



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

**Distribución y significado de los Elementos de
Tierras Raras en depósitos enriquecidos en
materia orgánica del Tithoniano y Cenomaniano
de la cuenca Tampico-Misantla.**

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 :

YUTZIL SARAI PELÁEZ GODÍNEZ



DIRECTOR DE TESIS:

DR. FERNANDO NÚÑEZ USECHE

**Ciudad Universitaria, CDMX.
2023**



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.

Peláez-Godínez Yutzil Sarai, 2022, Distribución y significado de los Elementos de Tierras Raras en depósitos enriquecidos en materia orgánica del Tithoniano y Cenomaniano de la cuenca Tampico-Misantla. Tesis de Licenciatura, UNAM, 167 p.

La realización de este trabajo de investigación fue posible gracias al apoyo de:



INSTITUTO DE GEOLOGÍA-UNAM. Facilidades para realizar el trabajo de campo y acceso a las instalaciones para el procesamiento e interpretación de los datos. Además, beca para la conclusión de mis estudios de Licenciatura.



Proyecto CONACYT CIENCIA BÁSICA A1-S-18123– “Registro y caracterización paleoambiental del Evento Anóxico Oceánico 2 (Cenomaniano-Turoniano) en México: implicaciones paleoceanográficas y genéticas”: financiamiento del trabajo de campo y los análisis, y beca para titulación (número de registro 31236).



Proyecto PAPIIT IA102119, DGAPA, UNAM– “Análisis paleoambiental de las Formaciones Pimienta (Tithoniano-Berriasiano) y Agua Nueva (Cenomaniano-Turoniano): influencia de los eventos de cambio global y regional acelerado en el enriquecimiento en materia orgánica de sus sedimentos”. Financiamiento del trabajo de campo y análisis, y becas para conclusión de estudios (folios 231120 y 330720).



MUSEO UNIVERSUM-UNAM: beca para realización de estudios de licenciatura.



GRUPO BAL S.A. de C.V: beca de excelencia para realización de estudios de licenciatura.

Agradecimientos académicos

Valoro de manera sincera y profunda el apoyo brindado por mi máxima casa de estudios, la Universidad Nacional Autónoma de México. A la Facultad de Ciencias e Institutos de la UNAM por el conocimiento y la formación profesional.

Agradezco el apoyo de mi tutor de tesis, el Dr. Fernando Núñez Useche, por su paciencia, enseñanzas y humanidad durante la elaboración de este trabajo. De igual manera agradezco enormemente sus contribuciones y las herramientas brindadas para mi desarrollo académico.

A mis sinodales: Dr. Carles Canet Miquel, Dr. Juan Francisco Sánchez Beristain, Dr. Fernando Núñez Useche, Dr. Augusto Antonio Rodríguez Díaz, y Dr., Rafael Antonio López Martínez. Agradezco el tiempo y la paciencia dedicada durante la revisión de este trabajo, así como los comentarios para presentarlo en su mejor versión.

A Azucena Colín y Mario Martínez, por su colaboración en el trabajo de campo y laboratorio, agradezco de forma sincera su apoyo y orientación durante la elaboración de esta investigación.

A mis profesores de la Facultad de Ciencias, por su inspiración a ser cada día mejor estudiante, gracias por la formación profesional y personal.

Agradecimientos personales

A mis padres, gracias por todo su apoyo y amor incondicional en todas las etapas de mi vida, por ayudarme a crecer, guiarme y brindarme todas las herramientas para convertirme en la persona que soy. A mi familia por llenar mi vida de cariño y recuerdos valiosos; especialmente quiero agradecer a mi abuelo por sus enseñanzas y por creer en mí.

A ti papá, por ser mi maestro, guía y mi mejor amigo. Gracias llenar mi vida de valores y amor incondicional. Agradezco infinitamente a Dios darme la bendición de ser tu hija. Gracias por todo tu amor y confianza, por ser mi calma y mi lugar seguro, *Hakunamatata*.

A ti mamá, por ser mi consejera de vida, por brindarme tu amor y compañía en cada paso. Gracias por darme confianza en mí misma y apoyarme en todo. Te amo.

A mis hermanos, Rubén (Güero) y Yaretzi, por ser siempre la luz y brújula en mi camino, y mi soporte en los momentos más difíciles. Por estar en las desveladas y ser parte del día a día de este camino. Gracias por creer en mí, por ayudarme a continuar y darlo todo por apoyarme a cumplir mis sueños, son los mejores. Gracias Güero por ser mi *roomie* durante los años de Universidad, por tus consejos y tu valiosa amistad, te amo. Gracias Yare por ser mi *roomie* post Universidad, por ser mi mejor amiga y consejera, eres una hermosa persona, te amo.

Quiero agradecer al Dr. Fernando Núñez Useche, por ser el mejor tutor. Por brindarme la oportunidad de ser su estudiante, por darme confianza y seguridad en mí misma. Gracias por el conocimiento y el tiempo invertido en la elaboración de este trabajo, gracias por hacer esto posible.

Agradezco al Dr. Óscar C. Valdiviezo Mijangos por sus asesorías y enseñanzas durante mi estancia en el Instituto Mexicano del Petróleo, gracias por su valiosa aportación a mi formación profesional.

Quiero agradecer al Dr. José Luis Arce Saldaña y la Dra. Elizabeth Rangel Granados por permitirme ser ayudante de la materia de Vulcanología. Gracias por sus experiencias, consejos y amistad durante el curso.

A mis amigos Lina, Ángel y Sebas, gracias por mostrarme diferentes maneras de vivir y amar. Son la bendición más grande que pude tener durante la carrera y las personas más hermosas y valiosas que he conocido. Gracias por estar, por todo lo que pasamos juntos y por lo que aún nos falta. Los amo mucho, *Wakanda*.

A mi amiga Akari por ser mi soporte durante todos estos años a pesar de la distancia, gracias por hacer de Puebla mi hogar, te amo amiga.

A Karla (Chachi) por los años de amistad desde la prepa, por su apoyo y amor brindado a lo largo de este camino.

A mis amigos de la *terracueva* Sofi, Iván y Ari, por todas las aventuras compartidas durante la carrera.

A mis amigos del museo Universum, en especial a Pao, Félix y Miguel, gracias por las aventuras y los momentos compartidos.

Agradecimientos especiales a mis amigos docentes Gaby, Ale, Juan Ma, Arturo y Ceci, agradezco mucho sus enseñanzas en esta vida adulta. Los quiero mucho.

A Chiquis y Luke, por enseñarme lo valiosa que es la vida.

Finalmente agradezco a todas las personas que directa o indirectamente hicieron posible la culminación de este trabajo.

ÍNDICE GENERAL

| | |
|--|------------|
| ÍNDICE DE FIGURAS | X |
| ÍNDICE DE TABLAS | XIV |
| Resumen | 1 |
| Abstract | 3 |
| CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN | 6 |
| 1.1 Planteamiento del problema | 9 |
| 1.2 Justificación | 9 |
| 1.3 Objetivos | 10 |
| CAPÍTULO 2. GENERALIDADES SOBRE LAS TIERRAS RARAS | 13 |
| 2.1 Aspectos generales de las Tierras Raras | 13 |
| 2.2 Abundancia de las REE y su comportamiento en el ambiente marino | 18 |
| 2.3 Uso de REE como indicadores geoquímicos | 22 |
| CAPÍTULO 3. CONTEXTO GLOBAL | 24 |
| 3.1 Transición Jurásico–Cretácico | 24 |
| 3.2 Transición Cenomaniano–Turoniano | 27 |
| CAPÍTULO 4. MARCO GEOLÓGICO | 39 |
| 4.1 Evolución tectono-estratigráfica del Centro de México durante el Mesozoico | 39 |
| 4.1.1 Etapa de rift (Jurásico Temprano–Medio) | 40 |
| 4.1.2 Etapa de deriva y enfriamiento (Jurásico Tardío–Cenomaniano) | 42 |
| 4.1.3 Etapa de orogenia (Cenomaniano tardío–Eoceno) | 43 |
| 4.2 Evolución estratigráfica de la cuenca Tampico-Misantla | 44 |
| 4.2.1 Formación Huizachal (Nórico–Hettangiano) | 45 |
| 4.2.2 Formación Huayacocotla (Sinemuriano–Pliensbachiano) | 46 |
| 4.2.3 Formación Cahuásas (Aaleniano–Bathoniano) | 46 |
| 4.2.4 Formación Tepexic (Bathoniano–Calloviano) | 47 |
| 4.2.5 Formación Santiago (Calloviano–Oxfordiano) | 47 |
| 4.2.6 Formación Tamán (Kimmeridgiano–Tithoniano) | 48 |
| 4.2.6 Formación Chipoco (Kimmeridgiano–Tithoniano) | 49 |
| 4.2.7 Formación Pimienta (Tithoniano–Berriasiano/Valanginiano) | 50 |
| 4.2.8 Formación Tamaulipas Inferior (Berriasino–Aptiano) | 51 |
| 4.2.9 Formación Otates (Aptiano) | 52 |

| | |
|--|-----------|
| 4.2.10 Formación Tamaulipas Superior (Albiano–Cenomaniano) | 52 |
| 4.2.11 Formación Agua Nueva (Cenomaniano–Turoniano) | 53 |
| 4.2.12 Formación San Felipe (Cenomaniano–Campaniano) | 54 |
| 4.2.13 Formación Méndez (Campaniano–Maastrichtiano) | 55 |
| CAPÍTULO 5. MATERIALES Y MÉTODOLOGÍA | 57 |
| 5.1 Materiales | 57 |
| 5.1.1 Localización de las secciones estudiadas | 57 |
| 5.1.2 Principales características de las secciones Padhí y Tlacolula | 60 |
| 5.2 Metodología | 65 |
| 5.2.1. Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente | 65 |
| 5.2.2 Indicadores Paleoambientales | 66 |
| CAPÍTULO 6. RESULTADOS | 79 |
| 6.1 Sección Padhí | 79 |
| 6.1.1 Indicador de condiciones redox | 79 |
| 6.1.2 Indicadores de influencia de actividad hidrotermal | 79 |
| 6.1.3 Indicadores de tipo de roca fuente | 81 |
| 6.2 Sección Tlacolula | 84 |
| 6.2.1 Indicadores de condiciones climáticas e intemperismo | 84 |
| 6.2.2 Indicadores de condiciones redox y productividad marina | 86 |
| 6.2.3 Indicadores de influencia de actividad hidrotermal | 91 |
| 6.2.4 Indicadores de tipo de roca fuente | 92 |
| CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN | 96 |
| 7.1 Condiciones paleoambientales durante el Jurásico Tardío | 96 |
| 7.1.1 Condiciones redox | 96 |
| 7.1.2 Influencia de actividad hidrotermal | 98 |
| 7.1.3 Tipo de roca fuente | 99 |
| 7.2 Condiciones paleoambientales durante el Cenomaniano tardío | 100 |
| 7.2.1 Intemperismo y clima | 100 |
| 7.2.2 Condiciones redox y de productividad marina | 104 |
| 7.2.3 Influencia de actividad hidrotermal | 105 |
| 7.2.4 Condiciones paleoambientales durante el Evento Plenus Cold | 107 |
| 7.2.5 Tipo de roca fuente | 109 |

| | |
|--|-----|
| CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES | 111 |
| Referencias bibliográficas | 115 |
| Anexo 1 Datos de la sección Padhí | 141 |
| Anexo 2 Datos de la sección Tlacolula | 149 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | | |
|-------------------|---|----|
| Figura 2.1 | La Tabla Periódica Geoquímica (White, 2009). | 13 |
| Figura 2.2 | Gráfica del radio iónico y el número atómico de las REE evidenciando la propiedad denominada contracción de lantánidos (Krishnamurthy y Gupta, 2016). | 15 |
| Figura 2.3 | Patrón de abundancia de elementos químicos en la corteza terrestre en función del número atómico (Haxel et al., 2005) | 18 |
| Figura 2.4 | Patrones típicos en ambientes naturales REE normalizados con PAAS. (Tomado de Tostevin et al., 2016). | 21 |
| Figura 3.1 | A) Paleogeografía durante la transición Jurásico–Cretácico (145 Ma) y B) Curva global de $\delta^{13}\text{C}$ durante el límite Jurásico–Cretácico (Martínez-Yáñez, 2021; Scotese, 2022). | 25 |
| Figura 3.2 | Paleogeografía del Cretácico Medio (90 Ma) (Müller et al., 2016; Scotese, 2022). | 28 |
| Figura 3.3 | Principales cambios globales en las diferentes sistemas terrestres durante el Cretácico. Modificado de Núñez-Useche (2016). | 32 |
| Figura 3.4 | Distribución de sedimentos enriquecidos en materia orgánica depositados durante el OAE 2. Tomado y modificado de Takashima et al. (2016). | 34 |
| Figura 3.5 | Ejemplo del registro del Evento <i>Plenus Cold</i> en donde se observa (A) la disminución de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre los picos A y B del OAE, (B) disminución de elementos traza redox sensibles, (C) disminución de TOC (wt%) y (D) aumento del índice de bioturbación durante este intervalo. Tomado y editado de Eldrett et al. (2014). | 36 |
| Figura 3.6 | Representación paleogeográfica de la incursión de masas de agua boreales hacia el sur durante el Evento <i>Plenus Cold</i> . Tomado de Eldrett et al. (2014). | 37 |
| Figura 4.1 | Ubicación actual del Sistema Mesozoico del Atlántico Mexicano (SMAM) y del Sistema Mesozoico del Pacífico Mexicano (SMPM). Modificado de Martini y Ortega-Gutiérrez (2018). | 40 |

| | | |
|-------------------|---|----|
| Figura 4.2 | Reconstrucción del área del Golfo de México para el Jurásico Medio. Adicionalmente, se muestran las cuencas formadas durante la etapa de <i>rift</i> , incluida la cuenca Tampico-Misantla. Modificado de Martini y Ortega-Gutiérrez (2018) . | 41 |
| Figura 4.3 | A) Mapa del centro de México mostrando la ubicación de la cuenca Tampico Misantla y del sector Huayacocotla y de las secciones estudiadas en la presente investigación. B) Columna estratigráfica sintética de la cuenca Tampico-Misantla para el Mesozoico; se muestra también, de manera esquemática, la posición litoestratigráfica de las secciones Padhi (Tithoniano–Berriasiano) y Tlacolula (Cenomaniano–Turoniano). Modificado de Colín-Rodríguez (2020) . | 45 |
| Figura 5.1 | Ubicación de las secciones Padhi y Tlacolula dentro del sector Huayacocotla. | 58 |
| Figura 5.2 | Mapa geológico mostrando la ubicación de la sección Padhi, modificado de la Carta Geológica Minera F14-D73 (SGM, 2004). | 59 |
| Figura 5.3 | Mapa geológico mostrando la ubicación de la sección Tlacolula, modificado de la Carta Geológica Minera F14-D52 (SGM, 2005). | 60 |
| Figura 5.4 | Columna estratigráfica de la sección Padhi: microfacies (MF), índice de bioturbación (escala de Taylor y Goldring, 1993), variaciones de abundancia de organismos (%), TOC (%), y factores de enriquecimiento (Log EF) de elementos traza redox sensibles e indicadores de productividad. Microfacies: MF1: Wackestone/packestone laminado de radiolarios-sacocómidos, MF2: Packestone/wackestone laminado de radiolarios, MF3: Wackestone laminado de filamentos-radiolarios, MF4: Packestone/grainstone de sacocómidos y MF5: Wackestone laminado de radiolarios/packestone con calpionélidos. | 62 |
| Figura 5.5 | Columna estratigráfica de la sección Tlacolula: microfacies (MF), índice de bioturbación (escala de Taylor y Goldring, 1993), y variaciones de abundancia de organismos (%), $\delta^{13}\text{C}$ (‰), TOC (%), y contenido de elementos traza redox sensibles (ppm). Microfacies: MF1: Mudstone-wackestone laminado con abundantes foraminíferos planctónicos y horizontes de filamentos y MF2: Packestone- | 64 |

wackestone con abundantes radiolarios. El recuadro verde marcado en la curva de $\delta^{13}\text{C}$ corresponde a la excursión isotópica positiva del Evento Anóxico Oceánico (OAE 2).

- Figura 6.1** Columna estratigráfica generalizada del intervalo estudiado de la sección Padhí y variación vertical de los diferentes indicadores calculados en esta investigación. La línea vertical punteada en el valor $\text{Ce}/\text{Ce}^*=0.4$ representa el valor de la anomalía de Ce del océano actual (Nozaki, 2008) La línea vertical punteada en el valor $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})=0.4$ representa el límite entre los sedimentos depositados bajo influencia hidrotermal (<0.4) y los sedimentos depositados bajo condiciones marinas normales (>0.4) (Boström, 1983). Columna modificada de Martínez Yáñez (2021). 82
- Figura 6.2** Patrón de REE normalizado con condrita de las muestras de la sección Padhí. 83
- Figura 6.3** Columna estratigráfica generalizada del intervalo estudiado de la sección Tlacolula y variación vertical de los elementos mayores y el Índice de Alteración Química (CIA) calculado en esta investigación. Se muestra también la variación vertical de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) y TOC (%), así como la posición del intervalo estratigráfico equivalente al OAE 2 (recuadro verde). Los picos A, B y C corresponden a las variaciones isotópicas menores que definen la excursión isotópica positiva del OAE 2. Columna modificada de Colín-Rodríguez (2020). 85
- Figura 6.4** Columna estratigráfica generalizada del intervalo estudiado de la sección Tlacolula y variación vertical de los elementos traza sensibles a condiciones redox (U, V, Mo y Mn) e indicadores de productividad marina (Cu, Ni, Zn y Cd). Se muestra también la variación vertical de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) y TOC (%), así como la posición del intervalo estratigráfico equivalente al OAE 2 (recuadro verde). Los picos A, B y C corresponden a las variaciones isotópicas menores que definen la excursión isotópica positiva del OAE 2. Columna modificada de Colín-Rodríguez (2020). 89
- Figura 6.5** Columna estratigráfica generalizada del intervalo estudiado de la sección Tlacolula y variación vertical del factor de enriquecimiento (EF) de los elementos sensibles a condiciones redox (U, V, Mo y 90

Mn), e indicadores de productividad marina (Cu, Ni, Zn y Cd). Se muestra también la variación vertical de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) y TOC (%), así como la posición del intervalo estratigráfico equivalente al OAE 2 (recuadro verde). Los picos A, B y C corresponden a las variaciones isotópicas menores que definen la excursión isotópica positiva del OAE 2. Columna modificada de Colín-Rodríguez (2020).

- Figura 6.6** Columna estratigráfica generalizada del intervalo estudiado de la sección Tlacolula y variación vertical de $\delta^{13}\text{C}$ (‰), TOC (%) y los diferentes indicadores de influencia de actividad hidrotermal calculados en esta investigación. La línea vertical punteada en el valor $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})=0.4$ representa el límite entre los sedimentos depositados bajo influencia hidrotermal (<0.4) y los sedimentos depositados bajo condiciones marinas normales (>0.4) (Boström, 1983). Columna modificada de Colín-Rodríguez (2020). 93
- Figura 6.7** Patrón de REE normalizado con condrita de las muestras de la sección Tlacolula. 94
- Figura 7.1** Resumen del indicador de condiciones redox Ce/Ce^* y los indicadores de la actividad volcánica submarina durante el depósito de la sección Padhí. 97
- Figura 7.2** Resumen de los indicadores de condiciones climáticas, intemperismo químico (CIA), condiciones redox y de productividad marina durante el depósito de la sección Tlacolula. 103
- Figura 7.3** Resumen de los indicadores de actividad volcánica submarina durante el depósito de la sección Tlacolula. 106
- Figura 7.4** Reconstrucción paleogeográfica regional del Norteamérica y el norte de Sudamérica durante el Cenomaniano tardío (90 Ma). Se muestra la localización de la provincia ígnea del Alto Ártico (HALIP) y la provincia ígnea Caribe-Colombia (CLIP). Las flechas rojas señalan la migración de la masa de agua boreal hacia el sur durante el pico de la transgresión marina de finales del Cenomaniano (Modificado de <https://www.annualreviews.org/doi/suppl/10.1146/annurev-earth-081320-064052>). 108

ÍNDICE DE TABLAS

- Tabla 2.1** Características físicas y químicas de las Tierras Raras (Tomado de [Zepf, 2013](#)). 17
- Tabla 2.2** Concentración de REE en algunos reservorios de la corteza terrestre (en ppm) (Tomado de de [Dubinin, 2004](#)). 19
- Tabla 2.3** Concentración de REE en distintos cuerpos de agua y tiempo de residencia en el agua marina (concentración en partes por trillón, pgg^{-1}) (Tomado de [McLennan, 2012](#)). 20

Resumen

Durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Tardío, la ocurrencia de episodios de cambio global acelerado causó el depósito de sedimentos ricos en materia orgánica en varias cuencas marinas. En la Cuenca Tampico-Misantla (centro de México) estos sedimentos están representados por las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Superior, las cuales son consideradas dentro de las rocas generadoras de hidrocarburos más importantes del país. Además de las condiciones globales, su acumulación estuvo influenciada por el desarrollo de procesos regionales importantes. En este trabajo, el estudio de la distribución de elementos de tierras raras (REE), así como de indicadores basados en la concentración de elementos traza en las sucesiones sedimentarias ricas en materia orgánica de las secciones Padhí (Tithoniano–Berriasiano) y Tlacolula (Cenomaniano–Turoniano) ofrece información detallada sobre las condiciones paleoambientales que predominaron durante su depósito, y aporta información sobre la composición de la roca fuente.

En la sección Padhí, variaciones de la anomalía de Ce (Ce/Ce^*) confirman que los sedimentos enriquecidos en materia orgánica se depositaron en un ambiente anóxico. Los indicadores $Al/(Al+Fe+Mn)$, Cr/Th , Y/Ho Eu/Sm y la anomalía de Eu (Eu/Eu^*) sugieren que el depósito de estos sedimentos ocurrió bajo la influencia de actividad volcánica submarina, posiblemente asociada a la dorsal del Golfo de México. Además, los patrones de REE normalizados con condrita y la anomalía de Eu revelan que el material detrítico presente en los carbonatos en la sección Padhí derivó de rocas félsicas. Por otra parte, para la sección Tlacolula, que contiene el registro del Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE 2), los valores del Índice de Alteración Química (CIA) sugieren que estos sedimentos se acumularon principalmente bajo condiciones cálidas-húmedas. No obstante, destaca la ocurrencia de dos periodos fríos-secos durante el OAE 2, probablemente asociados al Evento *Plenus Cold*. Los factores de enriquecimiento de elementos traza sensibles a condiciones redox (U, V, Mo y Mn) indican que los sedimentos de la sección Tlacolula, particularmente aquellos asociados al OAE 2, fueron depositados bajo condiciones predominantemente anóxicas, excepto por los acumulados durante los periodos fríos anteriormente mencionados, que fueron formados bajo condiciones más oxigenadas. Los factores de enriquecimiento de elementos indicadores de productividad marina (Cu, Ni, Zn

y Cd) sugieren que condiciones eutróficas predominaron durante el OAE 2. Además, los indicadores $Al/(Al+Fe+Mn)$, Cr/Th , Y/Ho Eu/Sm y la anomalía de Eu (Eu/Eu^*) evidencian que durante el desarrollo del OAE 2 ocurrió actividad volcánica submarina, con máximos dentro del intervalo asociado al Evento *Plenus Cold*. Esta influencia estuvo posiblemente asociada al emplazamiento de la Gran Provincia Ígnea Caribe-Colombia (CLIP) y/o de la Gran Provincia Ígnea del Alto Ártico (HALIP). Finalmente, los patrones de REE normalizados con condrita y la anomalía de Eu sugieren que el material detrítico presente en los carbonatos derivaron de rocas félsicas.

Abstract

During Late Jurassic and Late Cretaceous, the occurrence of episodes of accelerated global change caused the deposition of organic-rich sediments in several marine basins. In the Tampico-Misantla basin (central Mexico) these sediments are represented by the Pimienta and Tamaulipas Superior Formations, which are among the most important source rocks in the country. Besides global conditions, their accumulation was influenced by major regional processes. In this study, the distribution of rare earth elements (REE), as well as of proxies based on the content of trace elements, in the organic-rich sedimentary successions of the Padhí (Tithonian–Berriasian) and the Tlacolula (Cenomanian–Turonian) sections provide detailed information about the paleoenvironmental conditions that prevailed during their accumulation and brings insights into the composition of the source rock area.

In the Padhí section, variations in the Ce anomaly (Ce/Ce^*) confirm that the organic-rich sediments were deposited under anoxic conditions. The proxies of $Al/(Al+Fe+Mn)$, Cr/Th , Y/Ho , Eu/Sm and the Eu anomaly (Eu/Eu^*) suggest that these sediments were deposited under the influence of submarine volcanic activity, possibly associated with the Gulf of Mexico ridge. Moreover, the chondrite-normalized REE patterns and the Eu anomaly reveal that detrital components present in the carbonate rocks derived from felsic source rocks. On the other hand, for the Tlacolula section, which contains the record of the Oceanic Anoxic Event 2 (OAE 2), the Chemical Index of Alteration (CIA) values indicate that these sediments accumulated mostly under warm and humid climate conditions. Nonetheless, it is noteworthy the occurrence of two episodes of cold climate conditions during the OAE 2, probably associated with the *Plenus Cold* event. The enrichment factors of redox-sensitive trace elements (U, V, Mo and Mn) indicate that the sediments of the Tlacolula section, particularly those link to the OAE 2, were accumulated predominantly under anoxic conditions, excepting for those deposited during the cold episodes previously mentioned, which were formed under more oxygenated conditions. The enrichment factors of productivity-sensitive trace elements (Cu, Ni, Zn and Cd) suggest that eutrophic conditions prevailed during the OAE 2. Furthermore, the proxies of $Al/(Al+Fe+Mn)$,

Cr/Th, Y/Ho Eu/Sm and the Eu anomaly (Eu/Eu*) reveal that submarine volcanic activity occurred during the OAE 2, with maxima within the *Plenus Cold* interval. This influence was probably associated with the emplacement of the Caribbean-Colombian Large Igneous Province (CLIP) and/or the High Arctic Large Igneous Province (HALIP). Finally, the chondrite-normalized REE patterns and the Eu anomaly suggest that detrital components present in the carbonate rocks derived from felsic rocks.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN



Yutzil Sarai Peláez Godínez
Tesis de Licenciatura

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Los Elementos de Tierras Raras (REE por sus siglas en inglés) son considerados como elementos importantes en el campo de la geoquímica sedimentaria, ya que pueden proveer información valiosa sobre la naturaleza y génesis de las sucesiones sedimentarias recientes y pasadas. Estos elementos pueden, por ejemplo, develar datos sobre las condiciones paleoambientales bajo las cuales ocurrió el depósito de los sedimentos (grado de oxigenación, salinidad, etc.) (Frimmel, 2009; Zhao et al., 2009; de Paula-Santos et al., 2018; Mirza et al., 2021), la influencia de la actividad volcánica e hidrotermal submarina (Elderfield et al., 1988; Bau y Dulski 1999; Kurian et al., 2008), la procedencia y/o origen de los sedimentos (Cullers, 2002; Etemad-Saeed et al., 2011; Armstrong-Altrin et al., 2016), y el ambiente tectónico (Armstrong-Altrin et al., 2013). Esto se debe a que este grupo de elementos son relativamente inmóviles en comparación con otros elementos durante procesos post-depositacionales como la diagénesis y el metamorfismo (Cullers y Podkovyrov, 2000; Cullers, 2002).

La distribución y comportamiento de REE en rocas carbonatadas ha sido estudiada por diversos investigadores (Cullers, 2002; Armstrong-Altrin et al., 2003; Madhavaraju et al., 2010; Madhavaraju y González-León, 2012; Song et al., 2014; Abedini y Calagari, 2015). De acuerdo con estos estudios, la distribución de las REE en rocas carbonatadas puede estar influenciada por: 1) el aporte de material detrítico, 2) la variación de oxígeno en la columna de agua, 3) la sedimentación biogénica, 4) el aporte hidrotermal, 5) la salinidad y 6) factores batimétricos (Armstrong-Altrin et al., 2003; Tobia y Aqrawi, 2016). El estado trivalente de la mayoría de las REE hace posible la sustitución de Ca^{2+} (Voncken, 2016; Juárez-Aguilar 2021). La concentración de REE generalmente es menor en calizas que en lutitas, debido a que las rocas marinas carbonatadas contienen menos REE que los materiales terrígenos (Piper, 1974). A pesar de esto, el estudio de la distribución de REE ha demostrado ser un excelente indicador de procesos durante el depósito sedimentario de sucesiones carbonatadas.

En México varios estudios han utilizado las REE para esclarecer condiciones paleoambientales. Por ejemplo, mediante la estimación de la anomalía de Ce, algunos estudios han determinado exitosamente las condiciones paleoredox en calizas de la Formación Tlayúa (Reygadas-Langarica et al., 2019; 2020; Juárez-Aguilar 2021), en calizas de la Formación Alisitos (Madhavaraju et al., 2016), y en sedimentos del fondo marino del Golfo de México (Armstrong-Altrin y Machain-Castillo, 2016). Juárez-Aguilar (2021) empleó la relación Y/Ho para determinar si las calizas de Miembro Medio de la Formación Tlayúa se depositaron bajo condiciones marinas, bajo influencia detrítica o de agua dulce. En este estudio el autor concluyó que el depósito ocurrió en un entorno marino abierto, con influencia de agua dulce en algunos depósitos de la Cantera de Tlayúa.

Por otra parte Reygadas-Langarica et al. (2020) utilizaron la anomalía de Eu (Eu/Eu*) para elucidar la influencia de actividad hidrotermal en calizas de la Formación Tlayúa. En algunos minerales, particularmente la plagioclasa, el Eu^{2+} puede sustituir al Ca^{2+} , lo cual se ve reflejado en el enriquecimiento de este elemento respecto a las demás REE (McLennan, 1989). En esa investigación se determinó que anomalías positivas de Eu (Eu/Eu*) acompañadas de anomalías negativas de Ce (Ce/Ce*) indican disolución de plagioclasa en un ambiente oxidante. Además se evidenció que estos minerales no tuvieron una procedencia fluvial debido a que la relación Y/Ho no muestra influencia de sedimentos terrígenos. La presencia de la anomalías positivas de Eu (Eu/Eu*) sugirió también, aunque con menor probabilidad, influencia de actividad hidrotermal durante el depósito de la Formación Tlayúa, lo cual es consistente con la geología de la Formación Tlayúa debido a que anteriormente se ha reportado actividad volcánica en la región (Reygadas-Langarica et al., 2020).

La geoquímica de las REE también se ha utilizado para conocer la procedencia de sedimentos en diversos trabajos. Ejemplo de ello es la investigación realizada por Armstrong-Altrin et al. (2013) en la cual se emplearon patrones de las REE, la anomalía de Eu (Eu/Eu*) y las relaciones La/Lu, La/Sc, La/Co, Th/Sc, Th/Co y Cr/Th para determinar el origen de lutitas que componen a las Formaciones Huayacocotla, Pimienta y Méndez. En ese estudio se concluyó que estos sedimentos provienen de una fuente félsica. Además,

mediante el estudio de la distribución de REE en las lutitas también fue posible distinguir el ambiente tectónico de la cuenca de depósito. Los patrones de REE similares a los de PAAS (Post-Archaean Australian Shale, [Taylor y McLennan; 1985](#)), y pronunciadas anomalías negativas en los sedimentos de las Formaciones Huayacocotla y Pimienta sugirieron que el depósito ocurrió en un margen pasivo, probablemente durante el evento de expansión del Jurásico; mientras que patrones fraccionados y amplias anomalías de Eu en los sedimentos de la Formación Méndez indicaron un ambiente tectónico activo, el cual probablemente tuvo lugar en el periodo de levantamiento que ocurrió durante el Cretácico Tardío.

Por otra parte [Madhavaraju et al. \(2016\)](#) realizaron un estudio en el que emplearon geoquímica de las REE en rocas carbonatadas de la Formación Alisitos. En ese estudio mediante relaciones de REE como La/Sc, La/Co y Eu/Eu* se determinó que los sedimentos que componen a algunas unidades (Unidad 5, Unidad 6, Unidad 7 y Unidad 8) derivaron de rocas intermedias a félsicas; mientras que la Unidad 9 derivó de una fuente máfica a intermedia.

A pesar de los ejemplos citados anteriormente, aún son pocos los trabajos que han empleado las REE en calizas ricas en materia orgánica para determinar condiciones paleoambientales, procedencia de sedimentos y para elucidar la influencia de actividad volcánica submarina. En la cuenca Tampico-Misantla, centro de México, sedimentos ricos en materia orgánica se acumularon durante el Tithoniano (Jurásico Tardío) y el Cenomaniano tardío (Cretácico Tardío) y están representados en las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Superior, respectivamente. Estos sedimentos se acumularon durante la ocurrencia de cambios globales acelerados que conllevaron a perturbaciones climáticas y oceanográficas, y de manera contemporánea a cambios ambientales y tectónicos regionales significativos. Mediante el uso de análisis de microfacies y la distribución y contenido de elementos mayores y traza, algunos trabajos han logrado documentar el sitio de depósito y algunas de las condiciones ambientales bajo las cuales ocurrió el depósito de dichos sedimentos ([Martínez-Yáñez, 2015](#); [Martínez-Yáñez et al., 2017](#); [Colín-Rodríguez, 2020](#)). No obstante, cuestiones claves como la influencia de actividad volcánica submarina, las condiciones climáticas, el grado de intemperismo, niveles nutricionales y la procedencia de los sedimentos que aportaron material a la cuenca de depósito aún quedan por esclarecer.

