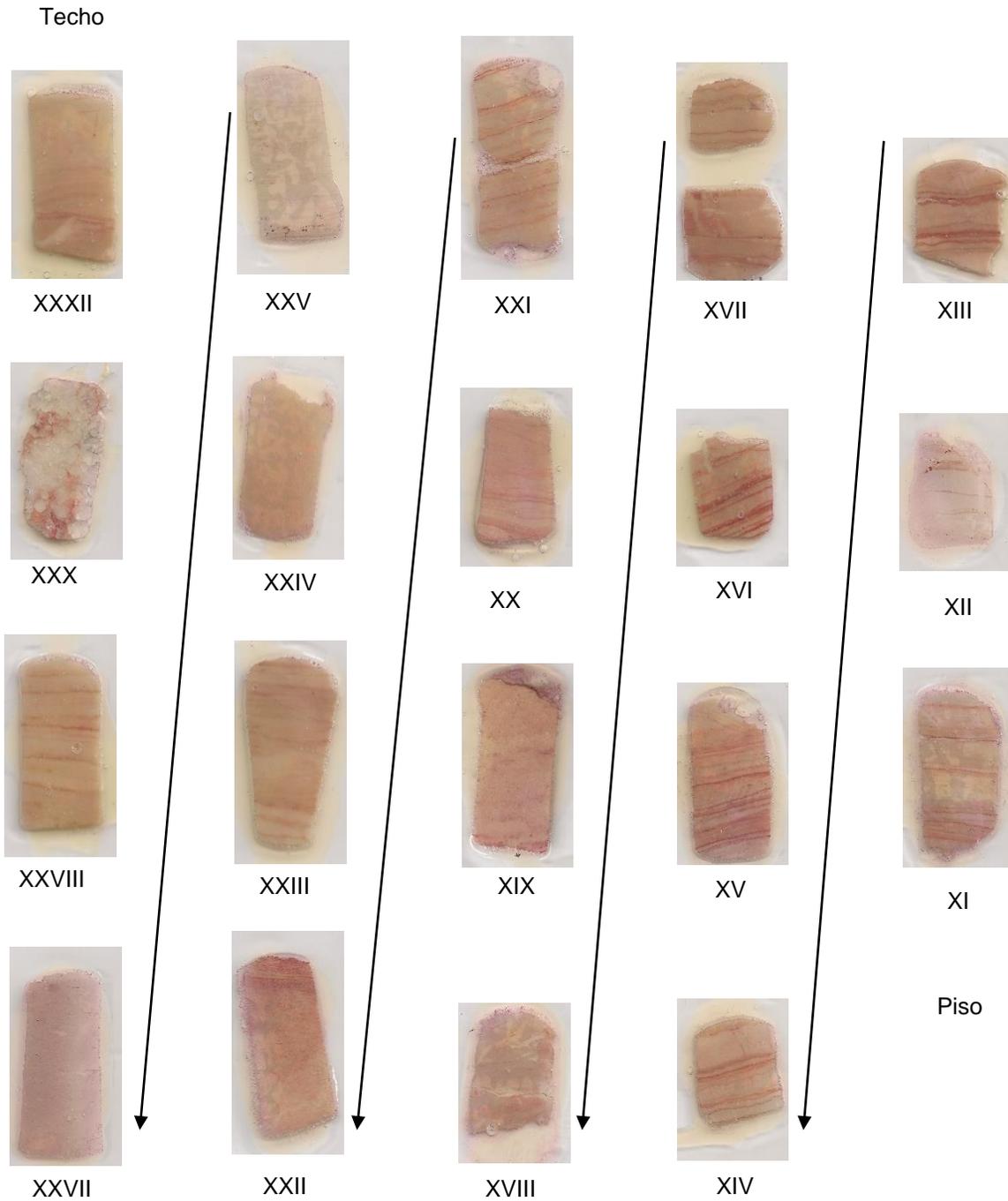


Figura 14. Secuencia de las 19 láminas delgadas de los núcleos muestreados, presentando la tinción de Dickson, de piso a techo.

## Reconstrucción paleoambiental

En la tabla 3, una vez analizadas las concentraciones elementales, las pruebas cualitativas y de microscopia, se puede observar la procedencia de los sedimentos dentro de esta secuencia de los 19 núcleos de rocas calcíticas en la Cantera Tlayúa, que es: terrígeno por transporte aluvial, marino por transgresiones marinas u originaria de la cuenca.

Tabla 3. Procedencia de los sedimentos de acuerdo con el núcleo muestreado

Muestra/ Correlación	Concentración de Mg	Presencia de cementos	Presencia de bandeamiento	Procedencia / Transporte
XI	-	No	Si	Terrígena / Aluvial
XII	Enriquecimiento	Si	Si	Marino
XIII	Enriquecimiento	Si	Si	Terrígena / Aluvial
XIV	Enriquecimiento	No	Si	Terrígena / Aluvial
XV	-	No	Si	Originario de la cuenca
XVI	Enriquecimiento	Si	Si	Terrígena / Aluvial
XVII	Enriquecimiento	No	No	Originario de la cuenca
XVIII	Enriquecimiento	Si	Si	Terrígena / Aluvial
XIX	Enriquecimiento	No	No	Marino
XX	-	No	No	Originario de la cuenca
XXI	-	No	Si	Terrígena / Aluvial
XXII	Enriquecimiento	No	No	Marino
XXIII	Enriquecimiento	No	No	Originario de la cuenca
XXIV	Enriquecimiento	No	No	Marino
XXV	Enriquecimiento	No	Si	Originario de la cuenca
XXVII	Enriquecimiento	No	No	Originario de la cuenca
XXVIII	-	No	Si	Originario de la cuenca
XXX	Enriquecimiento	Si	Si	Terrígena / Aluvial
XXXII	-	No	No	Originario de la cuenca

Así se puede concluir que procesos de transporte aluvial tuvieron lugar, mismos que depositaron sedimentos terrígenos provenientes del continente, dejando consigo un registro de bandeamiento sobre la roca y la reprecipitación de calcita. Los momentos de transgresión marina depositaron sedimentos ricos en Mg y Fe, dejando bandeamientos registrados sobre la roca que no están relacionados con el aporte

terrígeno. De la misma forma, las regresiones marinas y la falta de precipitación permitieron que los sedimentos originarios de la cuenca pudieran ser depositados sin intervenciones exteriores.

## Conclusiones

La serie de pruebas cualitativas y cuantitativas realizadas en la presente tesis, en muestras del Miembro Medio de la Cantera Tlayúa permitió corroborar las hipótesis paleoambientales que se tenían de la zona, dadas exclusivamente con el registro fósil e isótopos climáticos.

La Cantera Tlayúa se caracteriza por tener un registro fósil muy amplio de organismos terrestres y marinos que comparten un tiempo geológico. Esto se debe a que estuvo en un ambiente cercano a la línea de costa, donde ocurrían regresiones y transgresiones marinas, así como el aporte de agua meteórica proveniente del continente.

Esto se pudo comprobar mediante el análisis de las concentraciones elementales entre elementos como Fe, Al, Mg, Mn, Sr, Zr, Ti, Ni, Li, Y, Cr y V, la aplicación de la técnica de tinción de Dickson y las observaciones de las láminas delgadas en el microscopio petrográfico realizadas a los 19 núcleos que se distribuyen a lo largo del Miembro Medio, que mostraron eventos diagenéticos como compactación y recristalización.

Los resultados arrojados permitieron identificar la procedencia de los sedimentos: terrestre, marino y originarios de la cuenca. Todo ello dio como resultado un análisis más robusto y acertado de las hipótesis paleoambientales previas que indican que la Cantera Tlayúa fue una laguna con cercanía al mar.