En el presente estudio se utilizaron el contenido y distribución de elementos de tierras raras, y elementos traza con la finalidad de conocer las condiciones paleoambientales regionales y locales que prevalecieron durante el depósito de la sección Padhí (Tithoniano–Berriasiano), compuesta por la Formación Pimienta, y la sección Tlacolula (Cenomaniano–Turoniano), compuesta por la Formación Tamaulipas Superior, depositadas en la cuenca de Tampico-Misantla. Ambas localidades se localizan dentro del sector Huayacocotla, centro de México.

1.1 Planteamiento del problema

Las condiciones paleoambientales ocurridas durante el depósito de los sedimentos enriquecidos en materia orgánica de las Formaciones Pimienta (Tithoniano–Berriasiano) y Tamaulipas Superior (Cenomaniano–Turoniano) de la cuenca Tampico-Misantla han sido poco estudiadas. Mientras que los sedimentos de la Formación Pimienta han sido asociados a condiciones marinas restringidas y un régimen anóxico a finales del Jurásico ([Martínez-Yañez et al., 2017](#); [Martínez-Yañez, 2020](#)), los sedimentos de la Formación Tamaulipas Superior han sido relacionados con condiciones eutróficas y anóxicas durante el OAE 2 ([Colín-Rodríguez, 2020](#)). Sin embargo, estas inferencias están basadas principalmente en la distribución de elementos mayores y traza. Poco se conoce respecto a la distribución y significado del contenido de REE, las cuales son indicadores paleoambientales más confiables.

1.2 Justificación

Los periodos Jurásico y Cretácico se caracterizaron por la ocurrencia de cambios oceanográficos y climáticos de carácter global, regional y local que propiciaron grandes perturbaciones en los sistemas litósfera-océano-atmósfera ([Schlanger y Jenkyns, 1976](#); [Föllmi, 2012](#)). En el centro de México, las evidencias de las perturbaciones que ocurrieron durante el Tithoniano y el Cenomaniano tardío están registradas en las Formaciones Pimienta y Tamaulipas Superior, respectivamente ([Martínez-Yañez 2015, 2017](#); [Colín-Rodríguez, 2020](#)), las cuales además se consideran entre las rocas generadoras de

hidrocarburos más importantes del país (PEMEX, 2013; Martínez Yáñez et al., 2017; Escalera-Alcocer, 2010).

En la presente investigación, el estudio del contenido y distribución de REE y elementos traza en los sedimentos calcáreos enriquecidos en materia orgánica de las secciones Padhí (Tithoniano–Berriasiano) y Tlacolula (Cenomaniano–Turoniano) ofrece información detallada sobre el registro de las condiciones paleoambientales y la influencia volcánica-hidrotermal global y/o regional durante el depósito de estos sedimentos. Adicionalmente, se determinará el tipo de roca fuente que aportó material detrítico a la cuenca Tampico-Misantla durante el Tithoniano y el Cenomaniano.

1.3 Objetivos

Objetivo general

Determinar las condiciones paleoambientales bajo las cuales ocurrió el depósito de los sedimentos enriquecidos en materia orgánica durante el Tithoniano y el Cenomaniano en la cuenca de Tampico-Misantla, mediante el estudio de la distribución de los REE, indicadores de clima e intemperismo químico, elementos traza sensibles a condiciones redox y de productividad marina, e indicadores de tipo de roca fuente.

Objetivos específicos

- Confirmar que el depósito de los sedimentos calcáreos enriquecidos en materia orgánica durante el Tithoniano y el Cenomaniano en la cuenca Tampico-Misantla ocurrió bajo condiciones anóxicas.
- Determinar las condiciones climáticas, de intemperismo químico, nutrientes y productividad que prevalecieron durante el depósito de los sedimentos calcáreos enriquecidos en materia orgánica durante el Cenomaniano en la cuenca Tampico-Misantla.
- Reconocer la influencia de la actividad volcánica o hidrotermal submarina global y/o regional en el depósito de los sedimentos calcáreos enriquecidos en

materia orgánica durante el Tithoniano y el Cenomaniano en la cuenca Tampico-Misantla.

- Conocer el tipo de roca fuente que aportó material detrítico a la cuenca de Tampico-Misantla durante el depósito de los sedimentos calcáreos enriquecidos en materia orgánica durante el Tithoniano y el Cenomaniano.



CAPÍTULO 2

GENERALIDADES SOBRE LAS TIERRAS RARAS

Yutzil Sarai Peláez Godínez
Tesis de Licenciatura

CAPÍTULO 2. GENERALIDADES SOBRE LAS TIERRAS RARAS

En este capítulo se describen algunas de las características, propiedades físicas y químicas de los Elementos de Tierras Raras, principales elementos de estudio de la presente investigación. De igual forma se describe su comportamiento en distintos reservorios terrestres y el agua marina, y su importancia en los estudios geoquímicos.

2.1 Aspectos generales de las Tierras Raras

Los Elementos de Tierras Raras o Rare Earth Elements (REE) son un grupo de quince elementos que presentan características químicas y físicas similares entre sí. Los elementos que conforman a este grupo, también denominados lantánidos, son: lantano (La), cerio (Ce), praseodimio (Pr), neodimio (Nd), prometio (Pm), samario (Sm), europio (Eu), gadolinio (Gd), terbio (Tb), disprosio (Dy), holmio (Ho), erbio (Er), tulio (Tm), iterbio (Yb) y lutecio (Lu) (Dubinin, 2004; Zheng, 2013) (Fig. 2.1). Los elementos escandio (Sc) e itrio (Y) se comportan similarmente a las REE por lo que suelen incluirse en este grupo de elementos. El Pm es un elemento radioactivo por lo que este elemento no es utilizado en estudios geoquímicos (Piper y Bau, 2013; Zheng, 2013; Voncken, 2016).

The Geochemical Periodic Table

| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| H | | | | | | | | | | | | | | | | | He |
| Li | Be | | | | | | | | | | | B | C | N | O | F | Ne |
| Na | Mg | | | | | | | | | | | Al | Si | P | S | Cl | Ar |
| K | Ca | Sc | Ti | V | Cr | Mn | Fe | Co | Ni | Cu | Zn | Ga | Ge | As | Se | Br | Kr |
| Rb | Sr | Y | Zr | Nb | Mo | Tc | Ru | Rh | Pd | Ag | Cd | In | Sn | Sb | Te | I | Xe |
| Cs | Ba | La | Hf | Ta | W | Re | Os | Ir | Pt | Au | Hg | Tl | Pb | Bi | Po | At | Rd |
| Fr | Ra | Ac | | | | | | | | | | | | | | | |

| | | | | | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| La | Ce | Pr | Nd | Pm | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
| Ac | Th | Pa | U | | | | | | | | | | | |

| | | |
|--------------------------|--|--|
| He Volatiles | Sc First Series Transition Metals | Rb Alkali/Alkaline Earth Trace Elements |
| S Semi-Volatiles | Zr High Field Strength Elements | La Rare Earths & Related Elements |
| Mg Major Elements | Pt Noble Metals | Pa U/Th Decay Series Elements |

Figura 2.1 La Tabla Periódica Geoquímica (White, 2009).

De acuerdo con [Cordier \(2009\)](#), las REE se categorizan dos grupos con base en su configuración electrónica: Tierras Raras Ligeras (Light Rare Earth, LREE) que incluye a los elementos La (número atómico 57) hasta el Gd (número atómico 64); y Tierras Raras Pesadas (Heavy Rare Earth, HREE), dentro del cual se encuentran los elementos Tb (número atómico 65) hasta el Lu (número atómico 71). La distinción entre el grupo de las LREE y las HREE se debe a que el grupo de las HREE tiene electrones “apareados” en el orbital 4f, mientras que el grupo de las LREE no presenta esta característica. El Y (número atómico 39) también se clasifica en el grupo de las HREE debido a su radio iónico y características químicas similares con este grupo ([Zepf, 2013](#)). Por otra parte el Sc no se clasifica dentro de estas categorías debido a que sus propiedades difieren entre ambos grupos ([Voncken, 2016](#)). En ocasiones también se hace la distinción del grupo de las Tierras Raras Medias (Medium Rare Earth MREE) en el cual se incluyen a los elementos Sm (número atómico 62) hasta Dy (número atómico 66) ([Voncken, 2016](#)).

La similitud de las propiedades químicas y físicas entre los miembros del grupo de las REE se debe a su configuración electrónica ([Elderfield et al., 1988](#)). La mayoría de las REE (a excepción del La) tienen una configuración electrónica 4f (Tabla 2.1). Las configuraciones electrónicas f^0 (con todos los orbitales desocupados), f^7 (con la mitad de los espacios ocupados) y f^{14} (con todos los orbitales ocupados) se consideran relativamente más estables que otras configuraciones, en consecuencia, la naturaleza de la configuración electrónica de estos elementos les confiere cierta estabilidad química ([Krishnamurthy y Gupta, 2016](#)). Además, esta característica permite que las REE se encuentren naturalmente en conjunto. Particularmente la configuración electrónica del grupo de los lantánidos tiene como consecuencia la propiedad denominada *contracción lantanoide*, la cual consiste en el decremento progresivo y gradual del radio iónico mientras aumenta el número atómico, desde La a Lu (Fig. 2.2). Esto se debe a que al aumentar el número atómico en los lantánidos se van ocupando los orbitales 4f y la configuración electrónica de la capa de valencia 6s permanece así durante la adición de electrones. La poca penetrabilidad de los orbitales f implica que los electrones que los ocupan son poco apantallantes, es decir, el electrón externo tiene una mayor atracción por el núcleo debido a que aumenta la carga nuclear, disminuyendo así al radio ([Zheng, 2013](#); [Voncken, 2016](#)). En consecuencia, el

radio iónico de algunas REE es similar al radio iónico de elementos como Ca^{2+} , Th^{4+} y U^{4+} , por lo que estos pueden ser reemplazados por REE en la estructura de minerales (Zepf, 2013).

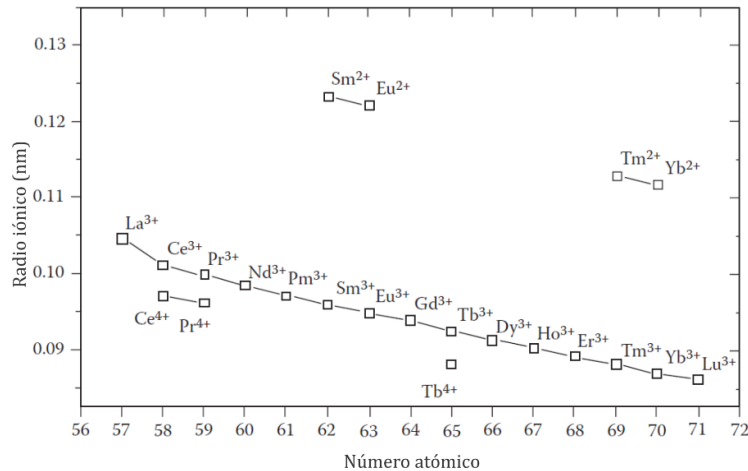


Figura 2.2 Gráfica del radio iónico y el número atómico de las REE evidenciando la propiedad denominada contracción de lantánidos (Krishnamurthy y Gupta, 2016).

Las configuraciones electrónicas de los elementos Sc e Y difieren de las REE; sin embargo debido a sus características químicas también se consideran parte de este grupo. El Sc tiene un radio atómico menor al de las REE y puede encontrarse en tres estados de oxidación 3+ (el más común), 2+ y 1+. Generalmente tiene un comportamiento similar al de elementos ferromagnesianos de transición, pero en estado acuoso tiene un comportamiento más parecido al de las REE (McLennan, 1989). Por otra parte, el elemento Y se encuentra naturalmente en un estado de oxidación 3+ y debido a su comportamiento químico similar al de las HREE se incluye en esta clasificación (Krishnamurthy y Gupta, 2016).

En condiciones de presión y temperatura en la superficie terrestre, la mayoría de las REE presentan un estado de oxidación 3+, aunque también pueden tener un estado de 2+ o 4+, los cuales son menos estables que el estado 3+ (Zepf, 2013). Naturalmente las REE se encuentran en forma de óxido, o constituyen compuestos iónicos como silicatos, carbonatos, fosfatos, boratos, haluros, arseniatos, sulfatos y vanadatos (McLennan, 2012). En su forma elemental, las REE tienen brillo metálico, y son típicamente blandas (baja dureza), maleables y dúctiles. El punto de fusión de estos elementos incrementa de forma

regular desde los elementos La a Lu, con excepción del Ce, Eu e Yb. Por otra parte, el punto de ebullición no presenta alguna tendencia entre las REE, siendo La el elemento con el punto de ebullición más alto. La mayoría de los compuestos metálicos de REE son malos conductores de electricidad y, con excepción del Sc, Y, La, Yb y Lu, las REE son elementos paramagnéticos, aunque bajo campos magnéticos suficientemente fuertes pueden adquirir propiedades ferromagnéticas (Krishnamurthy y Gupta, 2016). En la Tabla 2.1 se exhiben las propiedades más relevantes del grupo de las REE.

Dentro del grupo de las REE, únicamente el Pm es radioactivo y tiene isótopos inestables. Este elemento no está naturalmente presente en la corteza sino que es sintetizado de manera artificial. Los demás elementos de las REE son estables y tienen isótopos estables o con estabilidad corta pero larga vida media por lo que se consideran estables (Voncken, 2016).

Tabla 2.1 Características físicas y químicas de las Tierras Raras (Tomado de Zepf, 2013).

| Elemento | Sc | Y | La | Ce | Pr | Nd | Pm | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu |
|--------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| Número atómico | 21 | 39 | 57 | 58 | 59 | 60 | 61 | 62 | 63 | 64 | 65 | 66 | 67 | 68 | 69 | 70 | 71 |
| Orbitales | 3d ¹ 4s ² | 4d ¹ 5s ² | 5d ¹ 6s ² | 4f ⁰ 6s ² | 4f ⁰ 6s ² | 4f ⁰ 6s ² | 4f ⁰ 6s ² | 4f ⁰ 6s ² | 4f ⁰ 6s ² | 4f ⁰ 5d ¹ 6s ² | 4f ⁰ 6s ² | 4f ⁰ 6s ² | 4f ¹ 6s ² | 4f ¹ 6s ² | 4f ¹ 6s ² | 4f ¹ 6s ² | 4f ¹ 6s ² |
| Estados de oxidación | +3 | +3 | +3 | +3 +4 | +3 +4 | +2 +3 +4 | +3 | +2 +3 | +2 +3 | +3 | +3 +4 | +3 +4 | +3 | +3 | +2 +3 | +2 +3 | +3 |
| Radio atómico (pm) | 162 | 180 | 187 | 182 | 182 | 181 | 181 | 180 | 204 | 179 | 178 | 177 | 176 | 175 | 174 | 193 | 174 |
| Radio iónico (pm) | | | 103 | 101 | 99 | 98 | 97 | 96 | 95 | 94 | 92 | 91 | 90 | 89 | 88 | 87 | 86 |
| Masa atómica (u) | 45.0 | 88.9 | 138.9 | 140.1 | 140.9 | 144.2 | 144.9 | 150.4 | 152.0 | 157.3 | 158.9 | 162.5 | 164.9 | 167.3 | 168.9 | 173.0 | 175.0 |
| Punto de ebullición (K) | 3104 | 3611 | 3730 | 3699 | 3785 | 3341 | ~3000 | 2064 | 1870 | 3539 | 3396 | 2835 | 2968 | 3136 | 2220 | 1466 | 3668 |
| Punto de fusión (K) | 1814 | 1795 | 1194 | 1072 | 1204 | 1294 | 1441 | 1350 | 1095 | 1586 | 1629 | 1685 | 1747 | 1802 | 1818 | 1097 | 1936 |
| Densidad (kg/m ³ a 293 K) | 2989 (273 K) | 4469 | 6145 | 8240 (298 K) | 6773 | 7007 | 7220 | 7520 | 5243 | 7900 (298 K) | 8229 | 8550 | 8795 (298 K) | 9066 (298 K) | 9321 | 6965 | 9840 (298 K) |
| Color | | | Sin color | Sin color | Amarillo Verde | Violeta | Rosa | Amarillo | Casi sin color | Sin color | Casi sin color | Amarillo Verde | Amarillo | Rosa | Verde | Sin color | Sin color |

2.2 Abundancia de las REE y su comportamiento en el ambiente marino

A pesar de la denominación “elementos de tierras raras”, las REE no son particularmente escasas, de hecho, en la corteza terrestre podemos encontrarlas naturalmente en ordenes de magnitud de partes por millón (ppm). De acuerdo con la regla de Odd-Harkins, como resultado de la nucleosíntesis, la abundancia de los elementos con número atómico par es mayor en comparación con los elementos con número atómico impar, debido a que los primeros tienen mayor estabilidad atómica. Además, esta regla permite comprender el patrón de abundancia de las REE en la corteza que, como se puede observar en la Fig. 2.3, típicamente presenta una forma de zigzag. El elemento más abundante del grupo de las REE es el Ce, con una concentración de 60 ppm y es el elemento número 27 más abundante en la corteza terrestre; es incluso más abundante que el cobre (Cordier, 2009; Voncken, 2016).

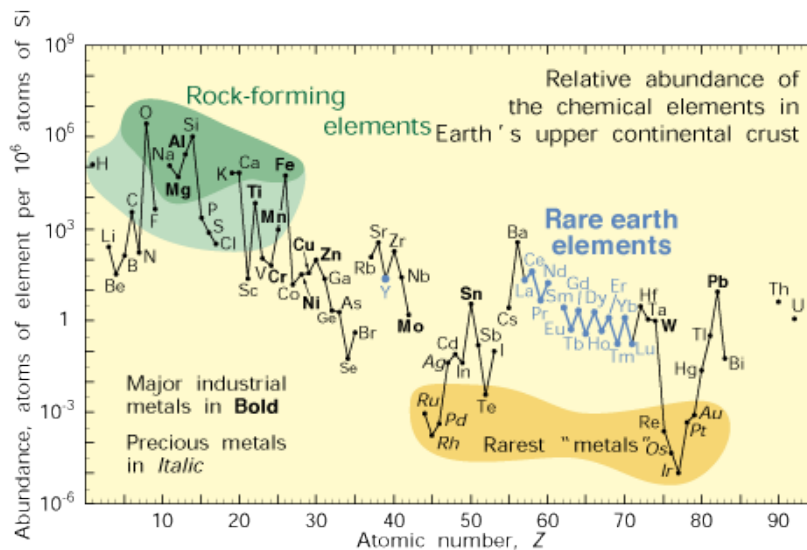


Figura 2.3 Patrón de abundancia de elementos químicos en la corteza terrestre en función del número atómico (Haxel et al., 2005).

Tabla 2.2 Concentración de REE en algunos materiales estándares (en ppm) (Tomado de [Dubinin, 2004](#)).

| | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Referencia |
|---------------------------------------|------|-------|-------|------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------------------------|
| North American Shale Composite (NASC) | 32 | 73 | 7.9 | 33 | 5.7 | 1.24 | 5.2 | 0.85 | 5.2 | 1.04 | 3.4 | 0.5 | 3.1 | 0.48 | Gromet et al., 1984 |
| Australian Post-Archean Chale (PAAS) | 38.2 | 79.6 | 8.83 | 33.9 | 5.55 | 1.08 | 4.66 | 0.774 | 4.68 | 0.991 | 2.85 | 0.405 | 2.82 | 0.433 | McLennan, 1989 |
| World Shale | 41 | 83 | 10.1 | 38 | 7.5 | 1.61 | 6.35 | 1.23 | 5.5 | 1.34 | 3.75 | 0.63 | 3.53 | 0.61 | Piper, 1974 |
| Upper Continental Crust | 30 | 64 | 7.1 | 26 | 4.5 | 0.88 | 3.8 | 0.64 | 3.5 | 0.80 | 2.3 | 0.33 | 2.2 | 0.32 | Taylor y McLennan, 1988 |
| Chondrite | 0.31 | 0.808 | 0.122 | 0.60 | 0.195 | 0.0735 | 0.259 | 0.0474 | 0.322 | 0.0718 | 0.210 | 0.0324 | 0.209 | 0.0322 | Boynton, 1984 |

La concentración de REE en el agua marina es relativamente baja (Tabla 2.3). El patrón normalizado de REE para el agua marina se caracteriza por 1) enriquecimiento progresivo de HREE, 2) anomalía negativa de Ce y 3) anomalía positiva de Y ([Smrzka et al., 2019](#); [Piper y Bau, 2013](#)) (Fig. 2.4). Los sedimentos oceánicos de origen biogénico como carbonatos y oozes silíceos también presentan patrones típicos de REE de agua marina, sin embargo contienen una menor concentración de REE debido al efecto de dilución por carbonato y sílice biogénico ([Dubinin, 2004](#)).

La principal fuente de REE hacia el agua marina son los ríos, mientras que las partículas atmosféricas, la actividad hidrotermal y los depósitos glaciares aportan una menor porción ([Dubinin, 2004](#)). La abundancia de REE en los cuerpos lacustres, tanto en la carga disuelta así como en las partículas suspendidas, es significativamente mayor en comparación a la del agua marina. No obstante, los patrones de abundancia de REE son más variables debido a que la concentración de REE depende del pH (a mayores valores, menor es la concentración absoluta de REE disueltas), y otras condiciones de la química del agua ([McLennan, 2012](#)) (Fig. 2.4). Gran parte del aporte de REE procedente de ríos es removido en las regiones de baja salinidad como los estuarios. Se estima que entre 70-95% de las LREE, y 40-70% de las HREE son removidas en estos ambientes ([Sholkovitz, 1995](#)). De acuerdo con [Dubinin \(2004\)](#), esto está relacionado con la adsorción de REE en coloides de

ácidos orgánicos, y oxyhidróxidos de Fe durante la mezcla de agua continental con agua marina.

El depósito de partículas eólicas también contribuye con una cantidad significativa de REE en los océanos; estas partículas son transportadas por el viento y llegan a la superficie marina por gravedad o precipitación. [Greaves et al. \(1994\)](#) estiman que el flujo de polvo atmosférico equivale al 30-130% del aporte de REE por ríos, con un enriquecimiento mayor en MREE.

Por otra parte, los fluidos hidrotermales exhiben concentraciones de tres órdenes de magnitud mayores que el agua marina ($\mu\text{g kg}^{-1}$) y el patrón de REE presenta un enriquecimiento en LREE, particularmente en Eu^{2+} (bajo $T=300^{\circ}\text{--}400^{\circ}\text{C}$ y $\text{pH}\sim 3$) ([Dubinin, 2004](#)) (Fig. 2.4). Sin embargo, las REE son removidas rápidamente de la columna de agua por la asociación con oxihidróxidos de Fe y Mn o compuestos de cloruro y fluoruro cercanos a ventilas hidrotermales ([Zheng, 2013](#)). De acuerdo con diversos autores, el contenido de REE en fluidos hidrotermales aumenta con la temperatura y valores bajos de pH ([Bau y Dulski, 1999](#)).

Tabla 2.3 Concentración de REE en distintos cuerpos de agua y tiempo de residencia en el agua marina (concentración en partes por trillón, pgg^{-1}) (Tomado de [McLennan, 2012](#)).

| | Agua marina promedio | Tiempo de residencia | Agua de río | Agua marina hidrotermal | Agua continental hidrotermal con pH alto | Agua continental hidrotermal con pH bajo |
|----|----------------------|----------------------|-------------|-------------------------|--|--|
| La | 4.17 | 500 | 59.0 | - | - | - |
| Ce | 0.631 | 50 | 84.2 | 325 | 52 | 46 000 |
| Pr | 0.535 | 240 | - | - | - | - |
| Nd | 2.88 | 400 | 52.6 | 175 | 21.4 | 32 000 |
| Sm | 0.601 | 400 | 12.1 | 39 | 5.3 | 8 400 |
| Eu | 0.152 | 410 | 3.15 | 158 | 0.6 | 1700 |
| Gd | 0.739 | 520 | 13.1 | 32 | 3.2 | 8 170 |
| Tb | 0.175 | 570 | - | - | - | - |
| Dy | 1.06 | 740 | 15.9 | 22 | 2.8 | 6 500 |
| Ho | 0.330 | 1 820 | - | - | - | - |
| Er | 1.09 | 2 420 | 10.8 | 8.0 | 1.7 | 2 570 |
| Tm | 0.169 | 2 430 | - | - | - | - |
| Yb | 1.12 | 2 440 | 8.95 | 6.0 | 1.3 | 2 700 |
| Lu | 0.227 | 2 890 | - | - | - | - |
| Sc | 0.84 | 8 000 | - | - | - | - |
| Y | 19.6 | 1 670 | - | - | - | - |

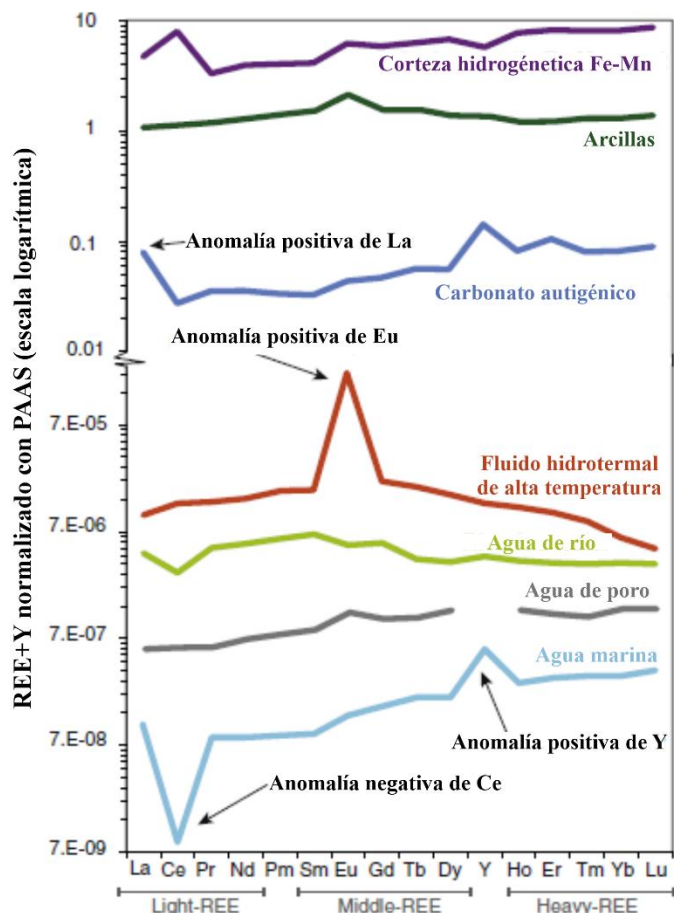


Figura 2.4 Patrones típicos en ambientes naturales REE normalizados con PAAS. (Tomado de Tostevin et al., 2016).

El comportamiento de las REE en el agua marina está determinado por sus propiedades químicas fundamentales, las propiedades de solución química y la interacción de las REE con la solución y otras partículas. La mayoría de las REE disueltas en el agua marina se encuentran formando compuestos y una pequeña porción está presente como iones libres. La formación de compuestos de REE en el agua marina es un proceso que conlleva al fraccionamiento de LREE y HREE presentes en el océano. Las HREE constituyen compuestos más estables, preferentemente con especies de carbonato $\text{REE}(\text{CO}_3^+)$, bicarbonato $\text{REE}(\text{CO}_3)^{2-}$ y en menor proporción con metales, materia orgánica disuelta, oxalatos, sulfatos, fosfatos y ácido silícico (McLennan, 2012; Smrzka et al., 2019). Por otra parte, las LREE son removidas preferentemente por la absorción de compuestos orgánicos. Los compuestos que contienen las REE exhiben cierta estabilidad mientras aumenta el número atómico de estos elementos y tienen una menor participación en reacciones de

adsorción. Debido a esto las HREE son removidas del agua marina en menor medida que las LREE (Piper and Bau, 2013). En consecuencia, el tiempo de residencia de las REE en el agua marina aumenta progresivamente al aumentar el número atómico con excepción del Ce. Además, la concentración de REE en solución tiende a aumentar en ambientes con pH bajos (Tabla 2.3).

2.3 Uso de REE como indicadores geoquímicos

Las características físicas y químicas únicas de las REE las convierten en excelentes elementos para: 1) reconstruir paleoambientes, 2) determinar la fuente de aporte de sedimentos, ya sea procedente de ríos, vía eólica o de actividad hidrotermal, 3) entender las condiciones de oxidación-reducción en el agua marina, y 4) comprender procesos biogeoquímicos (Elderfield et al., 1988; Bau y Dulski; 1996; Smrzka et al., 2019).

En un estudio geoquímico, el método básico del estudio de REE en carbonatos consiste en la generación de patrones con anomalías relativas (Juárez-Aguilar, 2021). Para ello es necesario normalizar el contenido de REE de una muestra respecto a un estándar. La normalización de las muestras mediante un estándar tiene como finalidad eliminar el efecto Odd-Harkins que produce naturalmente un patrón de zig-zag y con ello comparar los patrones de REE. Existen distintos materiales estándares de referencia que pueden ser utilizados para realizar el proceso de normalización, algunos de ellos se encuentran en la Tabla 2.2.

Dentro del grupo de las REE, uno de los elementos más importantes para la interpretación paleoambiental es el Ce, mediante el cual es posible inferir condiciones redox en el agua marina. Bajo condiciones enriquecidas en oxígeno, el Ce^{3+} se oxida a Ce^{4+} , el cual está presente en fase sólida (CeO_2) y es insoluble en el agua marina; esto ocasiona su remoción por procesos de adsorción y su fraccionamiento de las REE trivalentes (McLennan, 1989; Bodin et al., 2013; Piper y Bau, 2013). En el agua marina una anomalía negativa de Ce es típica de ambientes enriquecidos en oxígeno, mientras que una anomalía positiva en el agua marina es atribuida a condiciones subóxicas-anóxicas (Smrzka et al., 2019). La reacción de oxidación del Ce está asociada a la formación de nódulos de manganeso (McLennan, 1989).

CAPÍTULO 3

CONTEXTO GLOBAL



Yutzil Sarai Peláez Godínez
Tesis de Licenciatura

CAPÍTULO 3. CONTEXTO GLOBAL

En este capítulo se presentan brevemente las características oceanográficas y climáticas del sistema Tierra durante la transición Jurásico–Cretácico (J–K) y la ocurrencia del Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE 2, Cenomaniano–Turoniano), los cuales representan los lapsos de interés para el presente estudio. Con particular interés, se describe la actividad volcánica submarina ocurrida durante cada lapso.

3.1 Transición Jurásico–Cretácico

El límite Jurásico–Cretácico (J–K) tuvo lugar hace aproximadamente 145 Ma (Ogg, 2016). Este está incluido en lo que se denomina la transición Jurásico–Cretácico, que abarca el lapso entre el Tithoniano y el Berriasiano. Durante esta transición ocurrieron importantes cambios en el sistema litósfera-océano-atmósfera. El supercontinente Pangea, cuya fragmentación inició a finales del Triásico e inicios del Jurásico, continuó con el proceso de *rifting* y disgregación, gracias al surgimiento de extensas dorsales oceánicas (Bakley, 2008; Scotese, 2014). Además, predominaron dos grandes masas continentales, Laurasia y Gondwana (Fig. 3.1A). El proceso de *rifting* dio como resultado la formación de cuencas marinas y el establecimiento de cuatro reinos oceánicos: Boreal, Tethys, Austral, y Panthalassa (Fig. 3.1A), los cuales permanecieron en continuo o intermitente contacto en función de los cambios tectónicos y los patrones de circulación oceánica (Damboreana, 2017). Ejemplos de estos son el Océano Pacífico y Tethys, los cuales se conectaron mediante el Corredor Hispánico (Smith, 1983; Damboreana, 2000), permitiendo el paso de la Corriente Circum-Tropical (Iturrealde-Vinent, 2006). Asimismo, el Corredor Vikingo (Westermann, 1993) conectó al Ártico y el Tethys, mientras que el Corredor Mozambique estableció el contacto entre los océanos Pacífico, Tethys y Antártico (Martínez y Olvera, 2016). Por otro lado, la apertura del Golfo de México, que para este tiempo se encontraba al final de la fase de *rifting*, permitió el contacto entre las masas de agua del Tethys y del Pacífico, ocasionando la subdivisión de la Corriente Circum-Tropical (Iturrealde-Vinent, 2006; Martini y Ortega, 2018).

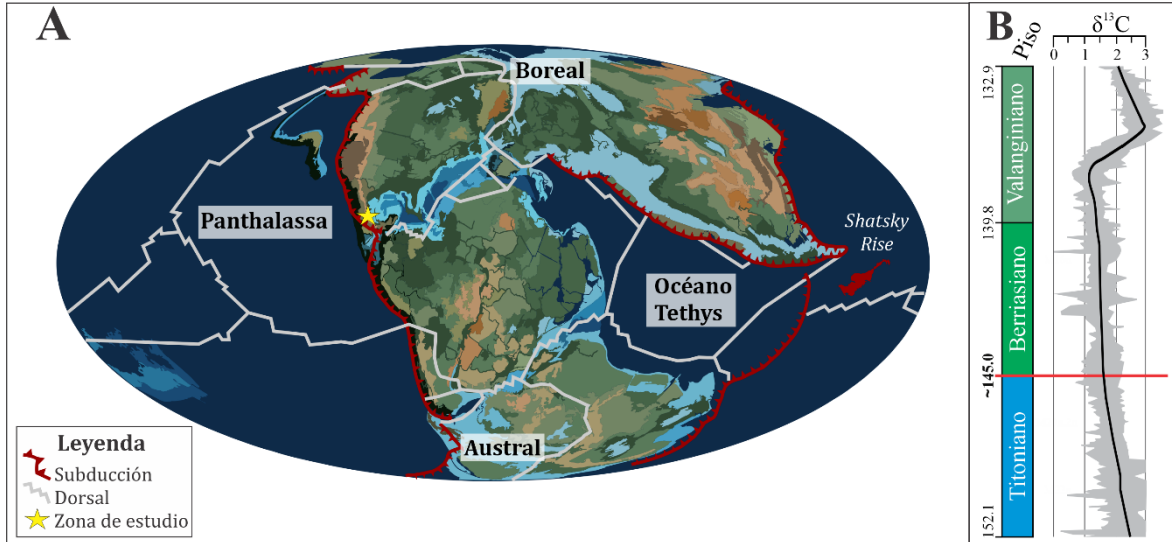


Figura 3.1 A) Paleogeografía durante la transición Jurásico–Cretácico (145 Ma) y B) Curva global de $\delta^{13}\text{C}$ durante el límite Jurásico–Cretácico (Martínez-Yáñez, 2021; Scotese; 2022).

El nivel eustático a principios del Tithoniano permaneció 150 m por encima del nivel actual, mientras que durante la transición Tithoniano–Berriasiano disminuyó aproximadamente 60 m (Haq, 2014; 2017). De acuerdo con diversos autores, durante la transición J–K las masas oceánicas se caracterizaron por condiciones oligotróficas, con altas tasas de producción de fitoplancton, nanoplancton calcáreo y carbonato en ambientes marinos someros y profundos (Bornemann et al., 2003; Falkowski et al., 2004; Weisert y Erba, 2004; Tremolada et al., 2006; Föllmi, 2012; Tennant et al., 2017; Grabowskyi et al., 2017). Además algunos estudios revelan que en las cuencas oceánicas predominaron condiciones disóxicas-anóxicas. Estas condiciones permitieron la formación de grandes depósitos de sedimentos enriquecidos en materia orgánica en diversas cuencas del mundo (Föllmi, 2012; Grabowskyi et al., 2017).

Los sedimentos enriquecidos en materia orgánica son comúnmente asociados a perturbaciones en el ciclo del carbono. No obstante, los registros de $\delta^{13}\text{C}$ sugieren que el depósito de este tipo de sedimentos durante el límite Tithoniano–Berriasiano no estuvo relacionado a cambios significativos en dicho ciclo (Price and Rogov, 2009; Föllmi, 2012). De acuerdo con Price et al. (2016), los valores de $\delta^{13}\text{C}$ a finales del Jurásico fueron

estables, y disminuyeron durante el límite J–K, mientras que durante el Berriasiano se mantuvieron estables (Fig. 3.1B). Debido a esto se han propuesto diversas causas globales y/o regionales para explicar el establecimiento de condiciones anóxicas y el subsecuente depósito de estos sedimentos: rápidos cambios en el nivel del mar; incremento de la productividad marina; climas áridos y disminución de la tasa de erosión; corrientes de surgencia; conexión limitada entre cuencas, y variaciones en la tasa productividad marina y enterramiento de materia orgánica (Föllmi, 2012; Grabowsky, 2017; Tennant et al., 2017).

Como resultado de la separación de los distintos bloques continentales derivados del rompimiento de Pangea surgieron numerosas y extensas dorsales en las que tuvo lugar formación de corteza oceánica y actividad volcánica submarina (Weissert y Erba, 2004; Müller et al., 2013; Tennant et al., 2017). El reino Panthalassa estaba dominado por las dorsales desarrolladas entre las placas Izanagi, Farallón, Phoenix y la emergente placa del Pacífico, originadas por seis centros de expansión: Izanagi-Farallón, Izanagi-Phoenix, Izanagi-Pacífico, Phoenix-Farallón, Phoenix-Pacífico y Farallón-Pacífico (Seton et al., 2012; Müller et al., 2016). Además, el continuo crecimiento y expansión de la placa del Pacífico permitieron el incremento acelerado de la tasa de producción de corteza oceánica y la extensión de las dorsales oceánicas (Coltice et al., 2013). Por otra parte, la dorsal del Atlántico Central, que comenzó su actividad hace aproximadamente 190 Ma, continuó expandiéndose durante la transición J–K, conectándose con dorsales menos extensas como la del Proto-Caribe. La extensa dorsal del Tethys que corría de oriente a occidente conectó con la dorsal del Atlántico, el Golfo de México y el Proto-Caribe (Blackey, 2008). En la región del Ártico, la formación de piso oceánico comenzó a partir del Berriasiano, dando origen a la cuenca de Canadá. Mientras tanto, en el hemisferio sur el sistema de dorsales entre África y Antártica y África y Madagascar junto con la dorsal del mar de Weddell aceleraron la expansión y la formación de suelo marino entre Gondwana Este, Oeste y la Antártica (Seton et al., 2012).

Por otra parte, la actividad volcánica que ocurrió durante la transición J–K está registrada en distintos depósitos volcánicos y volcano-sedimentarios distribuidos alrededor del mundo. Ejemplo de ello son las sucesiones volcánicas de edad Jurásico–Cretácico Temprano depositadas en Chile, asociadas a vulcanismo de arco insular (Vergara et al.,

1995). Asimismo, [Segev \(2009\)](#) reportó la actividad ígnea asociada a una pluma mantélica desarrollada en la región de Levan durante el Berriasiano–Hauteriviano, mediante el estudio de rocas ígneas expuestas al norte de Israel. La provincia de la Patagonia, actualmente ubicada en Sur América, desarrolló su última fase de actividad volcánica durante la transición J–K, produciendo un total de 235 000 km³ de material ígneo ([Féraud et al., 1999](#)). Aunque no existe un consenso sobre la ocurrencia de actividad volcánica submarina asociada a la formación de alguna Provincia Ígnea, se conoce que la *Shatsky Rise*, una pequeña meseta volcánica que se formó en el Océano Pacífico (Fig. 3.1), aparentemente comenzó a construirse alrededor del límite J–K (hace 144–143 Ma, de acuerdo con [Geldmacher et al., 2014](#)).

A pesar de la coincidencia temporal de toda esta actividad volcánica, aún no es clara la influencia que esta tuvo en el sistema litósfera-océano-atmósfera y en el depósito de sedimentos ricos en materia orgánica. Asimismo, esta actividad no aparece claramente registrada en indicadores como la curva ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, la cual muestra un aumento progresivo durante el Tithoniano–Berriasiano, es decir, un aumento en el contenido de estroncio radiogénico ([Price et al., 2016](#)).

Las condiciones climáticas durante el Jurásico Tardío se caracterizaron por un clima árido, mientras que durante la transición J–K ocurrió un cambio prolongado de un clima árido a húmedo con altas tasas de intemperismo químico hasta el Berriasiano temprano ([Gröcke et al., 2003](#); [Föllmi, 2012](#); [Tennant et al., 2017](#); [Schneider et al., 2018](#)). Algunos estudios sugieren que las condiciones climáticas estuvieron asociadas a variaciones en los niveles de CO₂ atmosférico ([Berner y Kothavala, 2001](#); [Royer et al., 2004](#); [Fletcher, 2008](#); [Sellwood y Valdes, 2008](#); [Franks et al., 2014](#); [Mills et al., 2017](#); [2019](#)). Los modelos y *proxies* indican que la concentración de CO₂ en la atmósfera durante el límite J–K superó en alrededor de 3–5 veces más los niveles actuales ([Berner y Kothavala, 2001](#)).

3.2 Transición Cenomaniano–Turoniano

El Cretácico es el último periodo de la era Mesozoica que inició hace 145 Ma ([Ogg et al., 2016](#)). Este periodo se caracterizó por grandes cambios globales en el sistema litósfera-océano-atmósfera propiciados principalmente por la fragmentación del supercontinente

Pangea y la dispersión acelerada de masas continentales (Fig. 3.2) (Föllmi et al., 2006; Föllmi, 2012; Erba et al., 2015). Entre 120 y 80 Ma, la producción de corteza oceánica mundial incrementó entre un 50 y 70% como resultado del ascenso de grandes plumas mantélicas que ocasionaron el emplazamiento las Grandes Provincias Ígneas (LIP) del Océano Pacífico e Índico (Fig. 3.3) (Larson, 1991a; 1991b; Jarvis et al., 2011), y el aumento de la tasa de expansión del suelo marino (hasta 17 cm/año; Skelton, 2003). La intensa actividad magmática oceánica y continental propiciaron el aumento en la concentración de CO₂ global (Fig. 3.3), condiciones de efecto invernadero y una serie de eventos de cambio global acelerado que tuvieron grandes implicaciones en la vida y el ambiente del planeta (Takashima, 2006; Föllmi, 2012; Erba et al., 2015; Núñez-Useche, 2016).

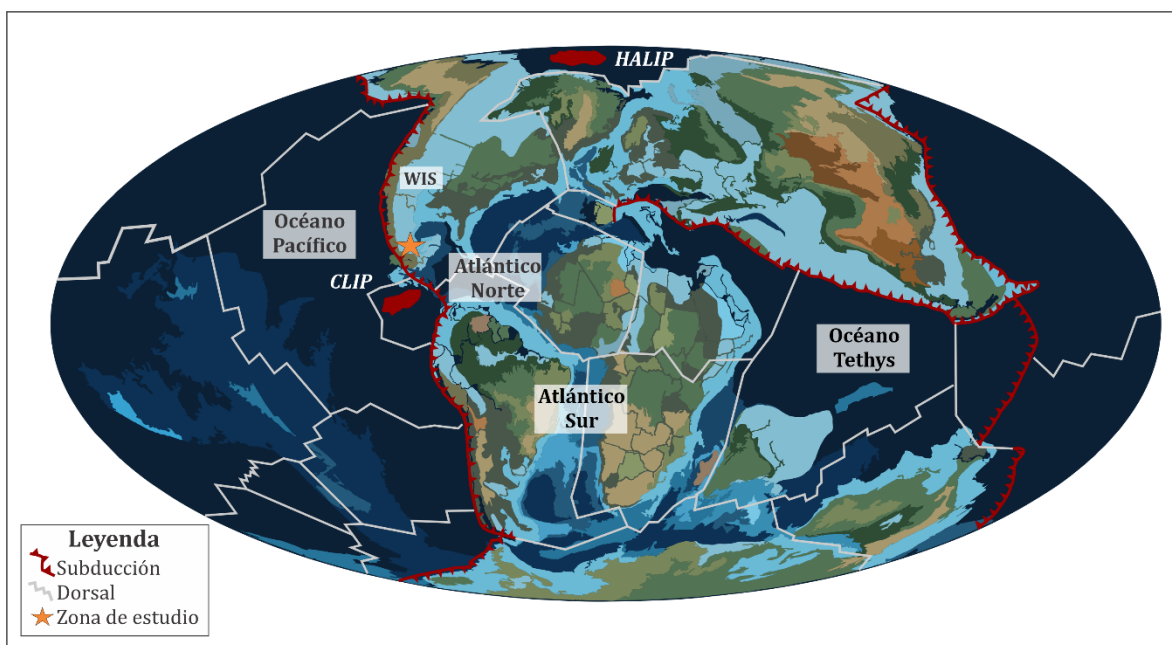


Figura 3.2 Paleogeografía del Cretácico medio (90 Ma) (Müller et al., 2016; Scotese, 2022).

Durante el Cretácico medio–Tardío, debido al rompimiento de Gondwana, la extensión del sistema global de dorsales oceánicas aumentó considerablemente, dando origen a un gran volumen de corteza oceánica (Kerr, 2005). En el dominio Panthalassa continuó la actividad de las dorsales oceánicas entre las placas Pacífico-Izanagi, Pacífico-Farallón y Farallón-Izanagi (Müller et al., 2016). Por otra parte, las dorsales del Atlántico Medio y Sur, que comenzaron su actividad desde hace 100 Ma, continuaron expandiéndose y en el Océano

Tethys-Índico la formación de suelo marino ocurrió a lo largo del margen Oeste de Australia, separando la India y Burma de Australia (Selton et al., 2012). Asimismo, en el hemisferio Sur del planeta se conectaron las dorsales del Oeste de Australia con la dorsal Australia-Antártica y la dorsal India-Antártica con la dorsal África-Antártica.

El emplazamiento de las LIP del Cretácico también contribuyó considerablemente al aumento de la actividad volcánica submarina. En el dominio Pacífico, las tasa de expansión del suelo marino se elevó considerablemente debido al emplazamiento de los LIP Onton-Java (122 Ma), Hikurangi (122 Ma) y Minihiki (123 Ma) (Tejada, 2009; Müller et al., 2016). En el Océano Índico el *plateau* Kerguelen comenzó su actividad hace 118 Ma, mientras que el LIP de Madagascar se formó hace 91.6 Ma asociado al *hotspot* Marion (Storey et al., 1995; Torsvik et al., 1998; Prokoph et al., 2013). Por otra parte, el emplazamiento de la Gran Provincia Ígnea Caribe-Colombia (CLIP) comenzó hace aproximadamente 95.1–92.2 Ma (Snow et al., 2005). La CLIP se formó inicialmente sobre la placa de Farallón como resultado de un *hotspot* oceánico que posteriormente migró hacia la región del Proto-Caribe, entre Norte y Sur América (Kerr, 2005; Selton et al., 2012) (Fig. 3.2). Además, la provincia del Alto Ártico (HALIP), formada en los límites de la cuenca de Canadá (Fig. 3.2), tuvo una actividad prolongada que se distingue por dos emplazamientos: el toleítico, que aconteció de 130 a 80 Ma, y el emplazamiento alcalino, desarrollado de 85 a 60 Ma (Tegner et al., 2011).

El incremento de la actividad magmática oceánica durante el Cretácico medio propició el ascenso del nivel del mar. Particularmente, durante la transición Cenomaniano—Turoniano, el nivel del mar aumentó aproximadamente 200 m por encima del nivel actual (Haq et al., 2014; Scotese, 2022) (Fig. 3.3). Por otra parte, la desgasificación volcánica y submarina aumentaron la concentración de CO₂ en la atmósfera, lo cual condujo al incremento en la temperatura global (~27–29 °C por encima de la temperatura actual; Voigt et al., 2004; Forster et al., 2007^a; Friedrich et al., 2012) y al establecimiento de condiciones extremas de efecto invernadero (Jenkyns, 2003). Consecuentemente, en la mayor parte del planeta predominó un clima cálido y húmedo que favoreció la aceleración del ciclo hidrológico, el intemperismo continental y el flujo de nutrientes hacia las cuencas (Pearce, 2009; Pogge von Strandmann et al., 2013). Además, el vulcanismo submarino y la interacción basalto-

agua también aportaron elementos biológicamente significativos al agua marina (Larson y Erba, 1999; Snow et al., 2005; Leckie et al., 2002; O'Connor et al., 2020). La alta disponibilidad de nutrientes estableció condiciones eutróficas en las masas de agua superficiales del océano e intensificó la productividad marina a escala global, incrementando el flujo de materia orgánica. Posteriormente, la descomposición bacteriana de grandes cantidades de materia orgánica redujo significativamente la concentración de oxígeno disuelto en el agua marina dando como resultado la acumulación y enterramiento de grandes depósitos de carbono (Schlanger y Jenkyns, 1976; Pearce, 2009).

La expresión de los eventos de cambio global acelerado ocurridos durante el Cretácico prevaleció en el registro estratigráfico, geoquímico y biológico de los depósitos sedimentarios de distintas cuencas del mundo. Las exploraciones del Deep Sea Drilling Project (DSDP) realizadas durante la década de 1970 en los océanos Pacífico, Atlántico, e Índico y el Mar Caribe permitieron el descubrimiento de depósitos sedimentarios marinos enriquecidos en carbono orgánico (Schlanger y Jenkyns, 1976; Arthur y Schlanger, 1979). Schlanger y Jenkyns (1976) asociaron estos depósitos a eventos de cambio global acelerado con bajas o nulas concentraciones de oxígeno en el agua marina denominados Eventos Anóxicos Oceánicos (OAE por sus siglas en inglés). Los OAE representan periodos de corta duración (<1 Ma) en los que las masas de agua oceánica intermedias y de fondo fueron característicamente anóxicas-disóxicas, o en algunos casos euxínicas, permitiendo la formación y el enterramiento de depósitos sedimentarios enriquecidos en materia orgánica de origen marino y continental (Schlanger y Jenkyns, 1976; Arthur y Schlanger, 1979; Jenkyns, 1980; 2010; Adams et al., 2010; Núñez-Useche et al., 2014). Estos depósitos sedimentarios presentan característicamente una firma isotópica positiva de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) que refleja variaciones importantes en el ciclo de este elemento.

Los OAE surgieron en respuesta a las perturbaciones en el ciclo del carbono suscitadas por la intensa actividad magmática marina y terrestre que promovió la liberación de altas concentraciones de CO_2 hacia la atmósfera (Mort et al., 2007; Keller et al., 2011; Föllmi, 2012). De manera general, se reconocen tres periodos de OAE durante el Cretácico: (i) el OAE 1, desarrollado durante el Barremiano–Albiano (Schlanger et al., 1987, (ii) el OAE 2

(Cenomaniano–Turoniano) ([Arthur et al., 1987](#)), y (iii) el OAE 3 del límite Coniaciano–Santoniano (Fig. 3.2).

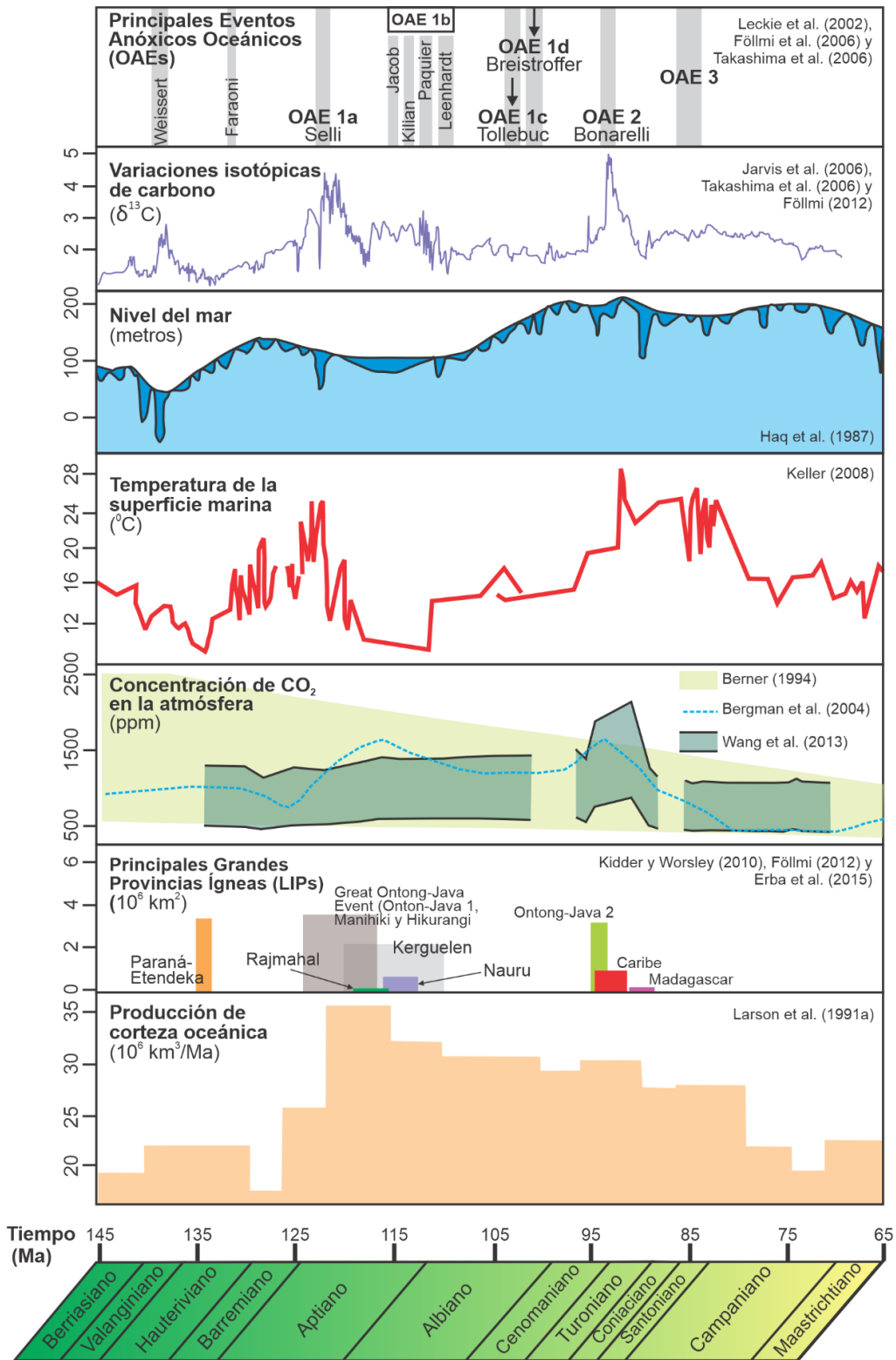


Figura 3.3 Principales cambios globales en las diferentes sistemas terrestres durante el Cretácico. Modificado de Núñez-Useche (2016).

El Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE 2), también reconocido como Evento Bonarelli, se desarrolló durante la transición Cenomaniano–Turoniano, hace 93.5 Ma (con una duración de aproximadamente 600 ka) (Schlanger y Jenkyns, 1976; Arthur et al., 1990) ; Hetzel et al., 2009; Du Vivier, 2014). El OAE 2 es considerado como el evento con mayores perturbaciones globales del Cretácico medio. Los sedimentos depositados durante el OAE 2 se caracterizan por su alto contenido en carbono orgánico, laminación fina, ausencia o poca bioturbación y enriquecimiento de elementos traza (Arthur y Schlanger, 1979). La distribución y la coincidencia temporal de los depósitos enriquecidos en materia orgánica del OAE 2 evidencian la ocurrencia global de este evento (Fig. 3.4). Una característica fundamental de los sedimentos depositados durante el OAE 2 es la excursión isotópica de carbono, la cual tiene una amplitud entre 2–4‰ y tres picos característicos (A, B y C; Fig. 3.5) (Scholle y Arthur, 1980; Arthur et al., 1987; Arthur et al., 1988; Du Vivier, 2014). Esta excursión isotópica positiva de $\delta^{13}\text{C}$ se atribuye al secuestro de carbono isotópico ligero (^{12}C) del ciclo biogeoquímico, debido al incremento en la producción, preservación y enterramiento de materia orgánica.

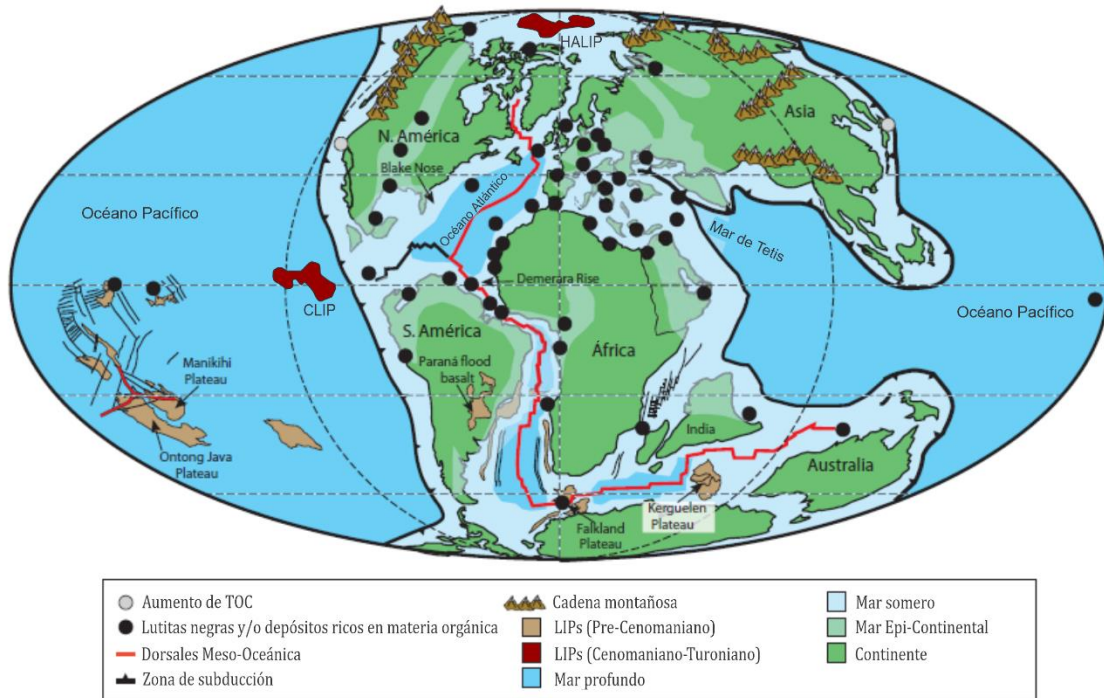


Figura 3.4 Distribución de sedimentos enriquecidos en materia orgánica depositados durante el OAE 2. Tomado y modificado de Takashima et al. (2016).

Numerosos estudios proponen el emplazamiento de la Gran Provincia Ígnea Caribe-Colombia o el LIP del Alto Ártico como el mecanismo principal que propició el desarrollo del OAE 2 (Kerr, 2005; Snow et al., 2005, Kuroda et al., 2007; Turgeon y Creaser, 2008; Tegner et al., 2011; Zheng et al., 2013; Du Vivier et al., 2014; Scaife et al., 2017; Joo et al., 2020). De acuerdo con Adams et al. (2010) el inicio de la actividad de la CLIP comenzó aparentemente 500 ka antes del inicio del OAE 2, con el mayor pulso registrado justo antes la excursión isotópica de carbono, evidenciado por un incremento de los niveles de sulfato marino de origen volcánico. Por otra parte Zheng et al. (2013) demostraron la relación entre el emplazamiento de la provincia HALIP y el OAE 2 mediante una excursión positiva de ϵNd generada por el aporte de Nd radiogénico procedente de la actividad volcánica masiva. Además, la ocurrencia del OAE 2 coincide temporalmente con el desarrollo de la fase toleítica del HALIP (Tegner et al., 2011). Recientemente Eldrett et al. (2014) encontraron una serie de anomalías (enriquecimiento de metales traza máficos) que interpretaron como el registro de la invasión de masas de agua oceánicas bajo la influencia de actividad

hidrotermal submarina procedente del HALIP. Sin embargo, este registro indica que la actividad volcánica del HALIP tuvo lugar después del inicio del OAE 2.

Dentro del marco del OAE 2 se ha reconocido un intervalo breve (~40 ka) de oxigenación en el agua marina con base en datos isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, y la presencia de fauna boreal en los depósitos sedimentarios marinos. Este intervalo es denominado Evento *Plenus Cold* o Zona Béntica (Jefferies, 1962; Gale y Christensen, 1996; Keller y Pardo, 2004; Kuhnt et al., 2005; Keller et al., 2008; Prokoph et al., 2013; Eldrett et al., 2014; Jenkyns et al., 2017; O'Connor et al., 2020). El Evento *Plenus Cold* se caracteriza por una excursión isotópica negativa de $\delta^{13}\text{C}$ entre los picos A y B de la típica excursión positiva que distingue al OAE 2 (Fig. 3.5), y una disminución de CO_2 atmosférico (Barclay et al., 2010; O'Connor et al., 2020). De acuerdo con diversos autores, el incremento en la tasa de enterramiento de carbono orgánico fue el mecanismo principal que ocasionó la disminución del CO_2 atmosférico global dando como resultado el establecimiento de condiciones frías, con temperaturas de hasta 4 °C en las masas de agua ecuatoriales (Arthur et al., 1988; Forster et al., 2007b ; Jarvis et al., 2011; Gale et al., 2018; O'Connor et al., 2020). Además, la disminución de la actividad volcánica y el intemperismo intenso de rocas silíceas también pudieron causar la reducción del CO_2 atmosférico (Turgeon y Creaser; 2008; Pogge von Strandmann et al., 2013; Du Vivier et al., 2014).

Por otra parte, algunos estudios demuestran que la excursión negativa que caracteriza al Evento *Plenus* coincide temporalmente con el empobrecimiento de elementos traza redox sensibles, la disminución en los valores de TOC y un mayor índice de bioturbación (Fig. 3.5) (Keller y Pardo, 2004; Kuhnt et al., 2005; Keller et al., 2008; Prokoph et al., 2013; Eldrett et al., 2014; 2017). Este registro es interpretado como un intervalo de oxigenación denominado Zona Béntica suscitado por la incursión de masas de agua boreales del Hemisferio Norte (Fig. 3.6). La ocurrencia de este evento ocasionó la disminución de la acumulación y enterramiento de materia orgánica (Eicher y Worstell, 1970; Jenkyns et al., 2017; Jarvis et al., 2011). Actualmente, el Evento *Plenus Cold* se ha reconocido únicamente en afloramientos y núcleos del Hemisferio Norte, por lo que aún no se ha esclarecido si representa un periodo de enfriamiento global o el transporte regional de masas de agua frías hacia el sur (Jenkyns et al., 2017; O'Connor et al., 2020).

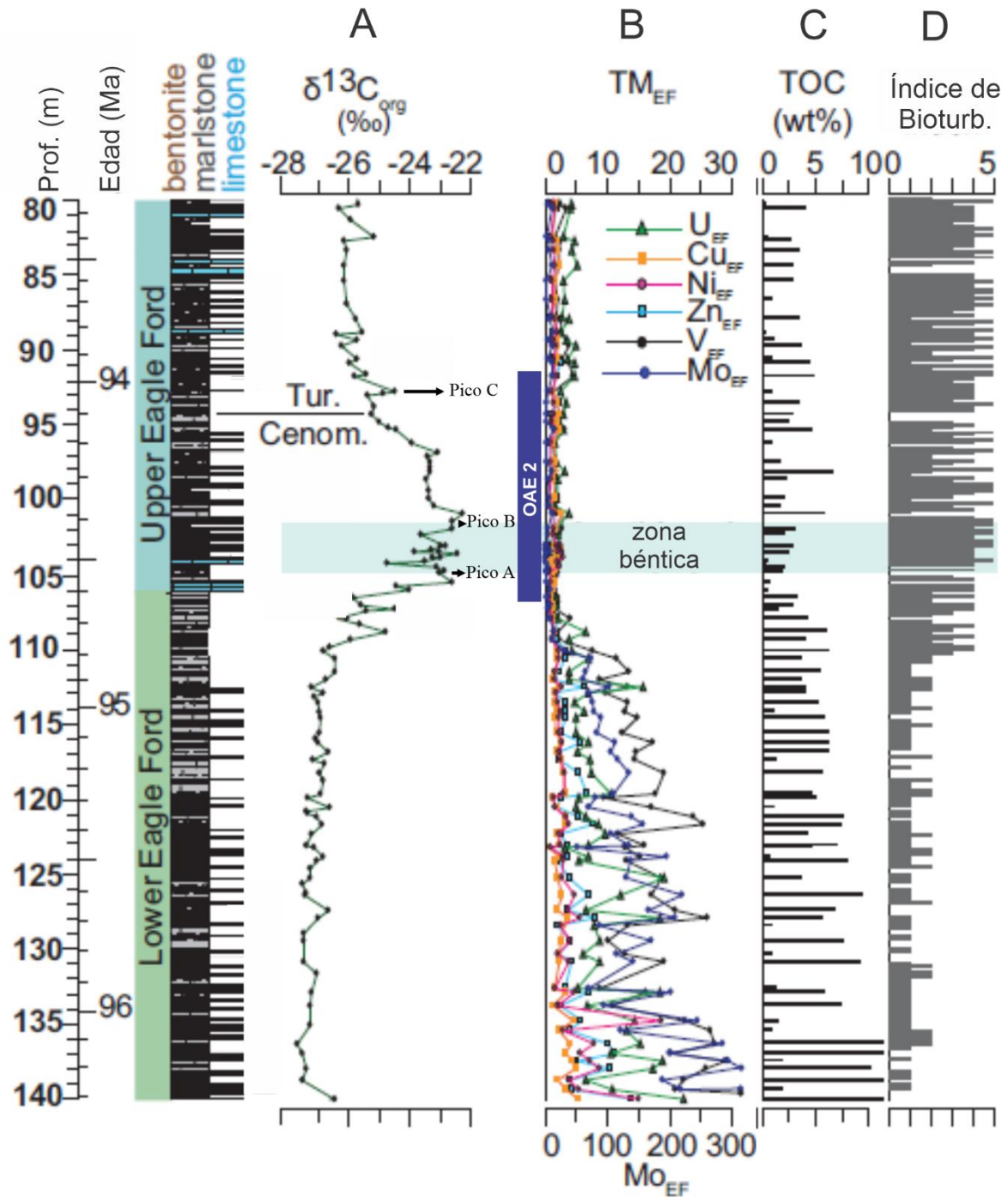


Figura 3.5 Ejemplo del registro del Evento *Plenus Cold* (Zona bántica) en el núcleo Iona-1 ubicado en el sur de Texas. Es posible apreciar (A) la disminución de los valores de $\delta^{13}C$ entre los picos A y B del OAE, (B) disminución de elementos traza redox sensibles, (C) disminución de TOC (wt%) y (D) aumento del índice de bioturbación durante este intervalo. Tomado y editado de Eldrett et al. (2014).