## Referencias

- Albarede, F. (2003). *Geochemistry-An introduction*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Alvarado-Ortega, J., de Mayrinck, D., & Brito, P. M. (2008), A basal Pachyrhizodontid fish (Actinopterygii, Teleostei) from the Lower Cretaceous of the Tlayúa Quarry, Central Mexico, *Comptes Rendus Palevol*, 269–275
- Applegate, S.P. (1992). A new genus and species of pycnodont from the Cretaceous (Albian) of central Mexico, Tepexi de Rodriguez, Puebla. *Instituto de Geología*, Vol. 10, No 2, 164-178.
- Applegate, S.P., Espinosa-Arrubarrena, L., Alvarado-Ortega, J., Mouloud, B. (2006), Revision of Recent Investigations in the Tlayúa Quarry, in Vega F., Nyborg T.G., Perrilliat M.C., Montellano-Ballesteros M., Cevallos-Ferriz S.R.S., Quiroz-Barroso, S. (eds.), *Studies on Mexican Paleontology, Topics in Geobiology*, 24, 265-291.
- Barragán Manzo, R., & Consuelo, D. O. (2004). Análisis de microfacies y datos micropaleontológicos de la transición. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 247-259.
- Bonewitz, R. (2013). *Rocas y minerales. Guia de la Naturaleza*. Omega.
- Brigg, D. (2014). Konservat-Lagerstätten 40 Years On: The Exceptional Becomes Mainstream. *The Paleontological Society Papers*, 1-14.
- Brito, P. M., Villalobos-Segura, E., & Alvarado-Ortega, J. (2018). A new early cretaceous guitarfish (chondrichthyes, batoidea) from the Tlayúa Formation, Puebla, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Buitrón-Sánchez, Blanca Estela; Durán-González, Alicia; Martín-Cao-Romero, Carolina; Solís-Marín, Francisco Alonso; Laguarda-Figuera, Alfredo (2015) Lower Cretaceous (Albian) Asteroidea (Echinodermata) from Tepexi de Rodriguez, Puebla, Mexico. *Revista de Biología Tropical*, 7-15.
- Coedo, A. G., & Dorado, M. (2010). Resolución espacial en la ablación láser acoplada a la. *Revista de metalurgia* , 52-68.
- Croudace, I. W., & Rothwell, R. G. (2015). *Micro-XRF Studies of Sediment Cores. Applications of a non-destructive Tool for the Environmental Sciences*. UK: Springer.
- Detlef Günther, B. H. (2005). Solid sample analysis using laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry. *Trends in Analytical Chemistry*, Vol. 24, No. 3, 255-265.

- Feldmann, R.M., Vega, F.J., Applegate, S.P., Bishop, G.A., 1998, Early Cretaceous arthropods from the Tlayúa Formation at Tepexi de Rodríguez, Puebla, Mexico: *Journal of Paleontology*, 72, 79-90.
- Flügel, E. (2004). *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer Science & Business Media.
- Garassino Alessandro, Pasini Giovanni y Vega Francisco J. (2013) First report of penaeid (Crustacea, Decapoda, Penaeoidea) from the Lower Cretaceous (Albian) of the Tlayúa quarry, Tepexi de Rodríguez (Puebla, Central México), *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 65, Núm. 2, pg. 369-372
- Gio Argáez, R., & Gomez Espinosa, C. (2014). Las maravillas de la vida en el pasado. *ciencias*, 71-77.
- Nordberg, G. (2012.) Metales: propiedades químicas y toxicidad. En Stellman, J.M. (ed). *Enciclopedia de salud y seguridad en el trabajo*, (págs. 63.1 - 63.51). España.
- Ortega Guerrero, B. (1989), *Paleomagnetismo y geología de las unidades clásticas mesozoicas del área de Totoltepec-Icaquixtla, estado de Puebla y Oaxaca*, Tesis Universidad Nacional Autónoma de México
- Prasada Rao, C. 1996. *Modern Carbonates tropical temperate polar. Introduction to sedimentology and geochemistry*. University of Tasmania Press. 206 pp. Howrah.
- Riquelme, F., Ruvalcaba-Sil, J. L., & Alvarado-Ortega, J. (2009). Palaeometry: Non-destructive analysis of fossil materials. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 61, núm. 2,, 177-183.
- Rodney M. Feldmann, F. J. (1998). Early cretaceous arthropods from the tlayua formation Tepexi de Rodriguez, Puebla, México. *Journal of Paleontology*, Vol. 72, No. 1, 79-90.
- Sanchez Beristain, J. F., & Garcia Barrera, P. (2017). Geoquímica aplicada a la paleontología y paleoecología en ambientes carbonatados marinos: principales métodos y tipos de análisis utilizados. In & A. S. R. Cevallos Huerta, *Paleobiología, interpretando procesos de la vida pasada*, primera parte (pp. 95-123). México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Sanchez Beristain, J. F., & Lopez Esquivel Kranksith Laura (2011), Analisis geoquímico (elementos mayores, menores, traza  $^{13}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}$  y tierras raras) de microfósiles selectos provenientes de la Formación San Casiano (Triásico Medio – Superior; NE de Italia), *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, Vol. 63, Num 3, 399-420.

- Suarez B., M., Gonzalez A., L., Ludvigson A., G., Vega J., F., & Alvarado Ortega, J. (2009). Isotopic composition of low-latitude paleoprecipitation during the Early Cretaceous. *GSA Bulletin*, v. 121; no. 11/12, 1584–1595.
- Tarback E. J., Lutgens F. K, y Tasa D. (2005), *Ciencias de la Tierra*, Pearson Educación S. A., Madrid.
- White, W. (2013). *Geochemistry*. Wiley-Blackwell.