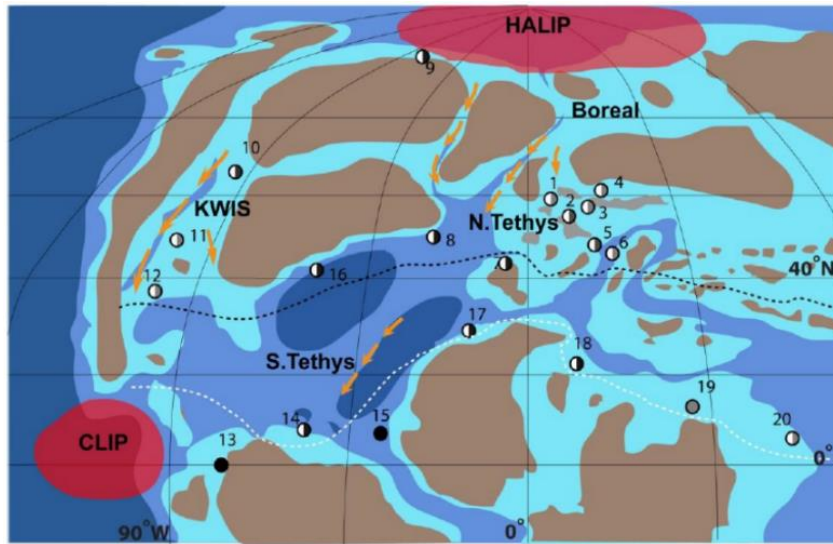


Figura 3.6 Representación paleogeográfica de la incursión de masas de agua boreales hacia el sur durante el *Evento Plenus Cold*. Tomado de Eldrett et al. (2014).



CAPÍTULO 4

MARCO GEOLÓGICO

Yutzil Sarai Peláez Godínez
Tesis de Licenciatura

CAPÍTULO 4. MARCO GEOLÓGICO

En este capítulo se presenta información referente a la evolución geológica del centro de México durante el Mesozoico, detallando cada una de las etapas en las que esta se ha dividido. Adicionalmente, se resumen las principales características de cada una de las unidades que conforman la columna estratigráfica de la cuenca Tampico-Misantla.

4.1 Evolución tectono-estratigráfica del Centro de México durante el Mesozoico

La evolución geológica del Mesozoico de México es el resultado de la interacción de dos grandes sistemas tectono-estratigráficos: el Sistema Mesozoico Atlántico de México (SMAM) y el Sistema Mesozoico Pacífico de México (SMPM) (Goldhammer, 1999; Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018) (Fig. 4.1). La cuenca de Tampico-Misantla, en la cual se enfoca el presente trabajo, forma parte de la región central del SMAM.

El SMAM abarca dos terceras partes del país y está relacionado con la fragmentación del supercontinente Pangea y la apertura del Océano Atlántico (Martini y Ortega-Gutiérrez 2018). El desarrollo del SMAM también estuvo influenciado, en parte, por la subducción de la placa de Farallón por debajo del margen Pacífico de la Placa de Norte América, evento tectónico que propició principalmente el desarrollo del SMPM.

La evolución del SMAM se divide en dos etapas: 1) el subsistema de *rift* del Jurásico Inferior–Medio, representada por la ruptura de Pangea, y 2) el subsistema de deriva y enfriamiento del Jurásico Superior–Cenomaniano, expresada por la subsecuente deriva continental entre Norte América y Sur América. Adicionalmente, se ha reconocido que la evolución del SMAM estuvo marcada por el desarrollo de una etapa de orogenia que prevaleció desde el Turoniano hasta el Eoceno (Fitz-Díaz et al., 2012, 2018; Juárez-Arriaga et al., 2019). A continuación se hace un breve resumen de los principales eventos que caracterizaron cada una de estas etapas.

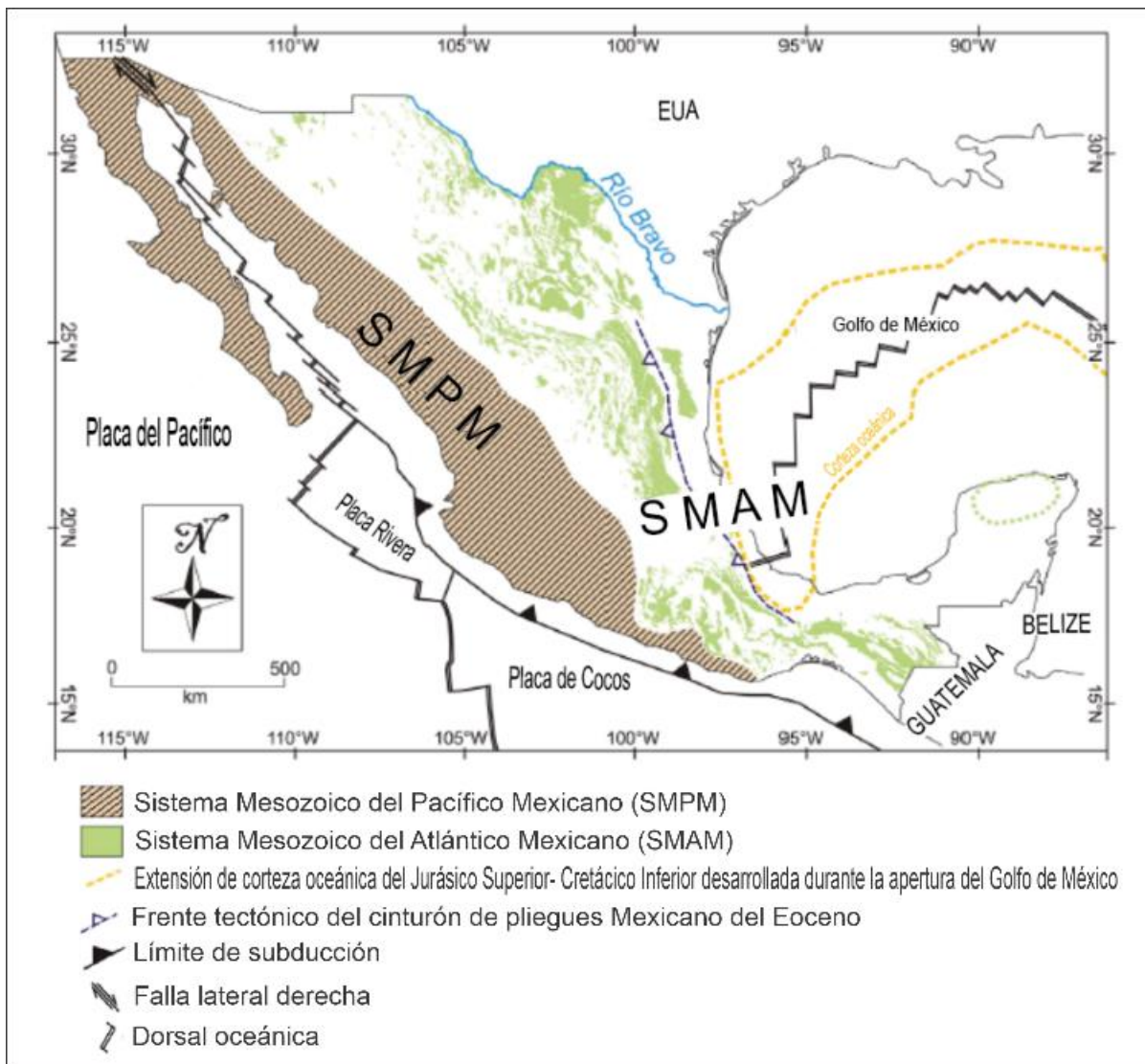


Figura 4.1. Ubicación actual del Sistema Mesozoico del Atlántico Mexicano (SMAM) y del Sistema Mesozoico del Pacífico Mexicano (SMPM). Modificado de [Martini y Ortega-Gutiérrez \(2018\)](#).

4.1.1 Etapa de rift (*Jurásico Temprano–Medio*)

La fragmentación del margen oeste de Pangea y la subsecuente separación entre Norte América y Sur América durante el Jurásico Temprano–Medio marcaron el inicio de la etapa de *rift*. Este evento de expansión con tendencia NO-SE ocasionó el adelgazamiento progresivo de la litósfera, expresado por la actividad ígnea (formación de diques e intrusivos de composición riolítica-andesítica), y el complejo de *horst* y *grabens* que controlaron la distribución y el depósito de sedimentos fluviales-aluviales, marino-

marginales y volcano-sedimentarios (Goldhammer, 1999; Padilla y Sánchez, 2007; Godínez-Urban, 2011). La mayoría de estos depósitos se acumularon en cuencas generadas por fallas transtensionales con tendencia NNO, como la cuenca Tampico-Misantla (Fig. 4.2).

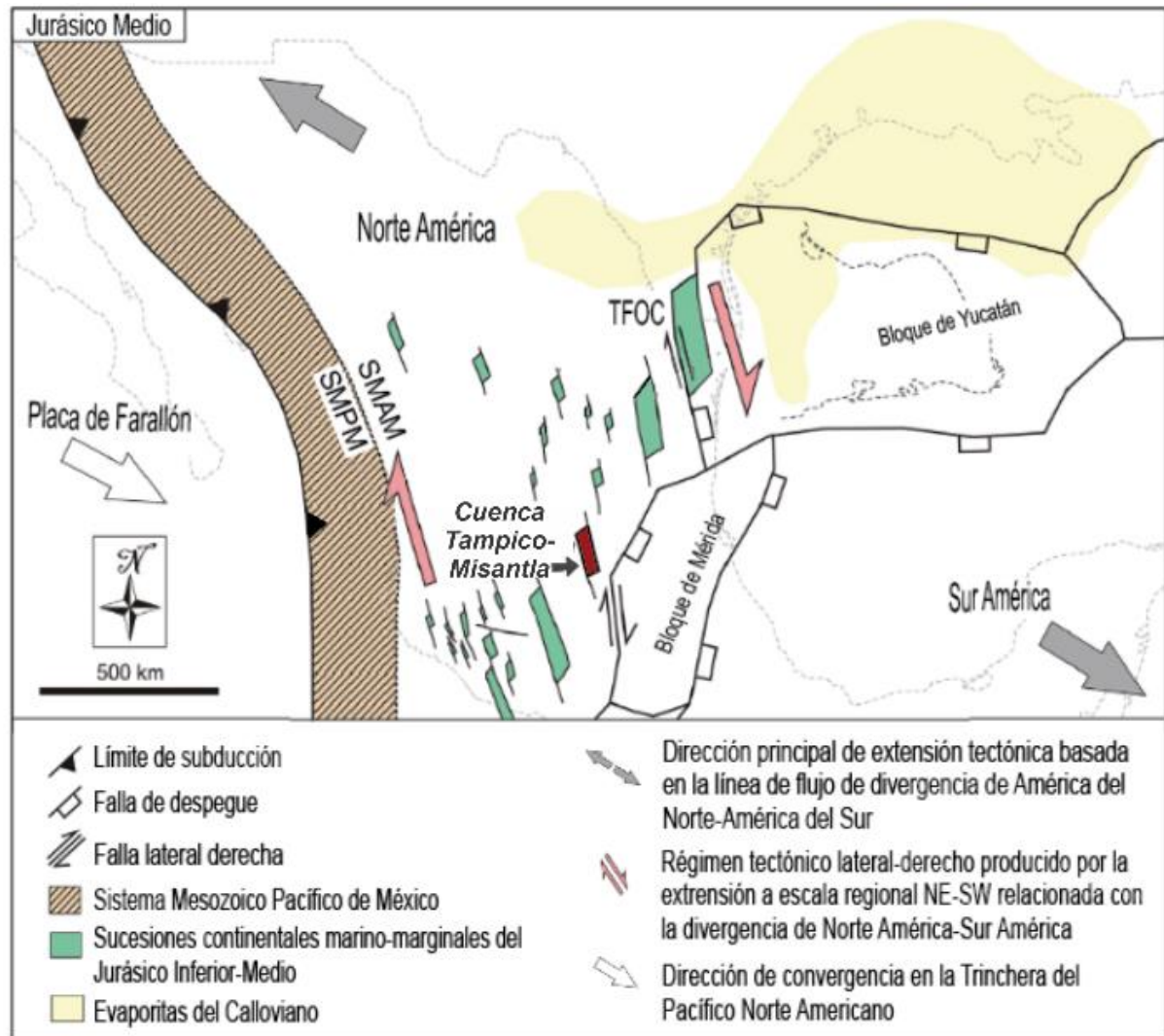


Figura 4.2. Reconstrucción del área del Golfo de México para el Jurásico Medio. Adicionalmente, se muestran las cuencas formadas durante la etapa de *rift*, incluida la cuenca Tampico-Misantla. Modificado de Martini y Ortega-Gutiérrez (2018).

Hacia el Calloviano comenzó la etapa de *rift* en el Golfo de México (Ross y Scotese, 1988; Pindell y Kennan, 2009), que propició el depósito de las evaporitas expuestas al norte, centro y sur del SMAM. La formación de los depósitos evaporíticos favoreció el desarrollo

de plataformas amplias, limitadas por barras olíticas que restringieron la circulación de agua marina (Padilla y Sánchez, 2007); este evento marcó la culminación de la etapa de *rift*.

4.1.2 Etapa de deriva y enfriamiento (Jurásico Tardío–Cenomaniano)

La etapa de deriva y enfriamiento comenzó con la dispersión del piso oceánico en el Golfo de México y la rotación del Bloque de Yucatán durante el Jurásico Tardío. Algunos modelos paleogeográficos indican que la rotación del bloque de Yucatán, 45–60° en sentido antihorario de su posición actual, ocurrió a través de la falla con desplazamiento lateral derecho Tamaulipas-Faja de Oro-Chiapas (Pindell, 1985; Pindell y Kennan, 2009). La actividad volcánica submarina ligada a la dorsal que surgió en el Golfo de México continuó durante el Kimmeridgiano–Tithoniano, cuando aparentemente alcanzó su pico máximo, y terminó a finales del Berriasiano (Marton y Buffler, 1999; Pindell et al., 2021). En general, este escenario propició la circulación del agua marina y con ello el fin de la sedimentación evaporítica.

Durante el Jurásico Tardío–Cretácico se formaron plataformas carbonatadas que bordearon la topografía generada durante la etapa de *rift*. Entre las plataformas se desarrollaron extensas cuencas en las que se acumularon carbonatos pelágicos. Los depósitos conservaron la misma tendencia NNO, por lo que se intuye que no hubo algún cambio significativo en la dirección de la extensión (Martini y Ortega-Gutiérrez 2018). Sin embargo, Goldhammer (1999) propone que, a diferencia de la etapa de *rift*, la evolución estratigráfica durante el Jurásico–Tardío hasta el Cretácico–Temprano estuvo marcada por un evento eustático global, ocasionado por el aumento en el volumen de la producción de suelo marino en el Océano Atlántico y en el Golfo de México.

Durante el Berriasiano, el desplazamiento del bloque de Yucatán y la expansión del suelo oceánico en el Golfo de México cesaron (Goldhammer, 1999), prevaleciendo la subsidencia isostática lenta y el enfriamiento de la corteza. En este punto, la separación entre Norte América y Sur América se concentró en el proto-Caribe, en donde la formación de suelo oceánico continuó (Pindell, 1985). Las condiciones de estabilidad tectónica en el SMAM permitieron la formación de extensas y gruesas plataformas carbonatadas hasta el Turoniano.

4.1.3 Etapa de orogenia (Cenomaniano tardío–Eoceno)

Desde finales del Cenomaniano y principios del Turoniano hasta el Eoceno aconteció la etapa de deformación de las cuencas y plataformas desarrolladas en el Mesozoico. Durante esta etapa ocurrió la reactivación e inversión de fallas que se originaron durante el Jurásico Medio–Cretácico Temprano, y la formación del elemento tectónico definido como Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano (CPCM) (Eguiluz de Antuñano et al., 2000; Padilla y Sánchez, 2007; Fitz-Díaz, 2018).

Actualmente existen dos hipótesis controversiales sobre la causa que propició la formación del CPCM. En el primer escenario, diversos autores proponen que el episodio de deformación es producto de la compresión de la Orogenia Laramide, desde el sureste de Estados Unidos, hacia el norte, centro y sur de México. Esta hipótesis se sustenta en la tendencia y continuidad de las estructuras del CPCM hacia el norte del país y en la edad de formación de ambos orógenos (Goldhammer, 1999; Eguiluz de Antuño et al., 2000; Chávez-Cabello et al., 2009; Padilla y Sánchez, 2007; Cuellar-Cárdenas et al., 2012). No obstante, en un segundo escenario, Fitz-Díaz et al. (2018) proponen que, a pesar de que existe una coincidencia temporal entre la formación de la Orogenia Laramide y el CPCM, los estilos de deformación son distintos: mientras que en la Orogenia Laramide predomina un estilo de deformación de piel gruesa, en el CPCM existen diversos estilos de deformación, predominantemente deformación de piel delgada. En este segundo escenario se propone que la deformación ocurrió en pulsos episódicos que generaron el avance progresivo de la deformación y la sedimentación de oeste a este, explicado por el modelo de cuña orogénica.

En ambos escenarios se propone que la orogenia fue resultado de la convergencia de la Placa de Farallón por debajo del margen Pacífico de la Placa Norteamericana, proceso que paulatinamente dio lugar a un aumento en la tasa de subducción y la disminución del ángulo de subducción, causando mayor deformación a mayor distancia de la zona de la trinchera (Padilla y Sánchez, 2007; Fitz-Díaz et al., 2018). Este suceso también causó el levantamiento tectónico que posteriormente favoreció el cambio de sedimentación carbonatada a clástica en las cuencas de antepaís desarrolladas en el oriente de México.

4.2 Evolución estratigráfica de la cuenca Tampico-Misantla

La cuenca Tampico-Misantla se originó como una fosa tectónica durante el Jurásico Temprano–Medio, en respuesta a la extensión litosférica generada por la separación de Norte América y Sur América (Martini y Ortega-Gutiérrez, 2018). Esta cuenca fue inicialmente denominada como fosa Huayacocotla-El Alamar por Rueda-Gaxiola et al. (1993). Según Eguiluz de Antuñano et al. (2000), la cuenca se localiza en el extremo SE de la provincia fisiográfica Sierra Madre Oriental, entre Tamazuchale y Teziutlan, Puebla.

La columna estratigráfica de la cuenca Tampico-Misantla abarca unidades clásticas de ambiente continental, fluvial y marino-marginal, depositadas durante la etapa de *rift* (Jurásico Temprano–Medio, Formaciones Huizachal, Huayacocotla, Cahuasas y Tepexic), unidades carbonatadas de ambiente marino pelágico, acumuladas durante la etapa de deriva y enfriamiento (Jurásico Tardío–Cretácico, Formaciones Santiago, Tamán, Pimienta, Tamaulipas Inferior, Otates, Tamaulipas Superior y Agua Nueva), y unidades clásticas de ambiente marino, depositadas durante la etapa de orogenia (Turoniano–Eoceno, Formaciones San Felipe y Méndez) (Fig. 4.3). A continuación se describen brevemente las características de cada una de estas unidades:

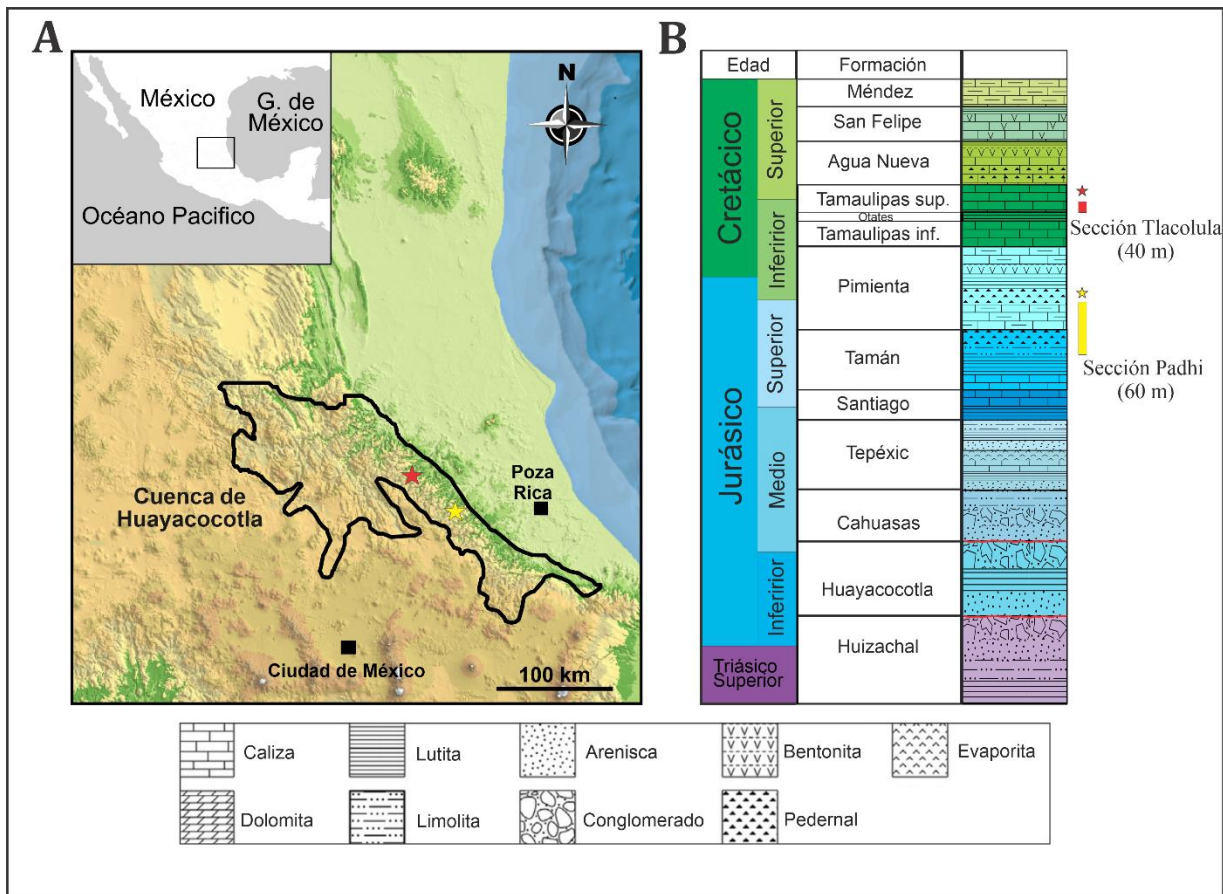


Figura 4.3 A) Mapa del centro de México mostrando la ubicación de la cuenca Tampico Misantla y del sector Huayacocotla y de las secciones estudiadas en la presente investigación. B) Columna estratigráfica sintética de la cuenca Tampico-Misantla para el Mesozoico; se muestra también, de manera esquemática, la posición litoestratigráfica de las secciones Padhi (Tithoniano–Berriasiano) y Tlacolula (Cenomaniano–Turoniano). Modificado de Colín-Rodríguez (2020).

4.2.1 Formación Huizachal (Nórico–Hettangiano)

La primera unidad estratigráfica depositada en la cuenca de Tampico-Misantla fue la Formación Huizachal. Definida por Imlay et al. (1948), la Formación Huizachal está compuesta por lutita calcárea de color rojo con limolita, arenisca de grano fino, arenisca cuarcítica y capas masivas de conglomerado hacia la parte basal. Además, en algunos afloramientos estudiados por otros autores, la Formación Huizachal contiene capas de lava, intrusivos y domos riolíticos (Carrillo-Barvo, 1961; Rueda-Gaxiola et al., 1993; Salvador, 1991; Barboza et al., 1999). El espesor de esta formación es variable, en algunas secciones se registra desde 100 hasta 2200 m, con un promedio de 1000 m en superficie. Diversos

autores asignan esta formación al Triásico Superior (Nórico)–Jurásico Inferior (Hettangiano), con base en relaciones estratigráficas, contenido paleontológico y estudios de palinomorfos (Carrillo-Bravo, 1961; Meiburg et al., 1987; Rueda-Gaxiola et al., 1989). El ambiente de depósito de estos sedimentos se relaciona con la etapa de *rift*, durante la apertura del Golfo de México, representado por la acumulación de sedimentos clásticos derivados de altos estructurales, y la actividad magmática asociada a la extensión litosférica.

4.2.2 Formación Huayacocotla (Sinemuriano–Pliensbachiano)

La Formación Huayacocotla fue inicialmente denominada Lutitas Potrero por Böse en 1898, no obstante, Imlay et al. (1948) renombraron a esta formación con el nombre que prevalece actualmente. Esta formación consiste en una secuencia arrítmica de arenisca y limolita dividida en tres miembros. El miembro inferior está constituido por conglomerado, arenisca y clastos del basamento. Por otra parte, el miembro intermedio está compuesto por conglomerado, arenisca, limolita y lutita, que además se distingue por su contenido de amonites. El miembro superior está conformado por arenisca, limolita, lutita y conglomerado con restos de plantas fósiles de origen continental (Ochoa-Camarillo 1998; PEMEX, 2013). En las distintas localidades en las que aflora esta formación se registran espesores variables de entre 500 y 1000 m (PEMEX 1988). Generalmente sus contactos inferior y superior con las Formaciones Huizachal y Cahuasas son discordantes. Con base en bioestratigrafía de amonites, esta unidad se considera del Jurásico Temprano (Sinemuriano–Pliensbachiano) (Carrillo-Bravo, 1965; Salvador, 1991). La parte basal de la Formación Huayacocotla derivó de un ambiente dominado por corrientes de alta energía que transportaron clastos continentales hacia la cuenca, mientras que los depósitos que yacen sobre la base reflejan condiciones de ambiente marino somero de baja energía que cambia gradualmente hacia un ambiente deltaico fluvial (Salvador, 1991; PEMEX, 2013).

4.2.3 Formación Cahuasas (Aaleniano–Bathoniano)

Inicialmente, las rocas que componen a la Formación Cahuasas se consideraban parte de la Formación Huizachal; sin embargo, Carrillo Bravo (1965) separó y definió formalmente esta unidad conformada por conglomerado, arenisca, limolita y lutita de color rojo.

Salvador (1991) reporta estructuras de estratificación cruzada en las capas gruesas de conglomerado (pobrementemente clasificado) y arenisca. Algunos autores reportan espesores variables de esta unidad, desde pocos metros hasta 1200 m (Carrillo-Bravo, 1965; Salvador, 1991; Ochoa-Camarillo et al., 1999). La edad de esta formación, Jurásico Medio (Aaleniano–Bathoniano), se ha estimado con base en su posición estratigráfica y su relación con las Formaciones adyacentes. La Formación Cahuascal representa el depósito de sedimentos clásticos de ambiente fluvial asociado a una regresión marina durante el inicio del Jurásico Medio.

4.2.4 Formación Tepexic (Bathoniano–Calloviano)

Bonet y Carrillo-Bravo (1961) denominaron formalmente a la Formación Tepexic; sin embargo Imlay (1952) y Erben (1956) la caracterizaron por primera vez. Esta formación está constituida por caliza arenosa, arenisca calcárea, lutita gris y calcarenita, con un espesor variable, pero en promedio de 20 m (Erben, 1956; Cantú-Chapa, 1971). PEMEX (2013), también reporta una composición de packstone-grainstone de oolitas. La Formación Tepexic se ha posicionado en un rango de edad entre el Bathoniano y el Calloviano con base en el estudio de ostreídos, amonites y relaciones estratigráficas (Erben, 1956; Cantú-Chapa, 1971). Las rocas de esta unidad se relacionan con un ambiente de plataforma marina somera, depositadas durante un episodio de transgresión asociada a la apertura del Golfo de México, marcando el cambio de sedimentación clástica a marina.

4.2.5 Formación Santiago (Calloviano–Oxfordiano)

Reyes (1964) y Cantú Chapa (1969 y 1971) describieron a la Formación Santiago como lutita calcárea de color gris-negro que, por sus características distintivas, Cantú-Chapa (1984) dividió en tres horizontes litológicos: 1) capas delgadas de lutita gris oscuro con nódulos de caliza (de 40–70 cm de diámetro), 2) capas delgadas de caliza arcillosa amarillenta y capas de lutita calcárea con nódulos de caliza (de 20–30 cm de diámetro), y 3) capas delgadas de lutita color gris oscuro con intercalaciones de capas delgadas de caliza arcillosa. Para esta unidad se reporta un espesor de 160 m en su localidad tipo (Tamán, San Luís Potosí). Diversos autores han determinado la edad de esta formación con base en

bioestratigrafía de amonites. Por convención, a la Formación Santiago se le asigna una edad de Jurásico Medio (Calloviano)–Superior (Oxfordiano) (Cantú-Chapa 1969, 1971; López-Palomino, 2002; Villaseñor et al., 2004). La composición litológica de la Formación Santiago indica un ambiente marino profundo, en donde los sedimentos fueron depositados durante un evento transgresivo de orden mayor. Debido al alto contenido de materia orgánica, las rocas que componen esta unidad son consideradas generadoras de hidrocarburos (Escalera-Alcocer, 2010).

4.2.6 Formación Tamán (Kimmeridgiano–Tithoniano)

La Formación Tamán fue descrita por primera vez por Heim (1926) como una unidad de caliza microcristalina color negro y estratos de lutita color negro. Posteriormente, Cantú-Chapa (1969) caracterizó a esta formación en su localidad tipo, ubicada en las cercanías del poblado de Tamán, San Luis Potosí, como estratos de espesor grueso de caliza micrítica color negro, alternados con estratos de espesor variable de lutita color gris-negro. Adicionalmente, Pessagno et al. (1987) dividieron informalmente esta unidad en: a) el miembro inferior, conformado por estratos de espesor medio a grueso de caliza micrítica color gris oscuro-negro intercalados con estratos delgados de lutita negra, y b) el miembro superior, compuesto por estratos delgados de caliza micrítica de color negro, alternados con lutita negra y limolita. Estos autores también reportan la presencia de nódulos de caliza de 7.6–9 cm de diámetro. Por otra parte PEMEX (2013) describe a la Formación Tamán como una sucesión de lutita calcárea carbonosa, lutita limolítica con radiolarios calcificados y silicificados, y saccocómidos. El espesor determinado en su localidad tipo es de 1000 m, aunque en otros afloramientos se reportan espesores desde 150 m hasta 600 m. Generalmente el contacto superior e inferior de la Formación Tamán con las Formaciones Santiago y Pimienta es concordante y transicional.

En esta formación, diversos autores han reportado la presencia de abundantes amonites, (géneros *Ataxioceras*, *Virgatosphinctes*, *Taramelliceras*, *Idoceras*, *Glochiceras*, *Ochetoceras*, *Aspidoceras*, entre otros), pelecípodos (género *Aulacomyella*), braquiópodos (género *Rhynchonella*), además de abundantes radiolarios (Heim, 1926; Cantú-Chapa, 1969; 1971; Pessagno et al., 1987). Cantú-Chapa (1971; 1984) asigna esta unidad al Jurásico Superior (Kimmeridgiano–Tithoniano) con base en bioestratigrafía de amonites.

Carrillo Bravo (1961) considera que estas rocas se depositaron en un ambiente de alta energía en los márgenes de una plataforma, mientras que Salvador (1991) sugiere que el ambiente de depósito corresponde a una plataforma abierta. Por otra parte, Pessagno et al. (1987) y PEMEX (2013) asocian las rocas que componen a la Formación Tamán a un ambiente de mar profundo, durante un evento de transgresión marina, en donde prevalecieron condiciones anóxicas. Las condiciones paleoambientales al momento del depósito propiciaron la acumulación de materia orgánica, por lo que esta unidad es considerada una importante generadora de hidrocarburos.

4.2.6 Formación Chipoco (Kimmeridgiano–Tithoniano)

La Formación Chipoco fue descrita inicialmente por Hermoso de la Torre y Martínez-Pérez (1972) como grainstone y mudstone de color gris oscuro alternado con estratos delgados a medianos de lutita calcárea; ocasionalmente presenta laminaciones con fracturas rellenas de cuarzo, calcita y rodocrosita. De acuerdo con Ochoa-Camarillo (1998) se distinguen cuatro unidades con base en núcleos de sondeo y estratigrafía detallada: 1) miembro 1, constituido por caliza manganesífera con intercalaciones de lutita calcárea; 2) miembro 2, compuesto por arenisca calcárea con intercalaciones de lutita calcárea arenosa; 3) miembro 3, constituido por limonita y lutita calcárea con intercalaciones de caliza arcillosa y 4) miembro 4, conformado por una secuencia de caliza interestratificada de forma rítmica con lutita negra. La Formación Chipoco conforma unidades litológicas de gran importancia desde el punto de vista económico ya que en su base se localiza uno de los depósitos de manganeso más grandes del mundo (Álvarez-Romero, 2017). De manera general se reporta un espesor de 200 m para esta unidad. Ochoa-Camarillo et al. (1998) asignan esta unidad al Kimmeridgiano temprano-Tithoniano con base en la presencia del amonite *Idoceras* y *Glochiceras*. Aguayo-Camargo (1977) interpretó que la Formación Chipoco se depositó en un ambiente sedimentario que abarca desde marino somero de plataforma con pendiente suave hasta condiciones marinas profundas de talud con pendiente fuerte. Además, Ochoa Camarillo (1998) considera que el depósito de esta unidad ocurrió en un ambiente de cuenca debido a la acumulación de Mn. Okita (1992) sugiere que la interfase sedimento-agua fue anóxica. Álvarez-Romero (2017) propone un modelo de depósito que involucra

actividad hidrotermal como fuente de Mn y Fe proveniente de las zonas de dorsales oceánicas asociadas al proceso de apertura del Golfo de México en una fase distal.

4.2.7 Formación Pimienta (Tithoniano–Berriasiano/Valanginiano)

Heim (1926) describió por primera vez a la Formación Pimienta, con el nombre de capas o series Pimienta, como una serie de estratos delgados de caliza de color negro con pedernal e intercalaciones de lutita. Posteriormente, Suter (1990) estableció su localidad tipo en las cercanías del poblado La Pimienta, al suroeste de Tamán, San Luis Potosí. PEMEX (1988; 2013) describe a esta formación como mudstone-wackestone arcilloso, de color negro a gris oscuro, dispuesto en estratos con espesor variable (5–30 cm), intercalados con lutita calcárea y laminar de color negro, ricas materia orgánica, con radiolarios, saccocómidos y amonites. Además son comunes con lentes y nódulos de pedernal negro, lutitas bentónicas y lechos de bentonita de color gris a verde. Por otra parte, Suter (1990) dividió a la Formación Pimienta en: 1) caliza micrítica negra, con estratificación delgada e intercalaciones y nódulos de pedernal negro, 2) caliza arcillosa con algunas concreciones esféricas de caliza y 3) lutita, en partes bentónica, de color café-rojizo y verduzco. Hernández-Bernal y Hernández-Treviño (1991) y Martínez-Yáñez et al. (2017) también reportan la presencia de nódulos de pirita. El espesor de esta unidad es variable, en algunas localidades se registra desde 60 m hasta 500m (PEMEX, 1988), al igual que otros autores reportan espesores de 600 m (Pedrazini y Basañez, 1978). El contacto inferior de la Formación Pimienta con la Formación Tamán es transicional y concordante al igual que su contacto superior con la Formación Tamaulipas Inferior.

En esta unidad se reporta la presencia de amonites (géneros *Mazapilites*, *Haploceras*, *Suarites*, *Parodontoceras*, y *Proniceras*) (Cantú-Chapa, 1971), calpionélidos (géneros *Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*, *Crassicollaria*, *Calpionella darderi* y *Tintinnopsella oblonga*) (Aguilera, 1972; Bonet, 1956; Carrillo-Bravo 1961, Salvador, 1991), y restos de equinodermos. Con base en bioestratigrafía de amonites (Cantú-Chapa, 1971) y de calpionélidos (Salvador, 1991) la Formación Pimienta se considera de edad Jurásico Tardío (Tithoniano)– Cretácico Temprano (Berriasiano/Valanginiano).

De acuerdo con diversos autores (Aguilera, 1972; PEMEX 1988; Salvador, 1991), la litología de la Formación Pimienta representa un ambiente de depósito de plataforma externa a cuenca, en condiciones de baja energía, salinidad normal, con condiciones deficientes en oxígeno. Además, el depósito de esta unidad corresponde con un evento transgresivo de orden mayor. La Formación Pimienta se caracteriza por ser una de las principales rocas generadoras de hidrocarburos en las cuencas de Burgos, Tampico-Misantla, Veracruz y del Sureste de México (PEMEX, 1988).

4.2.8 Formación Tamaulipas Inferior (Berriasino–Aptiano)

En el estudio realizado por Stephenson (1922) se describió y denominó por primera vez a la Caliza Tamaulipas, unidad que posteriormente Muir (1936) dividió en tres unidades independientes: 1) Tamaulipas Inferior, del Cretácico Inferior, 2) el Horizonte Otates, que separa estas dos unidades, y 3) Tamaulipas Superior, del Cretácico medio.

La Formación Tamaulipas Inferior está constituida por mudstone y wackestone de color gris y gris oscuro con abundantes microfósiles planctónicos, con bandas y lentes de pedernal gris oscuro a negro e intercalaciones de lutita negra laminar (PEMEX, 1988; Goldhammer, 1999). La parte basal de esta formación está constituida por estratos de packstone-grainstone oolítico, bioclástico e intraclástico y caliza pelágica (PEMEX, 2013). Estos estratos están sobreyacidos por caliza con algunos horizontes bentoníticos, los cuales cambian de forma gradual a estratos de caliza menos arcillosa (PEMEX, 2013). La Formación Tamaulipas Inferior tiene espesores de 300 a 500 m en superficie. La edad de esta formación, Berriasino–Aptiano, está sustentada en su posición estratigráfica y el estudio de distintas especies de microfósiles (Longoria, 1975; Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente, 1989; Barboza-Gudiño et al., 2004). Los sedimentos que componen esta formación representan un ambiente de depósito marino abierto, con baja energía y condiciones estables. Echanove-Echanove (1988) señala que la presencia de carbonatos finos sugiere un ambiente de transgresión marina, con subsidencia lenta y continua, que marca el inicio del desarrollo de grandes plataformas carbonatadas, dominantes durante el Cretácico.

4.2.9 Formación Otates (Aptiano)

La Formación Otates, también denominada Horizontes Otates, fue descrita y caracterizada por Muir (1936). La litología de esta unidad consiste en mudstone a wackestone arcilloso y aparentemente carbonoso, de color gris oscuro a negro, con intercalaciones de lutita café oscuro, laminares y calcáreas, además también se reportan capas de pedernal (comúnmente hacia la cima de la formación), e intercalaciones de bentonita color gris y verde (PEMEX, 1988). El espesor de la Formación Otates varía desde pocos centímetros hasta 25 m en algunas localidades. A esta unidad se le asigna una edad de Aptiano medio–tardío. Además, con base en el contenido de fósiles pelágicos y el estudio de microfacies, se infiere que la Formación Otates se depositó en un ambiente de cuenca, durante un rápido aumento del nivel del mar (Castro y Martínez, 1977; Padilla y Sánchez, 2007; PEMEX, 2013).

4.2.10 Formación Tamaulipas Superior (Albiano–Cenomaniano)

Como se mencionó anteriormente, la Formación Tamaulipas Superior fue separada de la unidad denominada Caliza Tamaulipas por Muir (1936), quien describió a esta formación como estratos de espesor grueso de caliza blanca con pedernal blanco, sobreyacidos por estratos de caliza gris oscuro con pedernal negro. Hacia la cima de la unidad, Muir (1936) reporta caliza blanca con pedernal blanco, además, este mismo autor estableció la localidad tipo de esta unidad en el Cañón de la Borrega, Tamaulipas. Por otra parte, diversos autores describen a esta formación como estratos de espesor medio grueso de mudstone-wackestone de color gris claro a crema, con nódulos y bandas de pedernal de color gris-negro, que alterna con estratos delgados de caliza arcillosa y capa laminares de marga, además de estratos de lutita y lutita calcárea de color gris-negro (PEMEX, 1988; Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente, 1989; Santamaría et al., 1991; Barboza-Gudiño et al., 2004). Adicionalmente, PEMEX (1988) reporta la presencia de bentonita en esta formación. En las distintas localidades en las que aflora esta unidad se reportan espesores variables de entre 60 y 400 m. El contacto inferior y superior de la Formación Tamaulipas Superior con la Formación Otates y la Formación Agua Nueva es concordante.

La Formación Tamaulipas Superior se caracteriza por su alto contenido de microfósiles; se han reportado distintos foraminíferos bentónicos y planctónicos (géneros: *Oligostegina*,

Nummuloculina, *Dictyoconus*, *Bonetocardiella*, *Stomoisphaera*, *Globigerinelloides*, especies: *G. maridalensis*, *Ticinella primulla*, *Orbitolina texana*, entre otros), calpionélidos, nanocónidos, radiolarios (Santamaría et al., 1991, Ángeles-Villeda et al., 2005). Además, también se reporta la presencia de equinodermos y pelecípodos (Carrillo-Bravo, 1961, Santamaría et al., 1991).

La edad de la Formación Tamaulipas Superior es considerada Albiano–Cenomaniano, misma que se ha determinado con base en su contenido de microfósiles, así como su posición estratigráfica (Carrillo-Bravo, 1961; PEMEX, 1988). El depósito de los sedimentos que conforman a esta formación ocurrió en un ambiente de plataforma externa a cuenca, con moderado aporte de material terrígeno y volcánico (PEMEX, 1988; Manjarrez-Hernández y Hernández de la Fuente, 1989). Por otra parte, Barboza-Gudiño et al. (2004) interpretan un ambiente de depósito nerítico profundo, con buena oxigenación y un aporte cíclico y constante de sedimentos terrígenos.

4.2.11 Formación Agua Nueva (Cenomaniano–Turoniano)

La Formación Agua Nueva fue inicialmente estudiada como parte de la Formación San Felipe por Muir en 1910, posteriormente Stephenson (1922 en Muir, 1936) separó y caracterizó esta unidad. De acuerdo con la descripción realizada por PEMEX (1988), la Formación Agua Nueva está compuesta por estratos de composición mudstone-wackestone con nódulos de pedernal, alternados con estratos de mudstone-wackestone arcilloso y lutita laminar carbonosa con mudstone carbonoso, además de marga bentonítica y lechos de bentonita de color verde, con presencia de lentes y nódulos de pedernal de color negro. Blanco-Piñón et al. (2014), dividen a la Formación Agua Nueva, muestreada en Xilita, San Luis Potosí en dos facies calcáreas: 1) caliza oscura y laminada con restos esqueléticos de holósteos, dientes de tiburón y escamas de teleósteos, lentes de pirita sedimentaria y alto contenido en materia orgánica, y 2) caliza de color gris claro no laminada, bioturbada y con bajo contenido de materia orgánica. El espesor de la Formación Agua Nueva es variable, en algunos afloramientos se reportan desde pocos centímetros hasta 30 m, e incluso se encuentran espesores de 280 m. Con base en el contenido de fósiles y su posición estratigráfica, esta unidad se asigna al Cretácico Tardío, Cenomaniano–Turoniano.

La litología y fauna que componen a la Formación Agua Nueva sugieren un ambiente de depósito de cuenca, aunque algunos autores también proponen ambientes variables de plataforma externa a cuenca (PEMEX 1988). El depósito de esta unidad marca el pico de la transgresión marina que ocurrió durante el Cretácico medio (Goldhammer, 1999), en un ambiente de baja energía y deficiente en oxígeno. Esta última condición paleoambiental presumiblemente se relaciona con el evento global denominado Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE 2, por sus siglas en inglés, o Evento Bonarelli) (Blanco-Piñón et al., 2014; Núñez-Useche et al., 2016, Colín-Rodríguez, 2020). Debido a que las condiciones paleoambientales favorecieron el depósito y preservación de una gran cantidad de materia orgánica, la Formación Agua Nueva es considerada una importante roca generadora de hidrocarburos.

4.2.12 Formación San Felipe (Cenomaniano–Campaniano)

Inicialmente Jeffreys (1910, en Muir 1936) describió a la Formación San Felipe como parte de la Formación Agua Nueva, posteriormente Stephenson (1922 en Muir, 1936) separó esta unidad, y Muir (1936) definió y describió formalmente a esta formación. De acuerdo con diversos autores, la Formación San Felipe está conformada por caliza, lutita de color gris, caliza arcillosa, marga con coloración gris y verde, además de lutita bentonítica con escasos nódulos de pedernal, nódulos de pirita y toba (Padilla y Sánchez, 1978; López-Ramos, 1979; PEMEX, 1988; Sohl et al., 1991; Santiago-Carrasco et al., 2000). El espesor de esta unidad varía en las distintas localidades en las que se ha registrado; en algunos sitios se reportan desde unos pocos metros hasta 330 m. La edad de la Formación San Felipe se ha establecido como Cenomaniano tardío–Campaniano temprano con base en relaciones estratigráficas, la presencia de microfósiles, y geocronología U-Pb. La Formación San Felipe se depositó en un ambiente de mar abierto de baja energía, con influencia de material terrígeno. Esta unidad representa una transición paulatina de caliza masiva a estratos de lutita y marga, depositadas en un ambiente de base de talud y cuenca somera (Siebertz, 1988), con influencia de actividad volcánica que ocurrió en el margen occidental de Norteamérica (Velasco-Tapia, et al., 2016).

4.2.13 Formación Méndez (Campaniano–Maastrichtiano)

La Formación Méndez fue inicialmente descrita por [Jeffreys \(1910\)](#). De acuerdo con [Carrillo-Bravo \(1961\)](#), esta unidad está conformada por lutita y marga de color gris-gris verdoso, dispuestas en estratos medianos y gruesos, además son comunes las capas delgadas de bentonita blanca. En general, esta unidad tiene espesores gruesos; en los afloramientos estudiados por otros autores se reportan valores desde 100–300 m hasta 1000 m de espesor. La edad asignada a esta formación, con base en su contenido fosilífero y su posición estratigráfica, es Cretácico Tardío (Campaniano–Maastrichtiano). [Ifrim et al. \(2005\)](#) propusieron que la abundancia de foraminíferos planctónicos en los estratos de marga sugieren un ambiente de depósito marino abierto, que cambió hacia un ambiente nerítico durante el Maastrichtiano. Por otra parte, [PEMEX \(1988\)](#) sugiere que esta formación representa un ambiente de anfosa en mar abierto con sedimentación tipo *flysch*, que evolucionó a brechas de talud en las cercanías con el borde de plataforma.

CAPÍTULO 5

MATERIALES Y

METODOLOGÍA



Yutzil Sarai Peláez Godínez
Tesis de Licenciatura

CAPÍTULO 5. MATERIALES Y MÉTODOLOGÍA

En este capítulo se presenta la ubicación de las secciones estratigráficas estudiadas y se describen brevemente sus principales características sedimentológicas, petrográficas y geoquímicas. También se describe la metodología utilizada, su fundamento teórico, la manera como se aplicó para la obtención de las concentraciones geoquímicas, y la forma en la que se procesaron los datos. Finalmente, se declaran los indicadores paleoambientales empleados en la interpretación.

5.1 Materiales

5.1.1 Localización de las secciones estudiadas

En este trabajo se investigaron dos secciones estratigráficas: la sección Padhí, correspondiente a la transición Jurásico–Cretácico (Tithoniano–Berriasiano), y la sección Tlacolula, del Cretácico Superior (Cenomaniano–Turoniano). Ambas secciones localizadas dentro del sector Huayacocotla (Sierra Madre Oriental), centro de México (Fig. 5.1), que corresponde a la porción más occidental de la cuenca Tampico-Misantla.



Figura 5.1 Ubicación de las secciones Padhi y Tlacolula dentro del sector Huayacocotla (Martínez Yáñez et al., 2017).

La sección Padhi se localiza en la parte centro-este del Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras Mexicano, en la parte sureste del sector Huayacocotla (Fig. 5.1). Particularmente, se ubica en el municipio de Huehuetla, estado de Hidalgo, en las coordenadas $20^{\circ} 24' 37''$ N, $98^{\circ} 07' 37''$ W. Esta sección aflora a lo largo de la carretera federal 53, entre los poblados San Clemente y Los Planes, sobre la ladera S-SE del cerro El Padhi (Fig. 5.2).

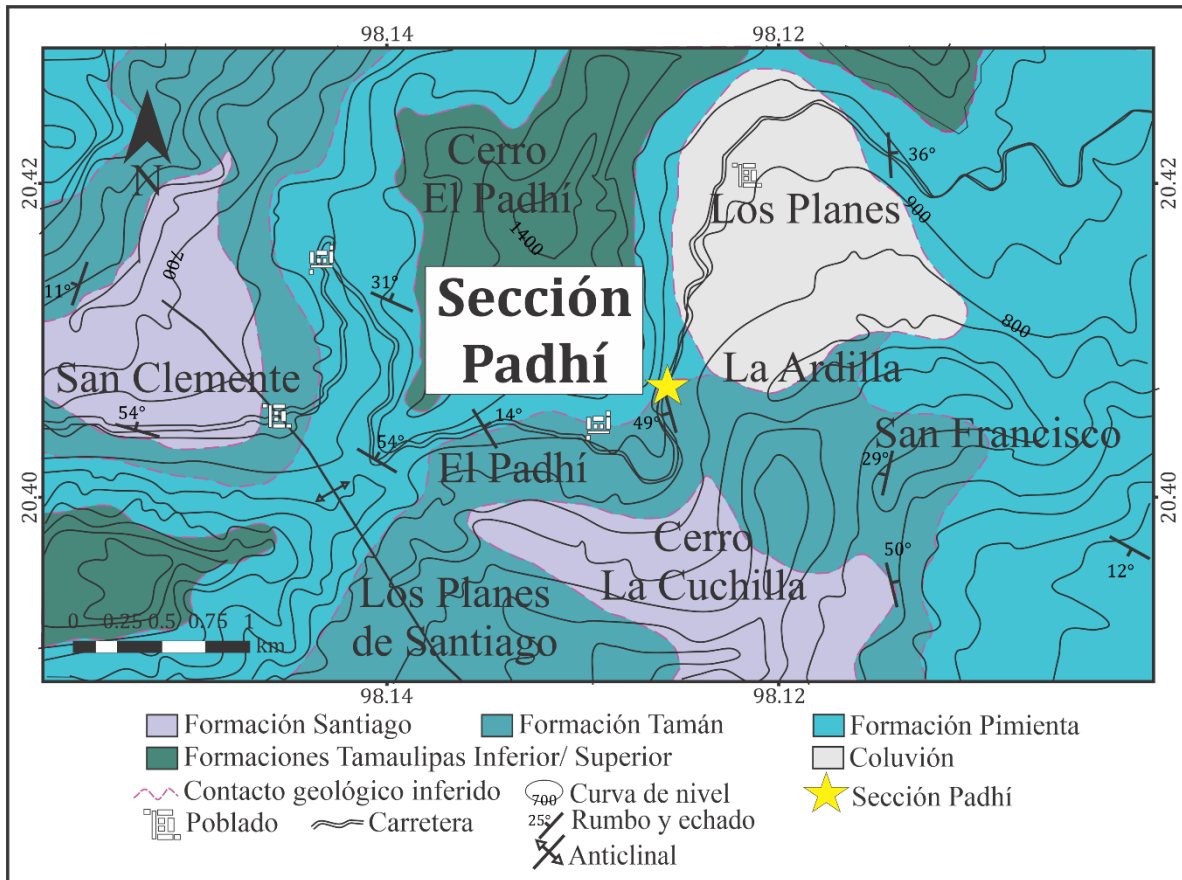


Figura 5.2 Mapa geológico mostrando la ubicación de la sección Padhí, modificado de la Carta Geológica Minera F14-D73 (SGM, 2004).

La sección Tlacolula se localiza en la parte centro-este del sector Huayacocotla. Particularmente, se ubica en cercanías del poblado Tlacolula, al noreste del estado de Hidalgo, en las coordenadas geográficas $20^{\circ} 49' 03''$ N, $98^{\circ} 30' 15''$ W. La sección aflora sobre la vialidad Tianguistengo-Yatipán que divide a los poblados de Tlacolula y Pahuatitla (Fig. 5.3).

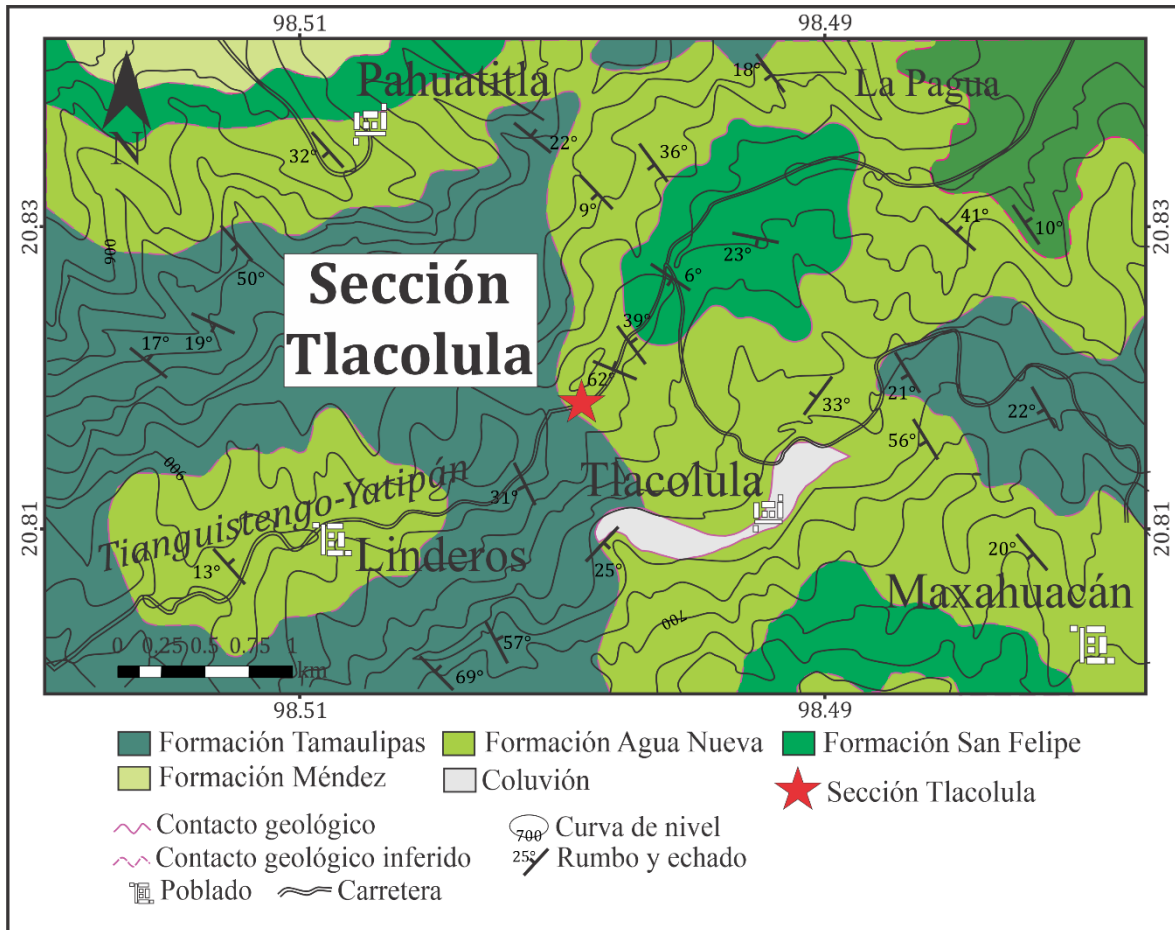


Figura 5.3 Mapa geológico mostrando la ubicación de la sección Tlacolula, modificado de la Carta Geológica Minera F14-D52 (SGM, 2005).

5.1.2 Principales características de las secciones Padhí y Tlacolula

La sección Padhí fue previamente estudiada por Martínez-Yáñez (2015) y Martínez-Yáñez et al. (2017). Estos trabajos evidenciaron que el afloramiento está compuesto por las Formaciones Tamán, Pimienta y Tamaulipas Inferior, y que este abarca la transición Jurásico–Cretácico. Mediante bioestratigrafía de calpionélidos, estos autores determinaron que la sección comprende desde la zona de *Crassicollaria* (Tithoniano) hasta la zona de *Calpionellopsis* (Berriasiano superior). En la presente investigación se estudian los primeros 60 m de dicha sección, correspondientes a 5.5 m de la Formación Tamán y 54.5 m de la Formación Pimienta. La Formación Tamán está compuesta por estratos medianos de caliza gris oscuro con abundantes microfósiles que alternan con capas medias a gruesas de lutita calcárea de color negro, estratos medios de limolita amarilla-café, y también se

distinguen horizontes delgados de bentonita. La Formación Pimienta se caracteriza por estratos medios a delgados de caliza arcillosa de color gris oscuro, y lutita calcárea de color negro. Hacia la parte inferior de la formación se encuentran capas delgadas de bentonita y dolomía.

La base de la sección (5 m), que corresponde a la transición entre las Formaciones Tamán y Pimienta, es un intervalo enriquecido en materia orgánica (TOC: 0.4–3.9%), dominado por packstone-wackestone de radiolarios, comunes fragmentos de saccocómidos, pelecípodos y filamentos (Fig. 5.4). Datos indican que este intervalo fue acumulado bajo condiciones eutróficas-anóxicas (bajo índice de bioturbación: 0–1, presencia de framboides de pirita con diámetros entre 5 y 7.5 μm , abundancia de radiolarios y filamentos, y enriquecimiento en elementos traza sensibles a condiciones redox –U, V y Mo–, y a productividad marina –Ni, Cu y Zn–), y con influencia de un clima húmedo (valores altos del Índice de Alteración Química, CIA por sus siglas en inglés). Además, según [Martínez-Yáñez \(2021\)](#), presenta un enriquecimiento en mercurio que podría estar relacionado con la influencia de la actividad volcánica submarina de la dorsal del Golfo de México. No obstante, este último aspecto es aún muy especulativo.

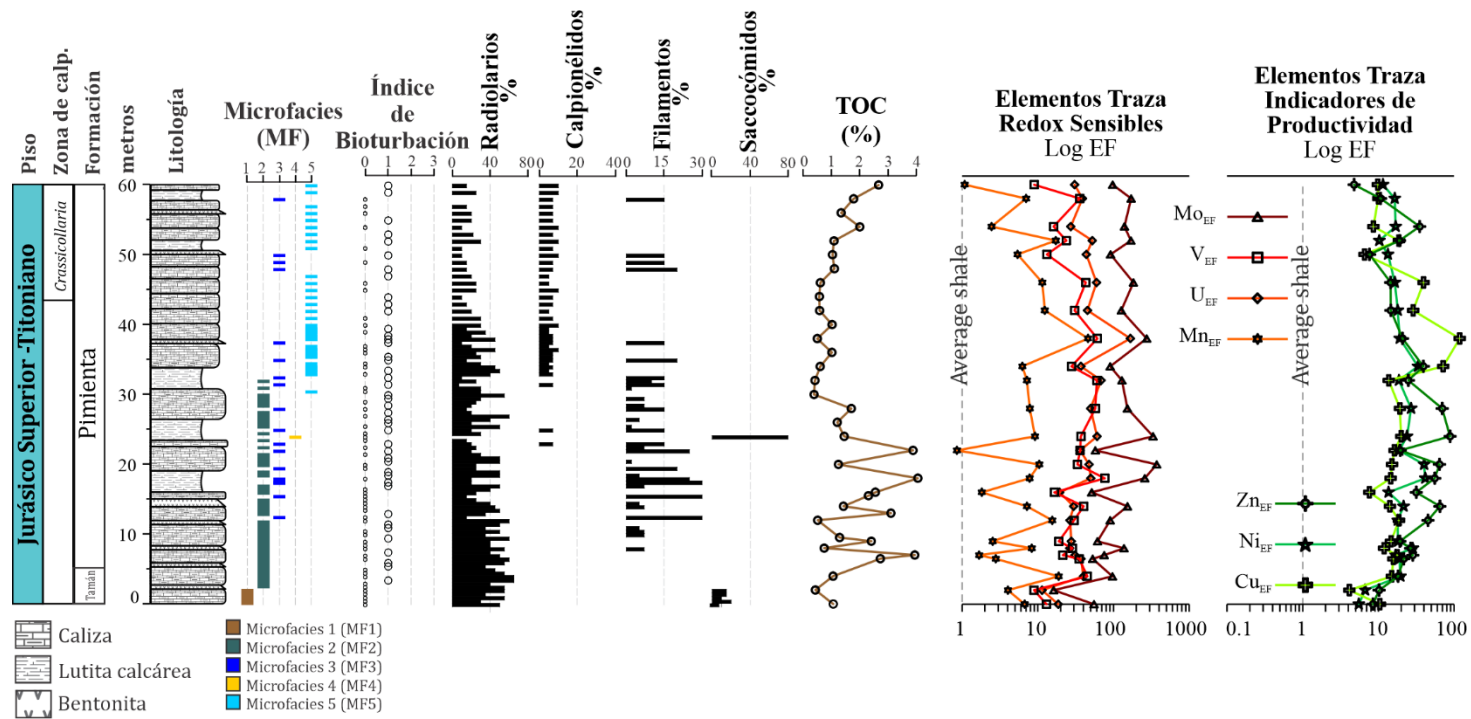


Figura 5.4 Columna estratigráfica de la sección Padhí: microfacies (MF), índice de bioturbación (escala de [Taylor y Goldring, 1993](#)), variaciones de abundancia de organismos (%), TOC (%), y factores de enriquecimiento (Log EF) de elementos traza redox sensibles e indicadores de productividad. Microfacies: MF1: Wackestone/packestone laminado de radiolarios-saccocómidos, MF2: Packestone/wackestone laminado de radiolarios, MF3: Wackestone laminado de filamentos-radiolarios, MF4: Packestone/grainstone de saccocómidos y MF5: Wackestone laminado de radiolarios/packestone con calpionélidos. Modificado de [Martínez-Yáñez \(2021\)](#)

Por otra parte, la sección Tlacolula fue descrita y caracterizada inicialmente por [Colín-Rodríguez \(2020\)](#), quien identificó las Formaciones Tamaulipas Superior y Agua Nueva del Cretácico Superior. La edad de esta sección fue determinada por medio de bioestratigrafía de foraminíferos planctónicos, comprendiendo desde la zona de *Rotalipora cushmani* (Cenomaniano superior) hasta la zona de *Dicarinella concavata* (Coniaciano inferior). En este trabajo se estudian los primeros 40 m de dicha sección, correspondientes a la parte superior de la Formación Tamaulipas Superior. Esta unidad está compuesta por estratos de espesor medio a grueso de caliza color negro-gris con lentes y nódulos de pedernal, así como nódulos de pirita. Estos estratos se encuentran intercalados con capas delgadas de lutita calcárea color negro y estratos muy finos de bentonita color verde.

La base de la sección (9 m) corresponde a un intervalo enriquecido en materia orgánica (TOC: 0.1–3.3%), compuesto por mudstone-wackestone laminado con radiolarios, foraminíferos planctónicos y filamentos (Fig. 5.5). La evidencia sugiere que este intervalo se depositó bajo condiciones deficientes en oxígeno (bajo índice de bioturbación: 0–1, presencia de framboides de pirita y enriquecimiento en elementos traza sensibles a condiciones redox –U, medido con un escintilómetro portátil RS-125; V y Mo, concentraciones medidas con un equipo portátil de fluorescencia de rayos X–). La presencia de radiolarios y filamentos es indicativa de acumulación bajo condiciones de alta productividad. Además, las variaciones isotópicas de carbono señalan que este se depositó durante el inicio del Evento Anóxico Oceánico 2 (OAE 2). Sin embargo, cuestiones claves como las condiciones climáticas, el grado de intemperismo, niveles nutricionales y la influencia de la actividad volcánica asociada a la Gran Provincia Ígnea de Caribe-Colombia (CLIP) aún quedan por esclarecer.

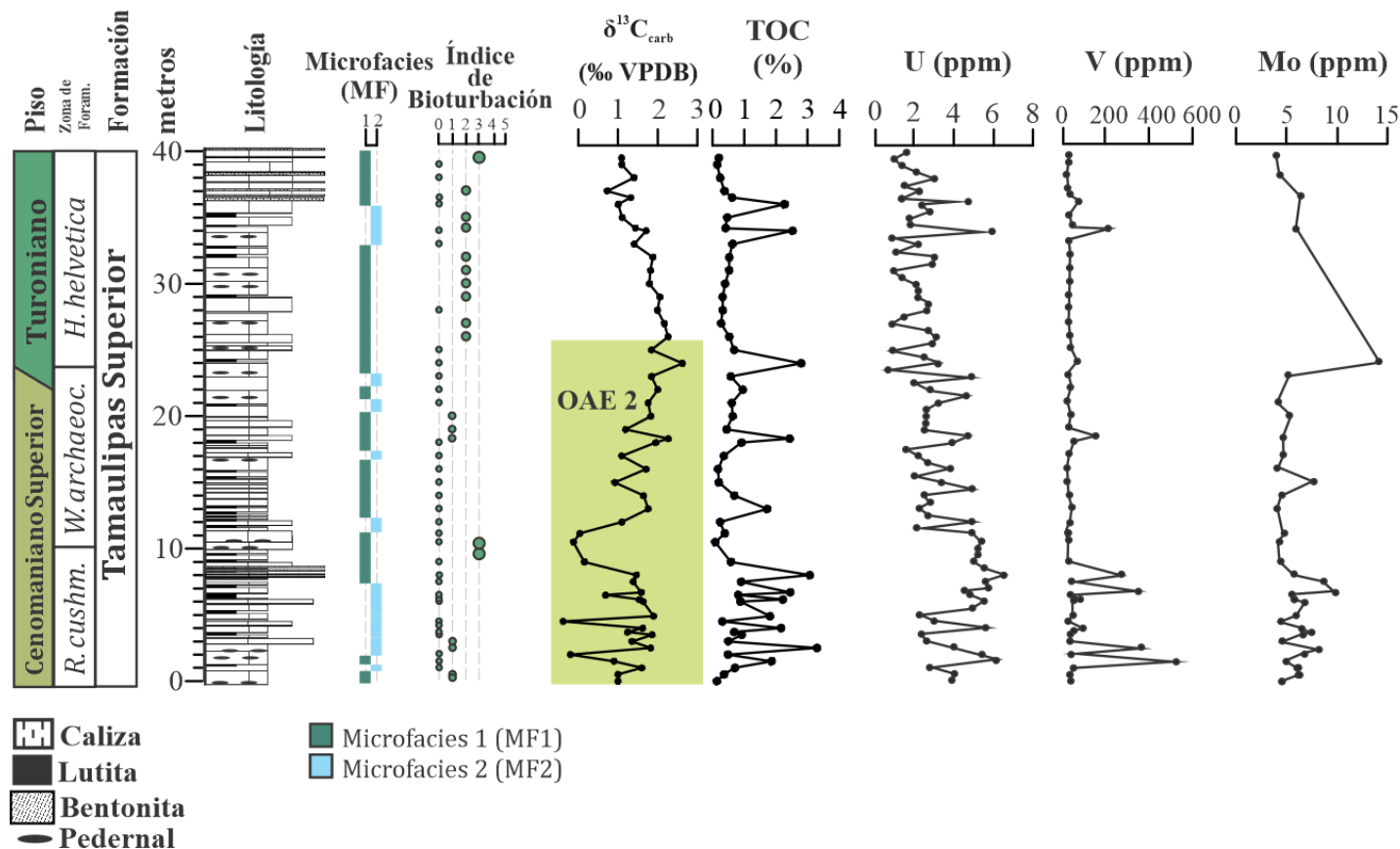


Figura 5.5 Columna estratigráfica de la sección Tlacolula: microfacies (MF), índice de bioturbación (escala de Taylor y Goldring, 1993), y variaciones de abundancia de organismos (%), $\delta^{13}C_{carb}$ (‰), TOC (%), y contenido de elementos traza redox sensibles (ppm). Microfacies: MF1: Mudstone-wackestone laminado con abundantes foraminíferos planctónicos y horizontes de filamentos y MF2: Packestone-wackestone con abundantes radiolarios. El recuadro verde marcado en la curva de $\delta^{13}C_{carb}$ corresponde a la excursión isotópica positiva del Evento Anóxico Oceánico (OAE 2). Modificado de Colín-Rodríguez (2020).

5.2 Metodología

5.2.1. *Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente*

La Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS, por sus siglas en inglés) es una técnica analítica multielemental mediante la cual es posible determinar cualitativa y cuantitativamente los elementos químicos que componen una muestra. Esta técnica también permite conocer relaciones de isótopos estables y radiogénicos (Taylor, 2001). El sistema ICP-MS, desarrollado por Houk en 1983, está compuesto por tres partes elementales: 1) una fuente de ionización, 2) un espectrómetro de masas y 3) un detector.

En un análisis de ICP-MS, inicialmente una muestra es introducida a un nebulizador, donde es transformada a un aerosol. Después, la muestra es transportada por medio de la antorcha hacia el plasma, el cual es calentado a una temperatura entre 6000–8000 K mediante una corriente de radiofrecuencia que induce un campo magnético oscilante en el tiempo. Al ingresar al plasma, la muestra es vaporizada, atomizada y ionizada (Wilschefski y Baxter, 2019). Posteriormente, la muestra es extraída en una interfaz de alto vacío ($\sim 7 \times 10^{-5} - 1 \times 10^{-3}$ Pa) y luego es analizada en el espectrómetro de masas, donde los iones son separados selectivamente de acuerdo a la relación masa/carga (m/z) (Gross, 2017). Debido a que la mayoría de los iones tienen una carga $z=1$, la relación masa/carga se reduce a la masa atómica (Schönbächler, 2016), de esta forma se pueden caracterizar los elementos que componen una muestra. Finalmente, los iones son transportados hacia un detector que genera un espectro de masas característico para cada elemento.

La técnica ICP-MS permite caracterizar una amplia variedad de muestras en estado sólido, líquido o gaseoso. En el campo de Ciencias de la Tierra es posible analizar muestras de rocas, sedimentos, suelo, plantas o materia orgánica, entre otros analitos (Schönbächler, 2016). Esta técnica analítica destaca en el campo de geoquímica por su capacidad para identificar y cuantificar la mayoría de los elementos químicos existentes (Fig. 5.4), aunado a que es una técnica de alta sensibilidad, pues es posible realizar análisis de elementos traza y ultra traza, aún con una cantidad mínima de muestra. Además, el espectro producido en el análisis ICP-MS es más simple en comparación con el obtenido por otras técnicas y los resultados se adquieren con gran rapidez.

En este estudio, la técnica ICP-MS se aplicó a 82 muestras (26 muestras de la sección Padhí y 56 muestras de la sección Tlacolula). Para ello, fragmentos de roca fresca de 1–2 cm de longitud se pulverizaron con mortero y pistilo de ágata. El material pulverizado se analizó en Activation Laboratories, Canadá, utilizando un espectrómetro de masas Perkin Elmer Sciex ELAN 6000. Las muestras fueron analizadas por medio del paquete analítico Ultratrace 6, que incluye el tratamiento de 0.25 g de muestra pulverizada con distintos ácidos, comenzando por ácido fluorhídrico, seguido de una mezcla de ácido nítrico y perclórico. Posteriormente, la muestra se calentó y se secó, para pasar nuevamente a una digestión con *aqua regia*. Después del tratamiento, todas las muestras fueron diluidas y analizadas en el ICP-MS. Para evaluar las condiciones analíticas, se utilizaron los estándares GXR-1, GXR-2, GXR-6, SAR-M, DNC-1 y SBC-1 de United States Geological Survey y el estándar DH-1 del Canada Centre for Mineral and Energy Technology. La desviación estándar de los resultados fue <5%.

5.2.2 Indicadores Paleoambientales

- ***Índice de Alteración Química (CIA)***

El Índice de Alteración Química (CIA), propuesto Nesbitt y Young (1982), es un indicador geoquímico que mide cuantitativamente el grado de intemperismo químico de una roca. Este índice está basado en las diferencias en la movilidad de los cationes Ca^{2+} , Na^+ y K^+ relativa a elementos más estables como Al^{3+} y Ti^{3+} , durante el proceso de intemperismo químico.

De acuerdo con Nesbitt y Young (1982), la alteración química en los continentes está controlada principalmente por la humedad y la temperatura. Generalmente, bajo climas cálidos y húmedos, el intemperismo químico afecta y altera en gran medida la composición de los minerales que conforman a las rocas, mientras que en climas fríos o áridos el intemperismo químico es poco efectivo y predominan los procesos de intemperismo físico. De acuerdo con lo expuesto, valores de CIA entre 100 y 80 reflejan la remoción de los cationes móviles Ca^{2+} , Na^+ y K^+ , ocasionada por el intemperismo químico intenso y condiciones paleoambientales calientes y húmedas, mientras que valores entre 80 y 70 reflejan un intemperismo químico moderado, bajo condiciones cálidas y húmedas. Por otra

parte, valores de CIA entre 70 y 50 indican una alteración incipiente de la roca, bajo condiciones paleoambientales frías o áridas (Nesbitt y Young, 1982; Fedo et al., 1995).

En este trabajo, las concentraciones de elementos mayores de la sección Tlacolula se utilizaron para calcular el Índice de Alteración Química (CIA) mediante la siguiente relación:

$$CIA=[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO^*+Na_2O+K_2O)]\times 100$$

En esta ecuación, las concentraciones de los óxidos están expresadas en proporciones molares y CaO* representa la cantidad de CaO incorporado en la fracción detrítica de la roca, excluyendo a los carbonatos, sulfatos y fosfatos. Puesto que en este trabajo se obtuvo la concentración total de CaO, fue necesario aplicar la corrección propuesta por McLennan (1993), la cual consiste en restar las moles de CaO asociadas a los fosfatos a las moles totales de CaO ($CaO^{**}=CaO-P_2O_5$), y posteriormente comparar el valor resultante con las moles de Na₂O. Si el valor de CaO** es menor que la concentración de Na₂O, se toma el valor de CaO** como CaO en la relación y, por el contrario, si el valor de CaO** es mayor que la concentración de Na₂O, se considera que el valor de CaO* en la relación es equivalente al valor de Na₂O. Bajo esta consideración, en los datos analizados el valor de CaO* utilizado correspondió al valor de las moles de Na₂O.

- *Indicadores de productividad marina y condiciones redox*

Factores de enriquecimiento

El Factor de Enriquecimiento (EF, por sus siglas en inglés) es un parámetro que permite determinar el grado de enriquecimiento y/o empobrecimiento de un elemento químico en una muestra determinada con respecto a otro material. Comúnmente el EF se calcula usando la expresión propuesta por Tribovillard et al. (2006), que considera como material estándar a la lutita promedio de Turekian y Wedepohl (1961):

$$EF_{(elemento)}=[(Elemento/Zr)_{muestra}/(Elemento/Zr)_{estandar}]$$

En esta expresión, la normalización con respecto al zirconio se realiza con el objetivo de eliminar la concentración del elemento asociado a la abundancia de material detrítico, ya que este elemento es un indicador de dicha fracción (Van der Weijden, 2002; Tribovillard

et al., 2006; 2012), separando así solo la abundancia autigénica. Valores de $EF > 3$ representan un enriquecimiento autigénico detectable del elemento en cuestión, mientras que valores de $EF > 10$ representan un enriquecimiento substancial.

De acuerdo con Algeo y Liu (2020), de los múltiples indicadores geoquímicos que existen para el análisis de condiciones redox, el TOC y los Factores de Enriquecimiento de elementos traza sensibles a condiciones redox son los más consistentes, incluso pueden ser más confiables que los *proxies* bimetales (por ejemplo Ni/V, V/Cr, entre otros). Además, es recomendable el uso de más de un *proxy* geoquímico para tener una interpretación paleoambiental más robusta.

En este trabajo, el EF de elementos traza sensibles a las condiciones redox (U, V y Mo Tribovillard et al., 2006) y a condiciones de productividad marina (Cd, Ni, Cu y Zn, Tribovillard et al., 2006) fue calculado para la sección Tlacolula, con el objetivo de precisar condiciones de oxigenación y los niveles nutricionales. A continuación se describe el comportamiento geoquímico de los elementos en cuestión:

Uranio

El uranio es un elemento químico metálico que forma parte de la serie de los actínidos. Tiene una abundancia de $2.8 \mu\text{gg}^{-1}$ en la corteza terrestre y una concentración de 13.4 nmolkg^{-1} en el agua marina, con un tiempo de residencia en el océano relativamente largo (400 ka) (McLennan, 2001; Tribovillard et al., 2006). En condiciones óxicas-subóxicas, el U se encuentra presente en el agua marina como U(VI) formando compuestos principalmente de carbonato de uranilo ($\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$) (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006; Algeo y Tibovillard, 2009). Debido a su baja concentración en la corteza terrestre y a la formación de compuestos en el agua marina, bajo ambientes oxigenados, el enriquecimiento de U es limitado en los sedimentos. Por otra parte, de acuerdo con Algeo y Maynard (2004) y Algeo y Tribovillard (2009), bajo condiciones anóxicas, ocurre la reducción de U(VI) a U(IV) en el sedimento o en la interfaz sedimento-agua, en donde este se enriquece. El enriquecimiento autigénico de U puede ocurrir por: 1) la formación de enlaces orgánico-metálicas con ácidos húmicos y 2) la precipitación de uraninita cristalina (UO_2) (Algeo y Tribovillard, 2009). De este modo valores altos del

factor de enriquecimiento del U indican condiciones empobrecidas en oxígeno en el ambiente sedimentario.

Vanadio

El vanadio es un elemento que pertenece al grupo de los metales de transición. Su abundancia en la corteza terrestre es relativamente alta en comparación con otros elementos, $107 \mu\text{gg}^{-1}$, y en el agua marina su concentración es de 39.3 nmolkg^{-1} , con un tiempo de residencia de 50 ka (McLennan, 2001; Tribovillard et al., 2006). En ambientes marinos óxicos se encuentra como V (V), en forma de oxianiones de vanadato (HVO_4^{2-} y H_2VO_4^-) (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006). Bajo condiciones moderadamente reductoras, el V(V) es reducido a V(IV), reacción que es favorecida por la presencia de ácidos húmicos y fúlvicos. En su estado reducido, el V es comúnmente removido hacia el sedimento por adsorción o mediante la formación de compuestos organometálicos (Morford y Emerson 1999; Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006). En condiciones altamente reductoras o euxínicas, la presencia de ácido sulfhídrico (H_2S) liberado por la sulfato reducción bacteriana promueve la reducción de V a V(III), que también se enriquece en el sedimento mediante la precipitación de óxidos sólidos (V_2O_3), la formación de hidróxidos ($\text{V}(\text{OH})_3$), o puede ser adsorbido por oxihidróxidos de Mn y Fe (Tribovillard et al., 2006). Adicionalmente, en el estudio realizado por Algeo y Maynard (2004), los autores muestran una relación estrecha entre el V y el TOC. De acuerdo con lo anterior, valores altos del factor de enriquecimiento de V reflejan un ambiente anóxico-euxínico.

Molibdeno

El molibdeno es un elemento químico del grupo de los metales de transición cuya abundancia en la corteza terrestre es de $1.5 \mu\text{gg}^{-1}$ (McLennan, 2001; Tribovillard et al., 2006). En el agua marina y bajo condiciones óxicas, el Mo se encuentra presente como Mo (VI), principalmente en forma de molibdato (MoO_4^{2-}) (Algeo y Maynard, 2004). Este elemento es poco reactivo por lo que en el océano tiene un tiempo de residencia relativamente largo (~ 800 ka, Morford y Emerson 1999), y es el metal de transición más abundante en el océano moderno ($\sim 105 \text{ nmolkg}^{-1}$, Montero-Serrano et al., 2009). A pesar de esto, el enriquecimiento autigénico de Mo en ambientes óxicos es limitado, por ejemplo,

en sedimentos marino-marginales presentan concentraciones de 1–5 ppm (Morford et al., 2009). Por otra parte, bajo condiciones anóxicas el Mo es removido de la columna de agua mediante la adsorción de sustancias húmicas u oxihidróxidos de Fe y Mn (Algeo y Maynard, 2004). Particularmente bajo condiciones euxínicas, el molibdato es transformado a tiomolibdato mediante una serie de reacciones en donde el H₂S participa como reactivo limitante (Erickson y Helz, 2000). Posteriormente puede ocurrir la fijación de Mo en partículas enriquecidas en metales o en moléculas orgánicas enriquecidas en sulfuro y hierro (Tribovillard et al., 2006). Existe evidencia de que la remoción de Mo de la columna de agua ocurre principalmente en o por debajo de la interfaz sedimento-agua (Algeo y Tribovillard, 2009). Valores altos del factor enriquecimiento del Mo son indicativos de ambientes anóxicos-euxínicos.

Manganeso

Este elemento pertenece al grupo de los metales de transición. En la corteza terrestre presenta concentraciones de 600 μgg^{-1} , mientras que en el agua marina su abundancia es de 0.36 nmolkg^{-1} , con un tiempo de residencia de 0.06 ka (McLennan, 2001; Tribovillard et al., 2006). Bajo condiciones oxigenadas, el Mn (II) es oxidado a Mn (III) o Mn (IV) y forma oxihidróxidos u óxidos de Mn, principalmente MnO₂ y MnOOH, los cuales son insolubles y se depositan rápidamente en el sedimento (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006). Por el contrario, bajo condiciones anóxicas, el Mn se reduce a Mn (II) y forma cationes solubles de Mn²⁺ o MnCl⁺. En su estado reducido, el Mn (II) no participa en alguna fase orgánica o mineral; además, los oxihidróxidos de Mn sufren disolución reductiva y el Mn regresa a la columna de agua a través de la interfaz sedimento-agua. La presencia de agua de poro saturada en carbonato de calcio en combinación con la llegada de Mn²⁺ da lugar a la formación de minerales como la rodocrosita o la kutnohorita y/o a la incorporación de Mn en la calcita, cerca de o sobre la interfaz sedimento-agua. La formación de oxihidróxidos de Mn juega un papel muy importante en el enriquecimiento de metales traza en el sedimento, ya que estos compuestos aceleran el transporte de los elementos traza a la interfaz sedimento-agua (Algeo y Maynard, 2004). De acuerdo con lo anterior, valores bajos del factor de enriquecimiento de este elemento sugieren condiciones anóxicas en el ambiente de depósito.

Níquel

El níquel es un elemento químico que forma parte del grupo de los metales de transición. En la corteza terrestre presenta una abundancia de $44 \mu\text{gg}^{-1}$, mientras que en el océano su concentración promedio es 8.18 nmolkg^{-1} , con un tiempo de residencia de 6 ka (McLennan, 2001; Tribovillard et al., 2006). En ambientes marinos este elemento se comporta como micronutriente y puede estar presente como catión Ni^{2+} , iones de NiCl^+ , formando compuestos con carbonato (NiCO_3) o puede ser adsorbido por ácidos húmicos y fúlvicos (Algeo y Maynard, 2004). El Ni llega al sedimento incorporado en la materia orgánica. Su enriquecimiento dependerá del grado de remineralización de la materia orgánica, en función de las condiciones redox (Piper y Perkins, 2004). Bajo condiciones oxigenadas la descomposición de la materia orgánica determina que el Ni pueda ser liberado al agua de poro y/o a la columna de agua. Bajo condiciones moderadamente reductoras, el Ni puede ser reciclado del sedimento a capas superiores, mientras que bajo condiciones anóxicas se incorpora a la formación de piritita autigénica como NiS (Algeo y Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006). De esta forma, valores altos del factor de enriquecimiento del Ni son indicativos de una alta productividad marina.

Cobre

El cobre es un elemento que forma parte del grupo de los metales de transición. Su abundancia en la corteza terrestre es de $25 \mu\text{gg}^{-1}$, mientras que en el océano su concentración promedio es de 2.36 nmolkg^{-1} , con un tiempo de residencia de 5 ka (McLennan, 2001; Tribovillard et al., 2006). En el ambiente marino este elemento forma compuestos organometálicos o se encuentra en solución como el ion CuCl^+ , siendo aprovechado por organismos marinos como micronutriente (Calvert y Pedersen, 1993; Tribovillard et al., 2006). El Cu puede llegar al sedimento: 1) formando enlaces orgánico-metálicos con ácidos húmicos y 2) adsorbido por oxihidróxidos de Fe y Mn que se depositan en la interfaz sedimento-agua (Algeo y Maynard, 2004). Bajo condiciones reductoras, el Cu(II) es reducido a Cu(I) y en su estado reducido puede ser incorporado en la formación de piritita autigénica o puede formar compuestos de CuS y CuS_2 . Valores altos del factor de enriquecimiento de este elemento sugieren una alta productividad marina en el ambiente de depósito.

Zinc

El zinc es un metal cuya abundancia en la corteza terrestre es de $71 \mu\text{gg}^{-1}$, mientras que en el agua marina presenta una concentración promedio de 5.35 nmolkg^{-1} y tiene un tiempo de residencia de 50 ka (McLennan, 2001; Tribovillard et al., 2006). En el ambiente marino óxico, este elemento se comporta como micronutriente y está presente como catión Zn^{2+} , iones de ZnCl^+ , formando compuestos con ácidos húmicos y fúlvicos, y también puede ser adsorbido por oxihidróxidos de Fe y Mn (Algeo y Maynard, 2004, Tribovillard et al., 2006). Durante la descomposición de materia orgánica, el Zn puede ser liberado de compuestos orgánico-metálicos hacia el agua de poro. En ambientes anóxicos y particularmente bajo condiciones sulfato reductoras, el Zn es removido de la columna de agua e incorporado a la formación de piritita autigénica como ZnS , y con menor frecuencia, es incorporado en la precipitación de esfalerita ($[\text{Zn,Fe}]\text{S}$) (Tribovillard et al., 2006). De acuerdo con lo anterior, valores altos el factor de enriquecimiento de Zn reflejan un ambiente alta productividad marina.

Cadmio

En la corteza terrestre la concentración promedio de cadmio es muy limitada, $0.1 \mu\text{gg}^{-1}$, mientras que en el océano presenta en promedio 0.62 nmolkg^{-1} , con un tiempo de residencia de 50 ka (McLennan, 2001; Tribovillard et al., 2006). Este elemento se comporta como un micronutriente en el océano y en condiciones óxicas comúnmente se asocia a la materia orgánica (Piper y Perkins, 2004; Tribovillard et al., 2006). Bajo la presencia de H_2S , el Cd forma una fase insoluble de CdS . El enriquecimiento de Cd en el sedimento puede ocurrir: 1) por la asociación de materia orgánica o 2) mediante la sustitución de Ca en la precipitación de fosforitas. Valores altos del factor de enriquecimiento del Cd son indicativos de ambientes con alta productividad mariana.

Anomalía de Ce

La anomalía de Ce (Ce/Ce^*) es un indicador geoquímico utilizado para determinar las condiciones redox del agua marina durante el depósito de sedimentos (Elderfield et al., 1988; Armstrong-Altrin et al., 2003; Madhavaraju y González-León, 2012; Bodin et al., 2013; Franchi et al., 2015; Reygadas-Langarica et al., 2020). El Ce tiene dos estados de

oxidación, Ce^{3+} y Ce^{4+} en consecuencia, en el agua marina este elemento muestra un comportamiento diferenciado de las demás REE que refleja las condiciones redox. Bajo condiciones enriquecidas en oxígeno y temperatura típica de ambientes oceánicos, el Ce^{3+} se oxida principalmente a Ce^{4+} , el cuál es menos soluble y más susceptible a ser removido de la columna de agua mediante la adsorción de oxihidróxidos de Mn y Fe o materia orgánica, dejando así al agua marina residual empobrecida en Ce con respecto a las tierras raras trivalentes (Elderfield y Greaves, 1982; Dubinin, 2004; Bau et al., 2014; Tostevin et al., 2016; Zheng, 2013). Por otra parte, en ambientes con bajas concentraciones de oxígeno, el Ce^{3+} prevalece en el ambiente marino. De acuerdo con lo anterior, la deficiencia de Ce en el agua marina es característica de ambientes enriquecidos en oxígeno y produce “anomalías negativas” en el registro sedimentario, mientras que el enriquecimiento en Ce sugiere condiciones subóxicas-anóxicas y produce “anomalías positivas” (Elderfield y Greaves, 1982; De Baar, 1991; Bau, 1999; Tostevin et al., 2016; Zheng, 2013). El enriquecimiento de Ce en el sedimento puede ser determinado mediante la comparación de su concentración relativa a la de sus elementos “vecinos” La y Pr.

En este trabajo, la anomalía de Ce (Ce/Ce^*) fue calculada para determinar las condiciones redox para la sección Padhí, usando la siguiente ecuación (Nozaki, 2001):

$$Ce/Ce^* = 2C_{ePAAS} / (La_{PAAS} + Pr_{PAAS})$$

En donde C_{ePAAS} , La_{PAAS} y Pr_{PAAS} son los valores normalizados con el estándar Post Archean Australian Shale (PAAS, Taylor y McLennan, 1985). De acuerdo con la metodología de Nozaki (2001), en este trabajo los valores de la anomalía de Ce (Ce/Ce^*) fueron calculados mediante la normalización con PAAS. Valores altos de la anomalía de Ce sugieren condiciones subóxicas-anóxicas, por el contrario, valores bajos de esta relación indican un ambiente enriquecido en oxígeno.

- *Indicadores de influencia de actividad hidrotermal*

$$Al/(Al+Fe+Mn)$$

El indicador geoquímico $Al/(Al+Fe+Mn)$ propuesto por Boström (1973; 1983) es empleado para determinar la posible influencia de fluidos hidrotermales durante el depósito de sedimentos marinos. Diversas investigaciones han demostrado que el enriquecimiento de

los elementos Fe y Mn (entre otros) puede ser atribuido a vulcanismo submarino asociado a dorsales oceánicas o a la actividad de Grandes Provincias Ígneas (LIPs, por sus siglas en inglés) (Böstom, 1970; Barret, 1981; Rubin, 1997; Snow et al., 2005). Esta relación se basa en la contribución relativa de material terrígeno, representada por el elemento Al (asociado a los aluminosilicatos) y la de elementos procedentes de una fuente hidrotermal, como lo son el Mn y el Fe, los cuales están enriquecidos en los fluidos derivados de la actividad hidrotermal (Boström, 1973; Barret, 1981). La relación $Al/(Al+Fe+Mn)$ es calculada con los valores no normalizados de los elementos en cuestión y, de acuerdo con diversos autores, valores menores a 0.4 de esta relación indican influencia de actividad hidrotermal (Boström, 1983; Racki et al., 2002; Yudina et al., 2002; Dias y Barriaga, 2006; Piszowska; 2020; Li et al., 2021). En este trabajo, el indicador $Al/(Al+Fe+Mn)$ es utilizado para determinar la posible influencia de actividad volcánica submarina y de fluidos hidrotermales durante el depósito de los sedimentos de las secciones Padhí y Tlacolula.

Cr/Th

La relación Cr/Th es utilizada para determinar el enriquecimiento del metal traza Cr, el cual procede de la alteración hidrotermal de basaltos asociada a la actividad de dorsales oceánicas o el emplazamiento de LIPs (Cullers, 2002; Snow et al., 2005; Eldrett et al., 2014). El Cr tiene concentraciones más significativas en rocas máficas que en rocas félsicas, mientras que el Th presenta una mayor concentración en rocas félsicas que en rocas básicas (Cullers, 1994; 2000; 2002; Armstrong-Altrin et al., 2013). De acuerdo con lo anterior, valores altos de la relación Cr/Th sugieren una asociación con rocas máficas, mientras que valores bajos indican una asociación con rocas félsicas. Esta relación es calculada con los valores no normalizados de los elementos Cr y Th. Una ventaja de este indicador es que estos elementos son relativamente inmóviles durante el intemperismo, por lo que son indicadores sensibles y confiables (Cullers, 2000). En este trabajo se calculó la relación Cr/Th para las secciones Padhí y Tlacolula con el objetivo de determinar la posible influencia de actividad hidrotermal durante el depósito de estos sedimentos.

Y/Ho

El indicador geoquímico Y/Ho también es utilizado en esta investigación para determinar la influencia de actividad volcánica submarina en las secciones Padhí y Tlacolula. Particularmente los elementos Y y Ho presentan un estado de oxidación trivalente, radios iónicos casi idénticos y un comportamiento químico muy similar (Bau et al., 1995; Bau y Dulski 1999; Smrzka et al., 2019). Consecuentemente, los elementos Y y Ho se encuentran asociados en distintos procesos geológicos; sin embargo, en el agua marina estos elementos son fraccionados. La razón Y/Ho se basa en el fraccionamiento de los elementos Y y Ho durante la actividad volcánica submarina. De acuerdo con Bau et al. (1995) y Bau y Dulski (1999), el Y es menos susceptible a ser removido de la columna de agua durante la mezcla de fluidos hidrotermales y el agua marina, mientras que el Ho tiende a formar compuestos de oxihidróxidos de Fe o Mn. Por lo tanto, el comportamiento diferenciado de estos elementos bajo la influencia de actividad hidrotermal resulta en el enriquecimiento en Y en el agua marina y el aumento en la relación Y/Ho (Bao et al., 2008). Generalmente las condritas y rocas terrestres (félsicas y basálticas) tienen una relación Y/Ho de ~28, por lo que valores por encima o debajo de este valor indican abundancias anómalas de Y (Bau y Dulski 1995; Bolhar et al., 2004). Este indicador es calculado con los valores no normalizados de los elementos Y y Ho, con valores altos sugiriendo influencia de actividad hidrotermal.

Anomalía de Eu

La anomalía de Eu es comúnmente utilizada para determinar la influencia de fluidos hidrotermales que proceden de la actividad de dorsales oceánicas o de actividad volcánica submarina. El elemento Eu tiene dos estados de oxidación Eu^{3+} y Eu^{2+} . Diversos estudios han documentado que la reducción de Eu^{3+} a Eu^{2+} ocurre únicamente bajo condiciones de alta temperatura y pH bajo (entre 300–400°C y pH~3) (Michard et al., 1983; Elderfield et al., 1988, Bau, 1991, Bau y Möller, 1992; Dubinin, 2004; Alexander et al., 2008; Khelen et al., 2019; Zao et al., 2021). Consecuentemente, el fluido hidrotermal presenta un típico enriquecimiento en Eu^{2+} , denominado “anomalía positiva”. La anomalía de Eu se calcula mediante la comparación de su concentración relativa a la de sus elementos “vecinos” Sm y

Gd. En este trabajo, la anomalía de Eu (Eu/Eu^*) fue calculada mediante la siguiente ecuación (McLennan, 2012):

$$Eu/Eu^* = Eu_{PAAS} / (Sm_{PAAS} + Gd_{PAAS})^{0.5}$$

En donde Eu_{PAAS} , Sm_{PAAS} y Gd_{PAAS} son los valores normalizados con el estándar Post Archean Australian Shale (PAAS, Taylor y McLennan, 1985). Esto se hizo con el objetivo de determinar influencia de actividad hidrotermal durante el depósito de los sedimentos de las secciones Padhí y Tlacolula.

Eu/Sm

La relación Eu/Sm es utilizada como indicador de condiciones hidrotermales. Esta se basa en la abundancia relativa del Eu respecto al elemento Sm, puesto que el Eu presenta un enriquecimiento relativo respecto a las demás REE en fluidos hidrotermales de alta temperatura (Michard et al., 1983; Elderfield et al., 1998). Esto se debe a que en condiciones de alta temperatura ocurre la reducción de Eu^{3+} a Eu^{2+} , quedando el fluido hidrotermal enriquecido en Eu^{2+} (Elderfield et al., 1988; Dubidin, 2004; Zao et al., 2021). Esta relación es calculada con los valores no normalizados de los elementos Eu y Sm, con valores altos implicando un alto grado de influencia hidrotermal. En este estudio, la razón Eu/Sm es empleada en las secciones Padhí y Tlacolula con la finalidad de determinar la señal geoquímica hidrotermal.

- ***Indicadores del tipo de roca fuente***

Las REE son una herramienta geoquímica muy útil para reconstruir la composición de la roca fuente debido a su baja solubilidad y movilidad durante el intemperismo, diagénesis, y metamorfismo (Cullers, 2000; Armstrong-Altrin et al., 2013). Las características químicas fundamentales de las REE permiten que este grupo de elementos presente un comportamiento coherente y similar, por lo que la comparación de su abundancia relativa mediante el análisis de los “patrones de REE” puede ser utilizada para inferir la procedencia de los sedimentos depositados (Elderfield y Graves, 1982).

Con la finalidad de eliminar las variaciones naturales de las REE producidas por el efecto Oddo-Harkins, el análisis geoquímico de los patrones de REE requiere normalizar la

concentración absoluta de REE de las muestras con un estándar (Smrzka et al., 2019; Zao et al., 2021). Las prácticas de normalización dependen del objeto de estudio; en general se distinguen tres grandes grupos: 1) agua, 2) sedimento y 3) biota (Rétif et al., 2023). Globalmente se han utilizado una gran cantidad de materiales para normalizar muestras, sin embargo para normalizar muestras sedimentarias los estándares PAAS y condrita son los más utilizados (Rétif et al., 2023). Elderfield (1988) propuso el primer patrón de REE basado en la normalización de los valores de las concentraciones de REE en lutita respecto a condrita (Sánchez-Beristain y López-Esquivel, 2011). La concentración de REE en condritas refleja la composición inicial de estos elementos en la corteza terrestre (McLennan, 1985; Dubinin, 2004; Rétif et al., 2023). Debido a que las REE se consideran elementos inmóviles, y aunado a esto las condritas son consideradas material que no ha sufrido cambios de composición, la normalización con condrita puede proveer la información sobre la procedencia de los objetos de estudio (McLennan, 1985). Los patrones de REE normalizados con condrita en sedimentos marinos se ha utilizado por algunos autores (Cullers 2002; Armstrong-Altrin et al., 2013; Ramos-Vázquez, 2021). En este estudio, para analizar los patrones de REE en las secciones Padhí y Tlacolula, los datos fueron normalizados respecto a las abundancias de REE en condrita propuesta por Taylor y McLennan (1985).

Los patrones de REE y la anomalía de Eu normalizados con condrita son utilizados para inferir la procedencia de los sedimentos depositados en la cuenca mediante la comparación relativa de LREE y HREE (Cullers, 2000; Armstrong-Altrin, 2013). Generalmente una abundancia más significativa de LREE respecto a HREE y anomalías negativas de Eu son patrones característicos de rocas de origen félsico, mientras que concentraciones menores de la relación LREE respecto a HREE y anomalías pequeñas o ausentes de Eu son característicos de rocas de origen máfico (Cullers, 1994; 2000; Armstrong-Altrin, 2013).



CAPÍTULO 6

RESULTADOS

Yutzil Sarai Peláez Godínez
Tesis de Licenciatura

CAPÍTULO 6. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los principales resultados obtenidos de la metodología aplicada para el estudio de las secciones Padhí y Tlacolula. Estos están organizados en función de la condición paleoambiental que representan: condiciones redox y productividad marina, condiciones climáticas e intemperismo, e influencia de actividad hidrotermal. Asimismo se describen los resultados de los indicadores del tipo de roca fuente.

6.1 Sección Padhí

6.1.1 *Indicador de condiciones redox*

- **Anomalía de Ce**

Los valores de la anomalía de Ce (Ce/Ce^*) calculados mediante la ecuación de [Nozaki \(2008\)](#) y normalizadas con PAAS varían entre 0.49 y 0.92, con un promedio de 0.66 (Fig. 6.1). El intervalo 0–7 m de la sección, que corresponde a la transición entre las Formaciones Tamán y Pimienta, se caracteriza por valores altos, entre 0.69–0.78. Luego de esto, los valores decrecen uniformemente en el intervalo 7–18 m, hasta alcanzar un mínimo de 0.49 en el nivel 18 m. Después, los valores crecen de forma paulatina en los siguientes 5 metros de la sección, hasta llegar a una anomalía positiva pronunciada con valor máximo de 0.92, en el nivel 23m. El intervalo 24–38 m presenta valores relativamente más bajos, entre 0.52 y 0.72 y, finalmente, en el intervalo 38–54 m se observa nuevamente un incremento escalonado, con un máximo de hasta 0.81 en el nivel 54 m.

6.1.2 *Indicadores de influencia de actividad hidrotermal*

- **Al/(Al+Fe+Mn)**

La relación Al/(Al+Fe+Mn) presenta valores entre 0.19 y 0.75, con un promedio de 0.37 (Fig. 6.1). El intervalo 0–14 m se caracteriza por valores más bajos, comúnmente ≤ 0.4 . Posteriormente se observa un incremento escalonado de los valores hasta un máximo de 0.75 en el nivel 23 m, seguido de una disminución drástica. En el intervalo 24–34 m se observa un aumento progresivo de esta relación, hasta un máximo de 0.46. Finalmente,

hacia la cima de la sección nuevamente se observan valores bajos, seguidos de otro incremento progresivo.

- **Cr/Th**

El indicador Cr/Th presenta variaciones entre 0.64 y 106.25, con un promedio de 33.64 (Fig. 6.1). En el intervalo 0–14 m se observan valores entre 5 y 40, seguidos de un pico positivo pronunciado con un valor máximo de 106.25 en el nivel 16 m. Más arriba, en el intervalo 18–23 m ocurre una disminución progresiva de esta relación, alcanzando un valor mínimo de 0.64 en el nivel 23 m. Luego de esto se observa un aumento no uniforme de los valores hasta un máximo de 50 en los niveles 32 y 46 m.

- **Y/Ho**

La relación no normalizada Y/Ho oscila entre 21.2 y 61.3, con un promedio de 37.13 (Fig. 6.1). En el intervalo 0–16 m los valores fluctúan de forma errática entre 27.0 y 43.1. En el nivel 18 m esta relación alcanza un máximo de 61.3. Posteriormente, en el intervalo 20–23 m esta relación disminuye de forma escalonada hasta un valor mínimo de 21.2 en el nivel 23 m. Finalmente, en el intervalo 23–54 m se puede observar que los valores nuevamente se incrementan.

- **Eu/Sm**

La relación no normalizada Eu/Sm presenta valores entre 0.12 y 0.33, con un promedio de 0.25 (Fig. 6.1). El intervalo 0–20 m se caracteriza por los valores más altos de toda la sección, los cuales varían entre 0.19 y 0.33. Luego de esto, los valores decrecen de forma drástica hasta un mínimo de 0.12 en el nivel 23 m. El intervalo 23–54 m se caracteriza por un aumento en los valores de esta relación, alcanzando un máximo de 0.33 en el nivel 28 m.

- **Anomalía de Eu**

Los valores de la anomalía de Eu (Eu/Eu^*) normalizada con PAAS (Taylor y McLennan, 1985) varían entre 0.55 y 1.45, con un promedio de 1.04 (Fig. 6.1). El intervalo 0–4 m presenta los valores más altos de esta anomalía, los cuales varían entre 1.45 y 1.18. Posteriormente, en el intervalo 4–7 m se observa un decremento de los valores seguido de un aumento progresivo en el intervalo 8–22 m. Más arriba, en el nivel 23 m, esta relación

vuelve a disminuir de forma drástica, llegando a un valor mínimo de 0.55. Finalmente, en el intervalo 23–54 m los valores de la anomalía de Eu vuelven a aumentar hacia la cima de la sección, alcanzando un valor máximo de 1.28.

6.1.3 Indicadores de tipo de roca fuente

Los patrones de REE normalizados con condrita ([Taylor y McLennan, 1985](#)) de la sección Padhí se observan en la Fig. 6.2. En general, las muestras se caracterizan por un enriquecimiento en Tierras Raras Ligeras (LREE) respecto a las Tierras Raras Pesadas (HREE). Además, también se observa una pronunciada anomalía negativa de Eu.

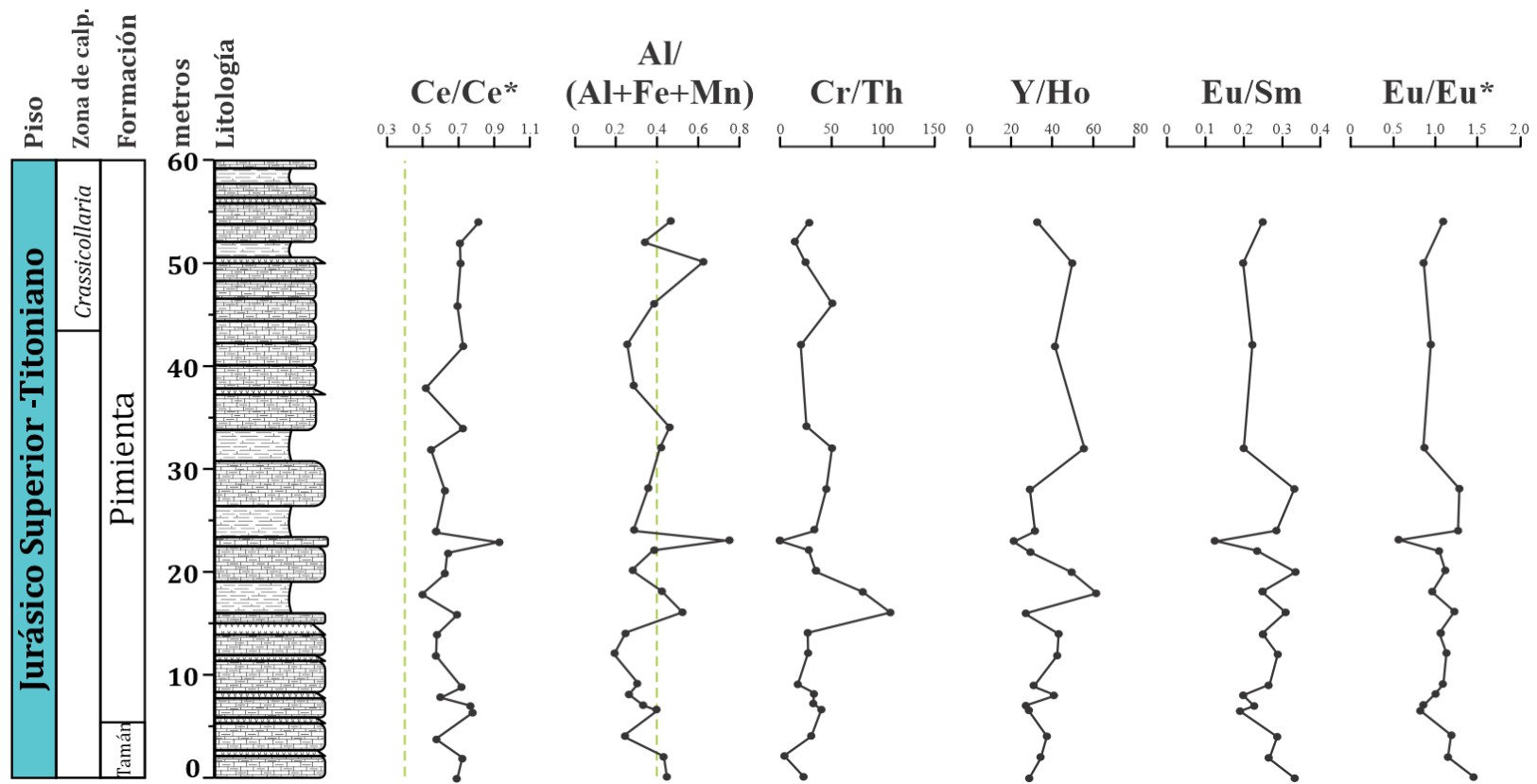


Figura 6.1 Columna estratigráfica generalizada del intervalo estudiado de la sección Padhí y variación vertical de los diferentes indicadores calculados en esta investigación. La línea vertical punteada en el valor $Ce/Ce^*=0.4$ representa el valor de la anomalía de Ce del océano actual (Nozaki, 2001) La línea vertical punteada en el valor $Al/(Al+Fe+Mn)=0.4$ representa el límite entre los sedimentos depositados bajo influencia hidrotermal (<0.4) y los sedimentos depositados bajo condiciones marinas normales (>0.4) (Boström, 1983). Columna modificada de Martínez Yáñez (2021).

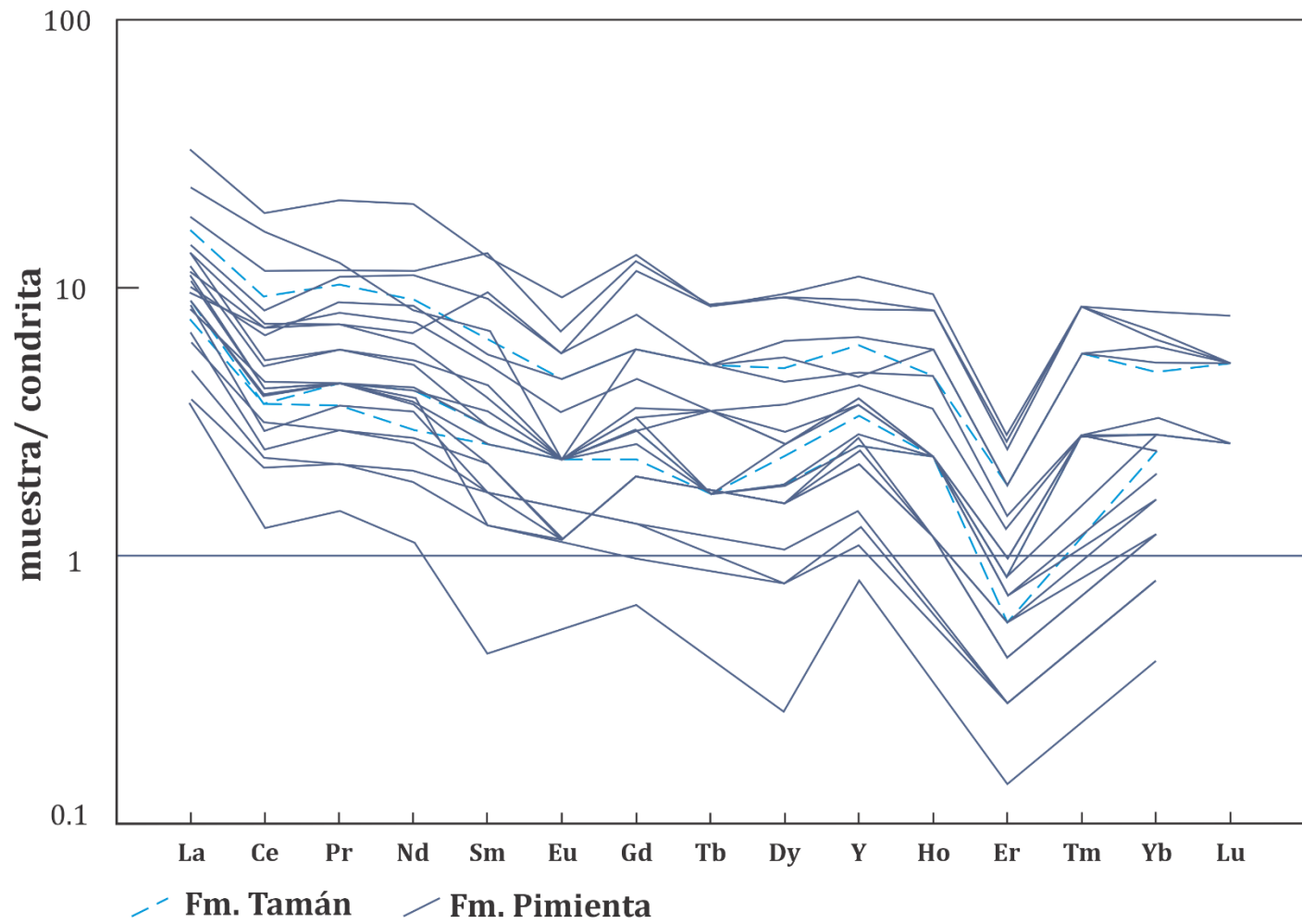


Figura 6.2 Patrón de REE normalizado con condrita (Taylor y McLennan, 1985) de las muestras de la sección Padhí.

6.2 Sección Tlacolula

6.2.1 Indicadores de condiciones climáticas e intemperismo

- **Elementos mayores**

De acuerdo con los resultados obtenidos, la abundancia de óxidos varía de la siguiente forma: CaO (24.63–53.73%, promedio de 40.25%), Al₂O₃ (0.13–3.19% promedio de 0.80%), K₂O (0.02–0.53%, promedio de 0.12%), Fe₂O₃ (0.21–2.34%, promedio de 0.84%) Na₂O (0.024–0.043%, promedio de 0.03%) y MgO (0.13–0.96%, promedio de 0.34%) (Fig. 6.3).

De manera general, las curvas del Al₂O₃, K₂O, Fe₂O₃ y MgO se comportan de manera muy similar a lo largo de la sección. En la base, estas curvas presentan valores altos, mientras que hacia la cima los valores tienden a disminuir (Fig. 6.3). El CaO presenta un comportamiento contrario, ya que hacia la base exhibe valores bajos. En el intervalo 11.15–27 m se observa un aumento de la concentración de este último, y hacia la cima nuevamente una disminución. De manera similar a la curva de CaO, la curva de Na₂O presenta valores bajos en la base de la sección, en el intervalo 11.15–27 m los valores aumentan y hacia la cima de la sección los valores disminuyen.

El Al₂O₃ presenta una fuerte correlación con el K₂O y Fe₂O₃ (r=0.9 y 0.86, respectivamente). Además también exhibe una correlación moderada con el MgO (r=0.77). El K₂O tiene una correlación fuerte y relativamente débil con el Fe₂O₃ y MgO (r=0.81 y 0.52, respectivamente). Finalmente el Fe₂O₃ presenta una correlación moderada con el MgO (r=0.73).

- **Índice de Alteración Química (CIA)**

El índice de alteración química CIA calculado varía de 51 a 87, con un promedio de 73. El intervalo 0–9 m presenta los valores más altos. En el nivel 11.15 m se observa una disminución abrupta con valor mínimo de 51. Luego de estos valores, el CIA aumenta de manera no uniforme. La cima de la sección muestra una distribución variable con picos negativos y positivos (Fig. 6.3).

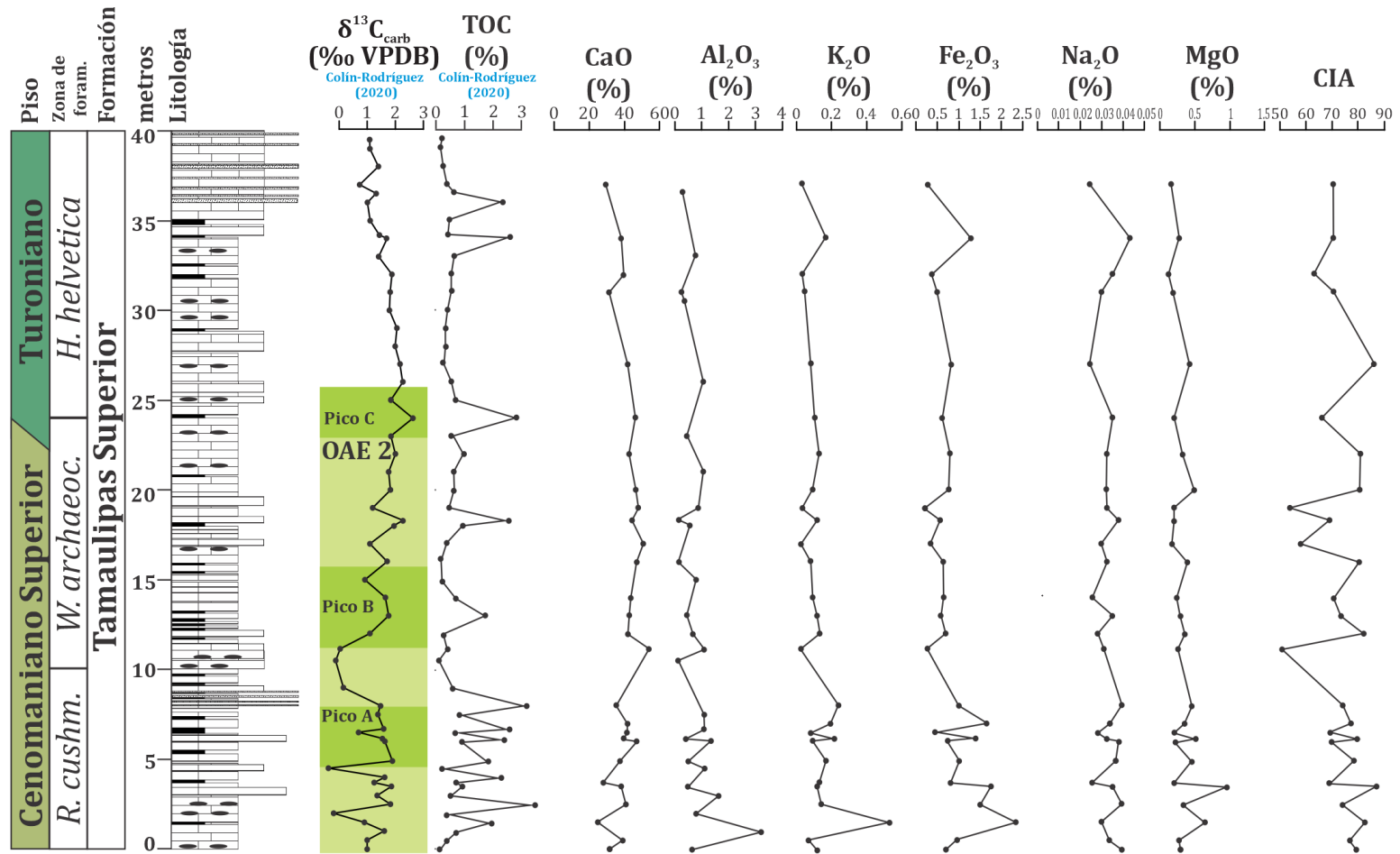


Figura 6.3 Columna estratigráfica generalizada del intervalo estudiado de la sección Tlacolula y variación vertical de los elementos mayores y el Índice de Alteración Química (CIA) calculado en esta investigación. Se muestra también la variación vertical de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) y TOC (%), así como la posición del intervalo estratigráfico equivalente al OAE 2 (recuadro verde). Los picos A, B y C corresponden a las variaciones isotópicas menores que definen la excursión isotópica positiva del OAE 2. Columna modificada de Colín-Rodríguez (2020).

6.2.2 Indicadores de condiciones redox y productividad marina

De acuerdo con la metodología aplicada, la variación de los elementos traza sensibles a condiciones redox (U, V, Mo, Mn) puede observarse en la Fig. 6.4 y se describe a continuación: U (0.1–10.2 ppm, promedio de 1.72 ppm), V (5–396 ppm, promedio de 68.21 ppm), Mo (0.11–12.1 ppm, promedio de 1.63 ppm) y Mn (192–1330 ppm, promedio de 566.17 ppm).

Los elementos U, V y Mo presentan un comportamiento muy similar, con los valores más altos hacia la base y cima de la sección. Además el U y el Mo exhiben un aumento significativo en el nivel 24 m. El Mn presenta un comportamiento contrario al de los elementos anteriores, ya que hacia la base de la sección exhibe valores bajos, en el intervalo 11.15–27 m presenta los valores más altos y hacia la cima de la sección nuevamente disminuye. Los coeficientes de correlación revelan que el U y Mo presentan una fuerte correlación ($r=0.79$), mientras que el U y V presentan una correlación débil ($r=0.5$) (ver anexo 2.6).

Por otra parte, la variación de los indicadores de productividad marina (Cu, Ni, Zn y Cd) también se observa en la Fig. 6.4. Estos elementos presentan las siguientes abundancias: Cu (3.5–77 ppm, promedio de 24.01 ppm), Ni (1.9–55.6 ppm, promedio de 22.67 ppm), Zn (3.8–1200 ppm, promedio 136.69 ppm) y Cd (0.02–30.3 ppm, promedio de 2.18 ppm).

Los elementos Cu, Ni, Zn y Cd exhiben un comportamiento similar, ya que en el intervalo 0–8 m presentan los valores más altos. El intervalo 8–17 m se caracteriza por valores relativamente más bajos y luego de esto se observa un aumento en el nivel 18.3 m. Hacia la cima de la sección se observa nuevamente una mayor concentración de los elementos Cu y Ni. El Cu presenta una correlación moderada con el Ni y Cd ($r=0.66$). Por otra parte el Zn exhibe una correlación moderada y alta con el Cu y el Cd ($r=0.76$ y 0.92 , respectivamente). El V también presenta una fuerte correlación con el Cu, Cd y Zn ($r=0.88$, 0.82 y 0.82 , respectivamente) (ver anexo 2.6).

- **Factores de enriquecimiento**

Los factores de enriquecimiento de los elementos traza sensibles a condiciones redox (U, V, Mo y Mn) presentan los siguientes rangos y promedios: U_{EF} (1.29–142.28, promedio 25.5), V_{EF} (1.10–147.69, promedio de 27.73), Mo_{EF} (8.59–472.19, promedio de 81.41) y Mn_{EF} (4.46–278.16, promedio de 64.97)

El U_{EF} , V_{EF} , y Mo_{EF} presentan los valores más altos en el intervalo 0–8 m, seguido de un decrecimiento en el intervalo 8–11.15 m (Fig. 6.5). Más arriba, los factores de enriquecimiento U_{EF} , V_{EF} y Mo_{EF} presentan un aumento significativo en el intervalo 11.15–18 m. El factor de enriquecimiento de estos elementos disminuye en el intervalo 18–20 m, posteriormente se observa otro aumento en el intervalo 20–24 m. En el intervalo 24–31 m los factores de enriquecimiento U_{EF} , V_{EF} y Mo_{EF} presentan una nueva disminución. Finalmente los factores de enriquecimiento de estos elementos tiende a aumentar hacia la cima de la sección. El Mn_{EF} presenta un comportamiento contrario a los elementos anteriores, con los valores más bajos en la base de la sección, y un aumento paulatino en el intervalo 11.15–32 m. Hacia la cima, el Mn_{EF} exhibe nuevamente valores bajos.

El coeficiente de correlación revela que el U_{EF} y Mo_{EF} presentan una fuerte correlación ($r=0.76$), mientras que el U_{EF} y V_{EF} , y Mo_{EF} y V_{EF} presentan una correlación débil ($r=0.44$ y 0.34 , respectivamente) (ver anexo 2.7).

Por otra parte, los factores de enriquecimiento de los indicadores de productividad marina (Cu, Ni, Zn y Cd) varían de la siguiente forma: Cu_{EF} (3.8–81.96, promedio de 31.8), Ni_{EF} (1.22–91.46, promedio de 22.45), Zn_{EF} (4.29–612.44, promedio de 83.01) y Cd_{EF} (7.94–11300.69, promedio de 859.57).

El factor de enriquecimiento de estos elementos varía de forma muy similar, con los valores más altos en el intervalo 0–8 m. Luego de estos valores se observa una disminución significativa en el intervalo 8–17 m (Fig. 6.5). Después, el factor de enriquecimiento de estos elementos aumenta de forma paulatina hasta llegar nuevamente a valores máximos hacia la cima de la sección.

El coeficiente de correlación revela que el Cd_{EF} y Zn_{EF} ($r=0.89$) presentan una fuerte correlación al igual que el Cu_{EF} y Zn_{EF} ($r=0.73$). Además, el Cu_{EF} presenta una correlación

moderada con el Cd_{EF} ($r=0.62$). El V_{EF} presenta una fuerte correlación con el Cd_{EF} y el Zn_{EF} ($r=0.86$ y 0.82) (ver anexo 2.7).

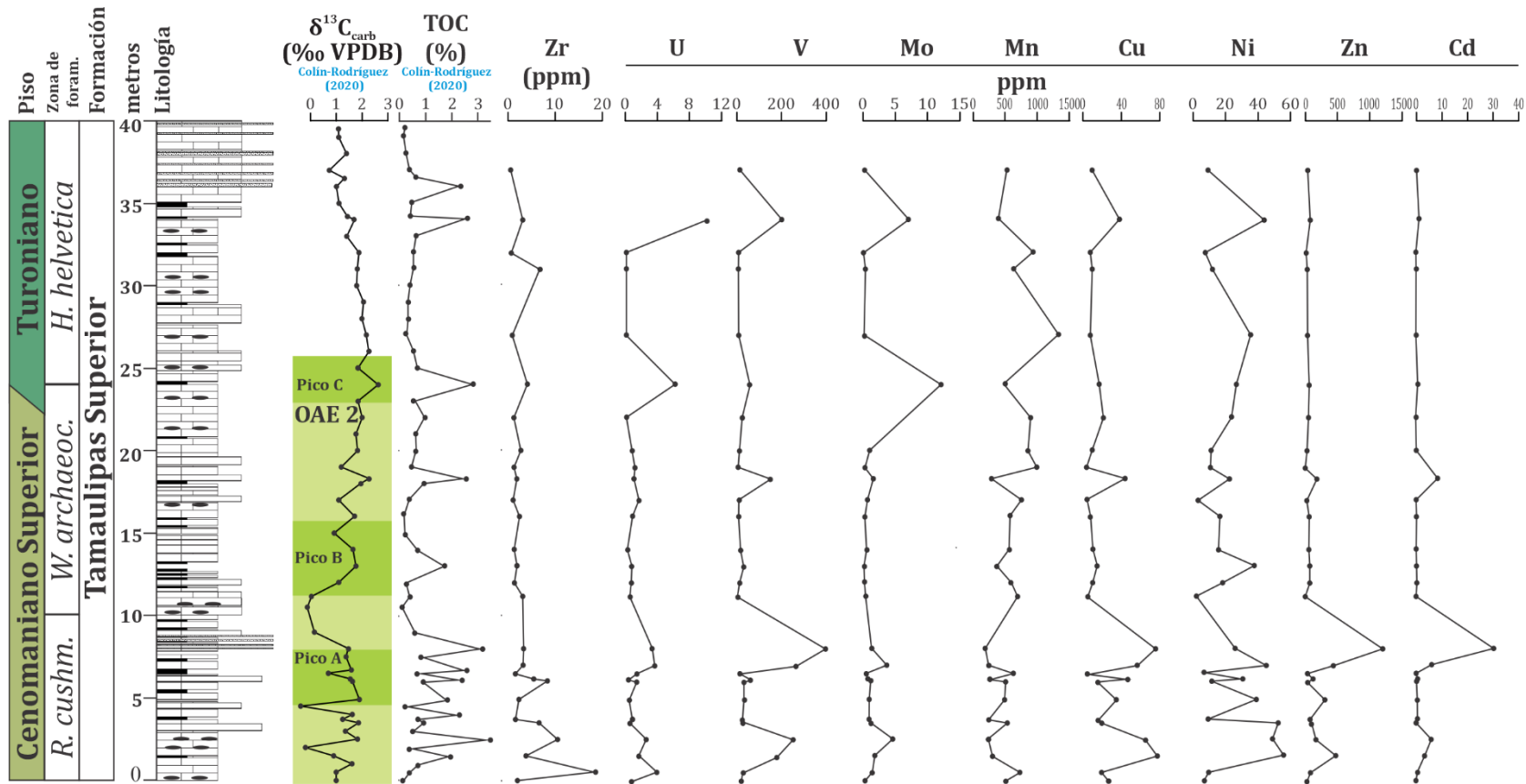


Figura 6.4 Columna estratigráfica generalizada del intervalo estudiado de la sección Tlacolula y variación vertical de los elementos traza sensibles a condiciones redox (U, V, Mo y Mn) e indicadores de productividad marina (Cu, Ni, Zn y Cd). Se muestra también la variación vertical de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) y TOC (%), así como la posición del intervalo estratigráfico equivalente al OAE 2 (recuadro verde). Los picos A, B y C corresponden a las variaciones isotópicas menores que definen la excursión isotópica positiva del OAE 2. Columna modificada de [Colín-Rodríguez \(2020\)](#).

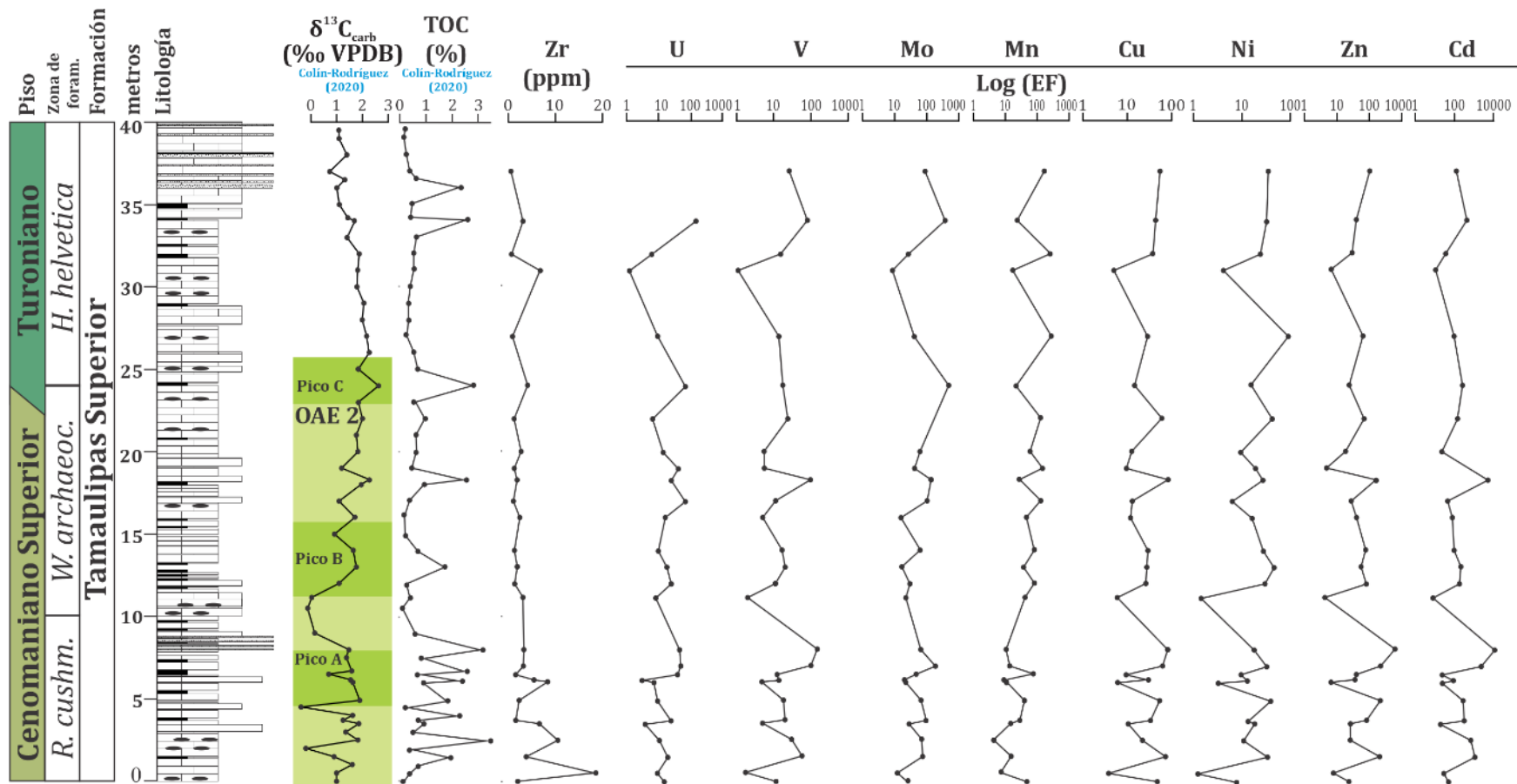


Figura 6.5 Columna estratigráfica generalizada del intervalo estudiado de la sección Tlacolula y variación vertical del factor de enriquecimiento (EF) de los elementos sensibles a condiciones redox (U, V, Mo y Mn), e indicadores de productividad marina (Cu, Ni, Zn y Cd). Se muestra también la variación vertical de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ (‰) y TOC (%), así como la posición del intervalo estratigráfico equivalente al OAE 2 (recuadro verde). Los picos A, B y C corresponden a las variaciones isotópicas menores que definen la excursión isotópica positiva del OAE 2. Columna modificada de [Colín-Rodríguez \(2020\)](#).

6.2.3 Indicadores de influencia de actividad hidrotermal

- **Al/(Al+Fe+Mn)**

La relación Al/(Al+Fe+Mn) varía entre 0.5 y 0.21, con un promedio de 0.37 (Fig. 6.6). En el intervalo de 0–8 m se observan valores entre 0.28 y 0.5. Luego de estos se observa un pico negativo significativo en el nivel 11.15 m con valor de 0.21. Esta anomalía negativa se encuentra seguida por incremento repentino con un valor máximo de 0.5 en el nivel 12 m. En el intervalo 13–20 m los valores oscilan de forma errática entre 0.46 y 0.22, mientras que hacia la cima de la sección se observa una disminución paulatina, con un valor mínimo de 0.28 en el nivel 32 m.

- **Cr/Th**

La relación Cr/Th oscila entre 8 y 126.25, con un promedio de 40.25 (Fig. 6.6). El intervalo 0–6.5 m se caracteriza por valores entre 10 y 71.6. Seguido de estos valores se observa un incremento drástico de los valores, con un máximo de 126.25 en el nivel 8 m. En el intervalo 8–16 m los valores decrecen. Más arriba se presenta un incremento repentino en el nivel 18.3 m con valor de 113.3. Finalmente, hacia la cima de la sección los valores vuelven a disminuir, variando entre 10 y 106.

- **Y/Ho**

La relación no normalizada Y/Ho presenta valores entre 30.66 y 70.2, con un promedio de 41.69 (Fig. 6.6). Los primeros 3.5 m exhiben valores entre 30.6 y 40.2, hasta llegar a un máximo de 70.2 en el nivel 3.7 m. El intervalo 4.9–12 m presenta valores entre 33 y 43.3. Luego de estos valores se observa un incremento paulatino de la relación hasta llegar a un valor máximo de 61.6 en el nivel 14 m. Posteriormente se observa otro pico máximo en el intervalo 18.3–19 m con valores entre 53 y 54.6. Finalmente los valores vuelven a disminuir gradualmente hacia la cima de la sección.

- **Eu/Sm**

La relación no normalizada Eu/Sm presenta valores entre 0.16 y 0.5, con un promedio de 0.28 (Fig. 6.6). La base de la sección presenta los valores más altos, con dos picos significativos de 0.5 en los niveles 3.7 y 6.5 m. Luego de esto, en el intervalo 8–14 m los

valores crecen de forma escalonada hasta llegar a un máximo de 0.4 en el nivel 14 m. En el intervalo 14–37 m los valores permanecen relativamente bajos, con un máximo de 0.4 en el nivel 32 m.

- **Anomalía de Eu**

La anomalía de Eu (Eu/Eu^*) normalizada con PAAS (Taylor y McLennan, 1985) presenta valores entre 0.72 y 1.92, con un promedio de 1.18 (Fig. 6.6). En el intervalo de 0–8 m se observan dos picos máximos: el primero con valor de 1.92 en el nivel 3.7 m y el segundo con valor de 1.66 en el nivel 6.5 m. Posteriormente se observa un incremento escalonado de los valores en el intervalo 8–14 m, con un máximo de 1.71 en el nivel 14 m. El intervalo 16–37 m se caracteriza por valores bajos de esta anomalía, con un máximo de 1.48 en el nivel 32 m.

6.2.4 Indicadores de tipo de roca fuente

El patrón de REE normalizado con condrita (Taylor y McLennan, 1985) de la sección Tlacolula presenta un enriquecimiento en LREE en comparación con las HREE (Fig. 6.7). Asimismo, exhibe una pronunciada anomalía negativa de Eu.

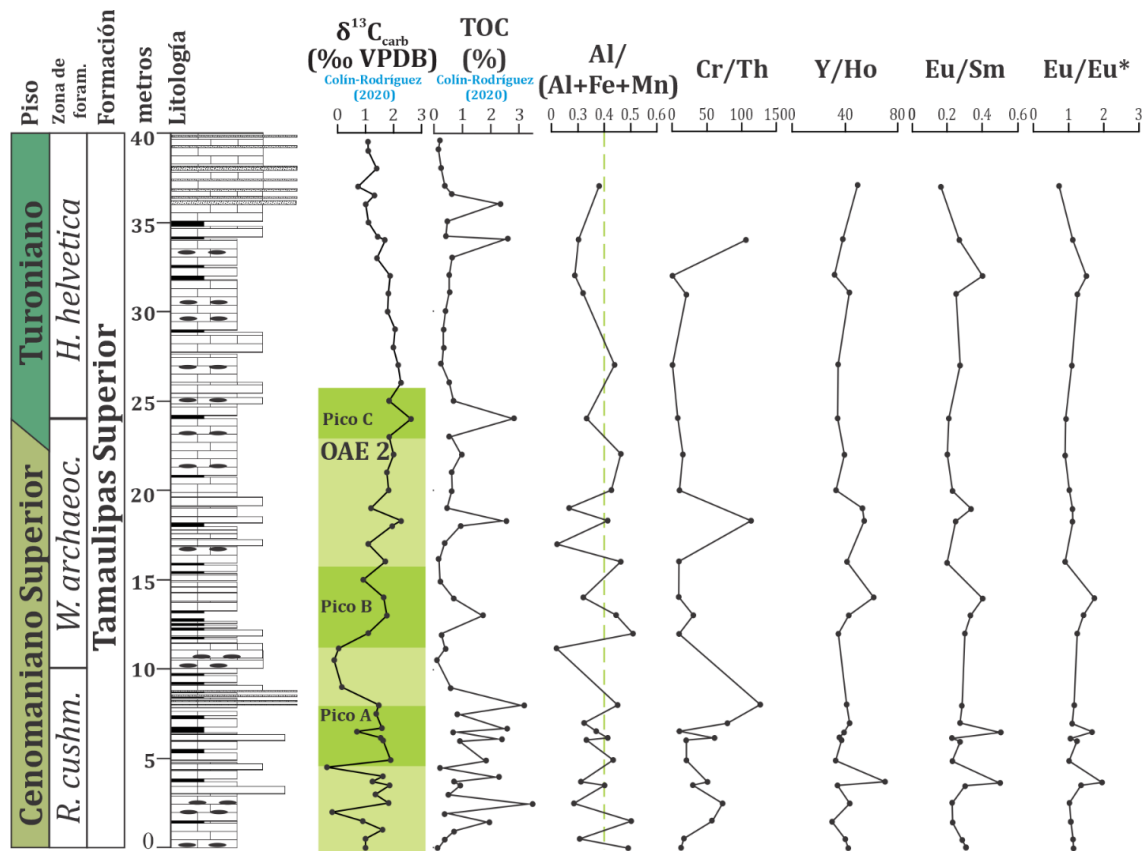


Figura 6.6 Columna estratigráfica generalizada del intervalo estudiado de la sección Tlacolula y variación vertical de $\delta^{13}\text{C}$ (‰), TOC (%) y los diferentes indicadores de influencia de actividad hidrotermal calculados en esta investigación. La línea vertical punteada en el valor $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn})=0.4$ representa el límite entre los sedimentos depositados bajo influencia hidrotermal (<0.4) y los sedimentos depositados bajo condiciones marinas normales (>0.4) (Boström, 1983).
 Columna modificada de Colín-Rodríguez (2020).

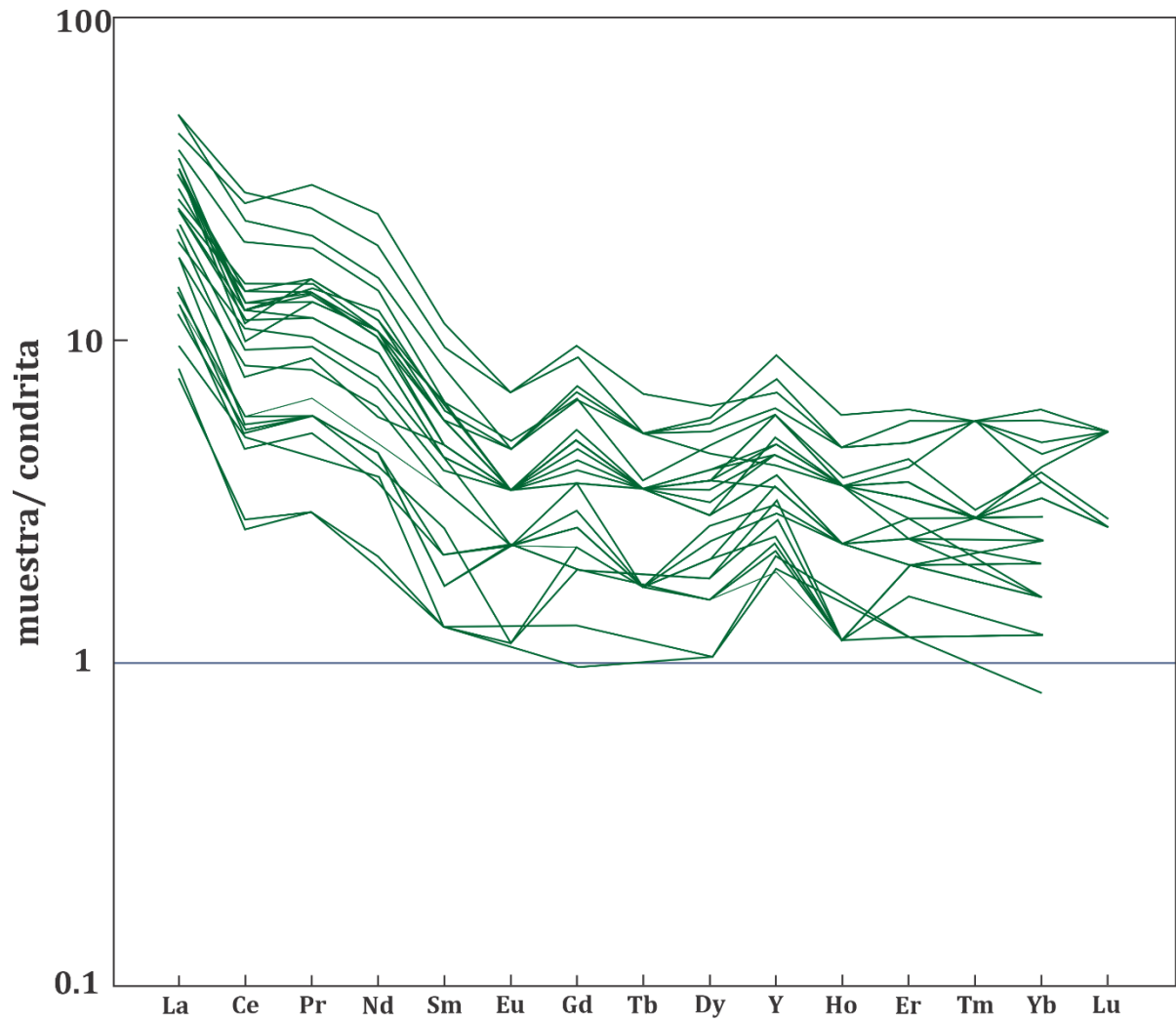


Figura 6.7 Patrón de REE normalizado con condrita (Taylor y McLennan, 1985) de las muestras de la sección Tlacolula.

CAPÍTULO 7

DISCUSIÓN



Yutzil Sarai Peláez Godínez
Tesis de Licenciatura

CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN

En este apartado se integran y discuten los distintos indicadores geoquímicos obtenidos con el fin de determinar condiciones climáticas, redox y de productividad marina, así como la influencia de actividad hidrotermal y el tipo de roca fuente de las secciones Padhí y Tlacolula. Asimismo, se describen detalladamente los intervalos más significativos en función de dichas condiciones y la relación de las secciones Padhí y Tlacolula con eventos locales y globales.

7.1 Condiciones paleoambientales durante el Jurásico Tardío

7.1.1 *Condiciones redox*

De acuerdo con [Matínez-Yáñez et al. \(2017\)](#) y [Martínez-Yáñez \(2021\)](#), el depósito de la Formación Tamán y del miembro inferior de la Formación Pimienta en la sección Padhí ocurrió bajo condiciones anóxicas generalizadas. Este escenario fue deducido por dichos autores a partir del enriquecimiento de elementos traza sensibles a condiciones redox (U, V y Mo), un bajo índice de bioturbación (0–1) y la presencia de framboides de pirita con diámetros entre 5 y 7.5 μm . Estos autores sugirieron que las condiciones más anóxicas (incluso euxínicas) sucedieron durante la acumulación de la Formación Tamán y la parte basal de la Formación Pimienta, y que, hacia la cima, las condiciones se tornaron cada vez menos reductoras.

En este trabajo, las variaciones de la anomalía de Ce (Ce/Ce^*) calculadas mediante la ecuación de [Nozaki \(2008\)](#) permiten evaluar de forma más precisa las variaciones redox (Fig. 7.1). Valores altos en el intervalo 0–7 m sugieren que, en efecto, la Formación Tamán y la base de la Formación Pimienta se depositaron bajo condiciones anóxicas. Estas mismas condiciones se infieren durante el depósito de los intervalos 18–23 m y 38–54 m, que también presentan valores altos de esta anomalía. No obstante, valores bajos en los intervalos 7–18 m, 24–38 m, sugieren condiciones más oxigenadas durante el depósito de estas partes de la sección.

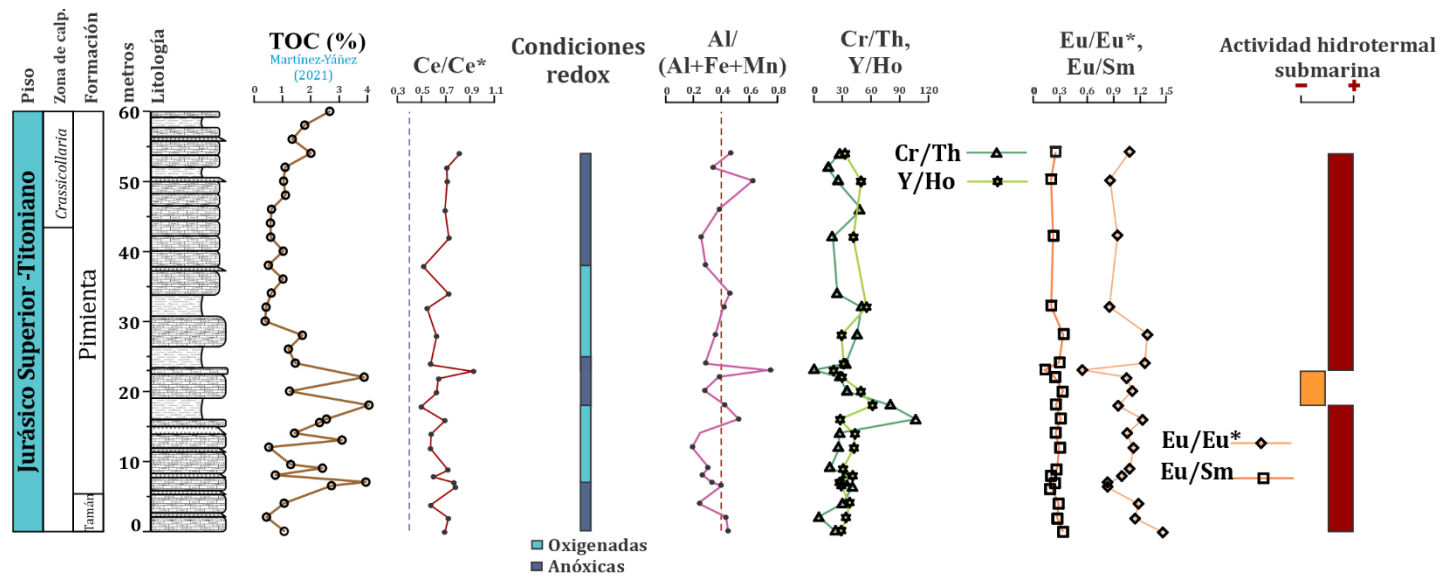


Figura 7.1 Resumen del indicador de condiciones redox Ce/Ce* y los indicadores de la actividad hidrotermal submarina durante el depósito de la sección Padhí.

7.1.2 *Influencia de actividad hidrotermal*

La posible influencia de actividad hidrotermal durante el depósito de la sección Padhí es analizada mediante los indicadores $Al/(Al+Fe+Mn)$, Cr/Th , Y/Ho , Eu/Sm y la anomalía de Eu (Eu/Eu^*) (7.1). Valores bajos de la relación $Al/(Al+Fe+Mn)$ y valores altos de las relaciones Cr/Th , Y/Ho , Eu/Sm y Eu/Eu^* en los primeros 18 m de la sección sugieren que el depósito de este intervalo ocurrió bajo la influencia de actividad volcánica submarina. Posteriormente, en el intervalo 18–23 m se identificó una menor actividad hidrotermal, reconocida por valores relativamente más altos de la relación $Al/(Al+Fe+Mn)$ y la notable disminución de los indicadores Cr/Th , Y/Ho , Eu/Sm y Eu/Eu^* . Finalmente, una nueva disminución de los valores de la relación $Al/(Al+Fe+Mn)$ y el aumento de las relaciones Cr/Th , Y/Ho , Eu/Sm y Eu/Eu^* en los últimos 31 m indican el regreso de la influencia hidrotermal durante la acumulación de la parte superior de la sección.

La interpretación anterior coincide con lo reportado por [Martínez-Yáñez \(2021\)](#), quien a partir de la variación en el enriquecimiento de elementos traza máficos (Co, Cr y Sc) y la relación Hg/TOC reconoció que la Formación Tamán y la base de la Formación Pimienta se depositaron bajo la influencia de actividad volcánica oceánica.

Los indicadores utilizados en la presente investigación sugieren que el depósito de sección Padhí ocurrió de forma contemporánea a actividad hidrotermal submarina, posiblemente asociada a la dorsal del Golfo de México debido a su proximidad y coincidencia temporal. De acuerdo con [Pindell et al. \(2009; 2021\)](#), el inicio de la formación de piso oceánico en el este y centro del Golfo de México comenzó durante el Bathoniano, expandiéndose al este hacia el Calloviano. La actividad volcánica submarina continuó durante el Kimmeridgiano–Tithoniano, cuando aparentemente alcanzó su pico máximo ([Martön y Buffler, 1999](#); [Pindell et al., 2021](#)). Además, [Álvarez-Romero \(2017\)](#) evidencia la presencia de actividad hidrotermal proveniente de las zonas de dorsales oceánicas asociadas a la apertura del Golfo de México durante el depósito de la Formación Chipoco dentro de la cuenca Tampico-Misantla. Este modelo involucra una nube hidrotermal como fuente de Mn y Fe, que favoreció la formación de los depósitos de Mn más importantes de América del Norte.

Otro posible candidato responsable de la influencia hidrotermal evidenciada en este trabajo es el emplazamiento de la Provincia Ígnea *Shatsky Rise* ubicada 1 500 km al este de Japón, al noreste del Océano Pacífico (Sager, 2005). De acuerdo con Geldmacher et al. (2014) y Mahoney et al. (2005), esta provincia comenzó su actividad durante el límite Jurásico-Cretácico (J-K), hace 143–144 Ma aproximadamente. La influencia ejercida por el emplazamiento de provincias ígneas como Ontong-Java y Kerguelen se ha comprobado en la firma geoquímica de sedimentos marinos del Cretácico. Por ejemplo, Erba et al. (2015) determinaron la influencia de estas dos provincias ígneas mediante el enriquecimiento de metales traza máficos en sedimentos marinos de diversas partes del mundo. Por otra parte, Charbonnier y Föllmi (2017) descubrieron la influencia de actividad hidrotermal de la provincia Ontong-Java mediante el enriquecimiento de indicador geoquímico Hg/TOC en sedimentos marinos del oeste del Tethys. Sin embargo, en el caso del *Shatsky Rise* no se ha encontrado que sedimentos marinos en otras partes del mundo presenten esta firma geoquímica, por lo que la influencia de esta provincia en el depósito de la sección Padhí es especulativa.

7.1.3 Tipo de roca fuente

El tipo de roca fuente fue analizada mediante los patrones de tierras raras normalizados con condrita (Fig. 6.2). Estos patrones exhiben un enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) respecto a las tierras pesadas (HREE) y una pronunciada anomalía negativa de Eu. De acuerdo con Cullers (1994; 2000), el enriquecimiento en LREE aunado a la anomalía negativa de Eu está asociado a sedimentos derivados de rocas félsicas.

Esta información coincide con los datos del estudio realizado por Armstrong-Altrin et al. (2013), quienes analizaron lutitas de la Formación Pimienta expuestas en la región de Molango, Hidalgo. A partir de los patrones de REE, la anomalía de Eu, la concentración de LREE y HREE, y las relaciones Eu/Eu^* , $(La/Lu)_{CN}$ (CN normalizado con condrita), La/Sc , La/Co , Th/Sc , Th/Co y Cr/Th estos autores revelaron que los sedimentos que componen a la Formación Pimienta son derivados de rocas de composición félsica. Además, mediante la comparación de las relaciones Eu/Eu^* y $(Gd/Yb)_{CN}$ de las muestras y de datos de gneisses del Proterozoico de Huiznopala, así como granitos de la Formación Las Delicias expuestas cerca de Las Uvas Coahuila, se demostró que las muestras de la Formación Pimienta son

composicionalmente similares a los granitos de la Formación Las Delicias. En la presente investigación se sugiere que los sedimentos que componen a la sección Padhí derivaron de una fuente similar a la de los sedimentos de la Formación Las Delicias.

7.2 Condiciones paleoambientales durante el Cenomaniano tardío

En la sección Tlacolula, [Colín-Rodríguez \(2020\)](#) documentó la ocurrencia del Evento Anóxico Oceánico (OAE 2) en el intervalo 0–27 m, a partir de la presencia de una excursión isotópica positiva de carbono. Asimismo, esta autora reconoció los picos A, B y C que caracterizan a dicha excursión ([Scholle y Arthur, 1980](#); [Arthur et al., 1987](#); [Arthur et al., 1988](#); [Jarvis et al., 2006](#); [Bomou et al., 2013](#); [Du Vivier et al., 2014](#)). A continuación la interpretación de las condiciones paleoambientales se realiza considerando principalmente los intervalos estratigráficos asociados a estas anomalías.

7.2.1 Intemperismo y clima

En esta investigación el Índice de Alteración Química (CIA) es utilizado para determinar el grado de intemperismo químico y las condiciones climáticas durante el depósito de la sección Tlacolula. El CIA calculado en la presente investigación sugiere que el depósito de los sedimentos que componen a la sección ocurrió bajo condiciones climáticas variables (Fig. 7.2). La base de la sección (0–8 m) presenta los valores más altos de CIA (69–87), por lo que se infiere que este intervalo se depositó bajo la influencia de intemperismo químico intenso y condiciones cálidas-húmedas. Posteriormente, se observan dos disminuciones abruptas de este índice: una en el nivel 11.15 m, entre los picos A y B, que alcanza un valor mínimo de CIA de 51, y otra conformada por dos disminuciones en los niveles 17 m y 19 m, inmediatamente por debajo del pico C, con valores de CIA de 58 y 54 respectivamente. Posiblemente estas disminuciones se asocian a la ocurrencia de periodos con un clima frío-seco con menor intemperismo químico. Luego de este intervalo los valores de CIA exhiben una mayor variabilidad que refleja condiciones climáticas fluctuantes, aunque generalmente cálidas-húmedas, durante el resto del depósito de la sección.

Diversos autores han asociado el incremento de la actividad volcánica e hidrotermal de grandes provincias ígneas como la causa del incremento de CO₂ atmosférico y la

perturbación del ciclo del carbono durante el desarrollo del OAE 2 (Sinton y Duncan, 1997; Jones y Jenkyns, 2001; Snow et al., 2005; Turgeon y Creaser, 2008; Adams et al., 2010; Du Vivier et al., 2014; Jenkyns et al., 2017). De acuerdo con Adams et al. (2010), ~500 000 años previos al inicio del OAE 2 ocurrió un pulso de actividad volcánica asociado al emplazamiento de la provincia ígnea Caribe-Colombia (CLIP). Otra fuente potencial de actividad volcánica es el emplazamiento de la provincia ígnea del Alto Ártico (HALIP, entre 130 y 60 Ma), sin embargo, debido a su falta de exposición, esta última ha sido menos estudiada y su historia eruptiva es menos clara (Tegner et al., 2011; Du Vivier et al., 2014). La desgasificación volcánica incrementó la concentración de CO₂ en la atmósfera y como consecuencia se establecieron condiciones de efecto invernadero, el aumento de la temperatura global, la aceleración del ciclo hidrológico y un intemperismo químico intenso (Forster et al., 2007b; Pearce et al., 2009; Friedrich et al., 2012; Pogge von Strandmann et al., 2013; Jenkyns et al., 2017). El intervalo 0–8 m es correlacionable con el escenario anterior ya que los valores de CIA sugieren condiciones cálidas-húmedas con altas tasas de intemperismo químico durante el depósito de la base de la sección, que a su vez corresponde con el inicio del OAE 2.

A pesar de las condiciones cálidas generalizadas que se han reconocido durante el OAE 2, recientemente se ha evidenciado la existencia de periodos fríos como el Evento *Plenus Cold* en Europa (Gale y Christensen, 1996) (o su equivalente en América, la “Zona Béntica”), el cuál está definido como un intervalo breve (~40 ka, Jarvis et al., 2011) con bajas temperaturas (~4 °C, Forster et al., 2007b). De acuerdo con diversos autores, el Evento *Plenus Cold* se caracteriza por una excursión isotópica negativa de $\delta^{13}\text{C}$ entre los picos A y B de la excursión positiva que distingue al OAE 2; la presencia de fauna boreal, que resultó de la migración hacia el sur de la masa de agua polar y que se ha identificado en el Tethys, el Atlántico Norte y el Mar Interior del Oeste; el empobrecimiento de elementos traza redox sensibles; la disminución de los valores de TOC, y un mayor índice de bioturbación en el registro sedimentario (Keller y Pardo, 2004; Kuhnt et al., 2005; Keller et al., 2008; Pearce et al., 2009; Eldrett et al., 2014; Jenkyns et al., 2017; O’Connor et al., 2020). Además, a partir de datos isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y fauna marina, Jenkyns et al. (2017) sugieren que el Evento *Plenus Cold* se caracteriza por dos episodios fríos separados por un periodo más cálido. La ocurrencia del Evento *Plenus Cold* es interpretado como la

episódica migración de aguas boreales hacia el sur y al establecimiento de un clima frío-seco. Otra posible causa del establecimiento de condiciones frías-secas y un menor intemperismo químico fue la disminución de la disponibilidad de CO₂ en la atmósfera que a su vez ocasionó la disminución de la temperatura global. Esto puede ser asociado a: 1) el cese de la actividad volcánica-hidrotermal (Du Vivier et al., 2014), 2) el aumento del intemperismo químico (Blättler et al., 2011; Pogge von Strandmann et al., 2013; Jenkyns et al., 2017), y 3) el enterramiento de materia orgánica (Forster et al., 2007b; Sinninghe Damsté et al., 2010; O'Connor et al., 2020).

Los dos episodios de clima frío-seco con bajas tasas de intemperismo químico identificados en la sección Tlacolula entre el pico A y B (nivel 11.15 m) y por debajo del pico C (niveles 17 m y 19 m) son correlacionables con los dos eventos fríos que caracterizan al Evento *Plenus Cold*. Además, la ocurrencia del primer episodio coincide con una disminución isotópica de carbono, lo cual corresponde con lo reportado a nivel global (Fig. 7.2). Es importante mencionar que el Evento *Plenus Cold* solo ha sido reconocido en el hemisferio norte y en México este es el primer registro hasta el momento.

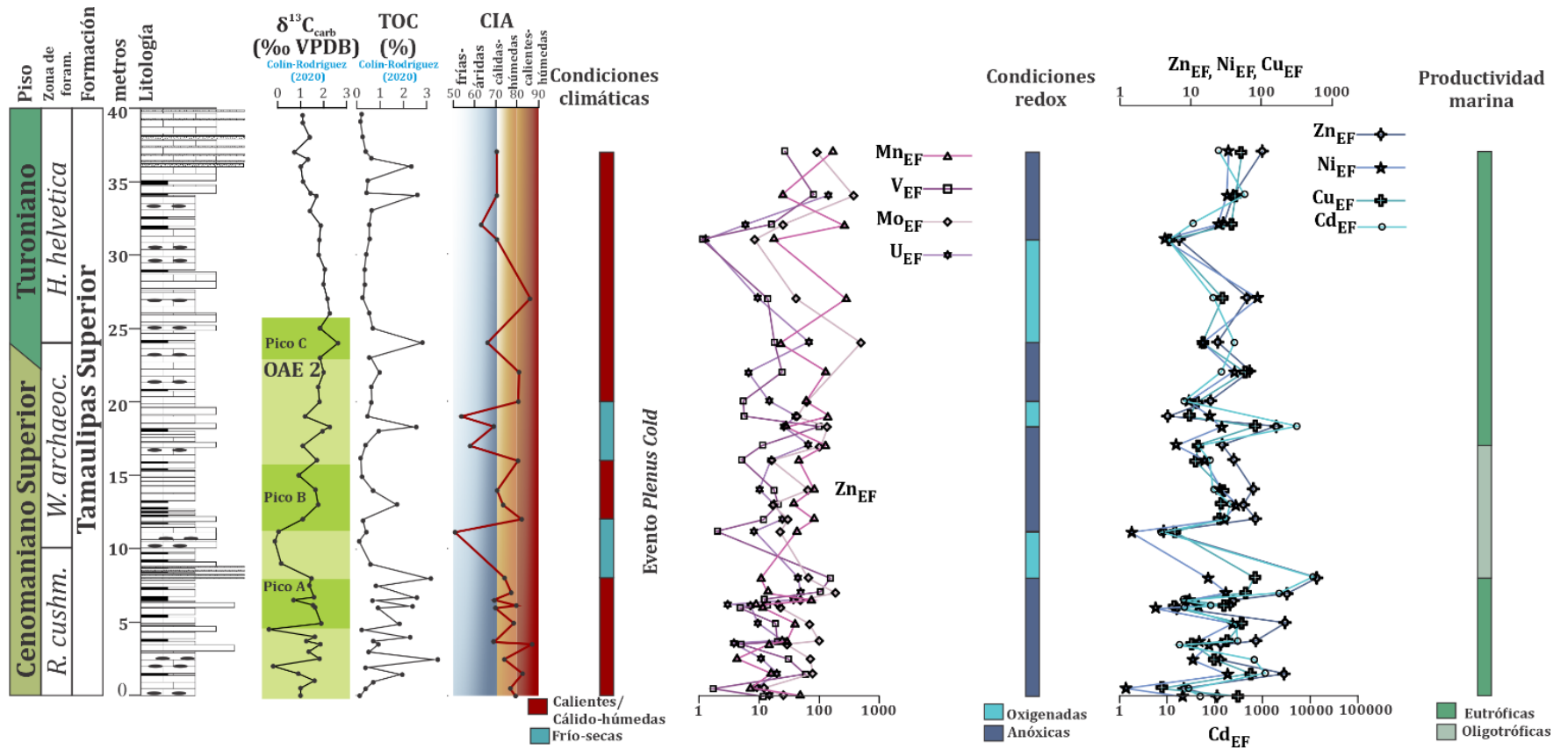


Figura 7.2 Resumen de los indicadores de condiciones climáticas, intemperismo químico (CIA), condiciones redox y de productividad marina durante el depósito de la sección Tlacolula.

7.2.2 Condiciones redox y de productividad marina

Los factores de enriquecimiento (EF) de U, V, Mo y Mn fueron utilizados para determinar las condiciones redox durante el depósito de la sección Tlacolula (Fig.7.2). De acuerdo con los resultados, los factores U_{EF} , V_{EF} y Mo_{EF} presentan un comportamiento similar a lo largo de la sección Tlacolula. Valores altos del EF de estos elementos en el intervalo 0–8 m de la sección, que representan el inicio del OAE 2, sugieren que durante su depósito predominaron bajas concentraciones de oxígeno en las masas de agua. Estas mismas condiciones están determinadas por el comportamiento contrario del Mn_{EF} , que presenta valores bajos en este mismo intervalo. Luego de esto, en el intervalo 8–11.15 m, en donde se encuentra el primer periodo frío posiblemente asociado al Evento *Plenus Cold*, se observa un decremento significativo de los valores de U_{EF} , V_{EF} y Mo_{EF} , evidenciando un episodio de reoxigenación en la masa de agua. El aumento de los valores de U_{EF} , V_{EF} y Mo_{EF} en los intervalos 11.15–18 m y 20–24 m sugiere el establecimiento de nuevos episodios de anoxia. Por otra parte, en los intervalos 18–20 m (parcialmente coincidiendo con el segundo episodio frío posiblemente asociado al Evento *Plenus Cold*) y 24–31 m (durante la parte final y luego del OAE 2), la disminución de U_{EF} , V_{EF} y Mo_{EF} evidencia condiciones más oxigenadas. Hacia la cima de la sección, en el intervalo posterior al OAE 2, los valores de U_{EF} , V_{EF} y Mo_{EF} aumentan paulatinamente, mientras que el Mn_{EF} exhibe valores bajos; lo anterior sugiere que durante el depósito de este intervalo la concentración de oxígeno en el agua marina nuevamente fue menor.

Por otra parte, la productividad marina durante el depósito de la sección Tlacolula fue evaluada mediante los factores de enriquecimiento de Cu, Ni, Zn y Cd (Fig. 6.5). El intervalo 0–8 m presenta los valores más altos de Cu_{EF} , Ni_{EF} , Zn_{EF} y Cd_{EF} , lo sugiere que durante la parte inicial del OAE 2 se establecieron condiciones eutróficas. Posteriormente ocurre una disminución significativa en el intervalo 8–17 m, que coincide con la parte media del OAE 2 y parcialmente con el desarrollo del Evento *Plenus Cold*, lo que denota un periodo de menor productividad marina durante su depósito. Los factores de enriquecimiento vuelven a aumentar de forma paulatina, a lo largo del intervalo final del OAE 2, hasta alcanzar nuevamente valores máximos hacia la cima de la sección, sugiriendo el aumento progresivo de la productividad marina.

7.2.3 Influencia de actividad hidrotermal

La posible influencia de actividad hidrotermal durante el depósito de la sección Tlacolula es analizada mediante los indicadores $Al/(Al+Fe+Mn)$, Cr/Th , Y/Ho , Eu/Sm y la anomalía de Eu (Eu/Eu^*) (Fig. 7.3). Valores bajos de la relación $Al/(Al+Fe+Mn)$ y valores altos de las relaciones Cr/Th , Y/Ho , Eu/Sm y Eu/Eu^* en los primeros 12 m de la sección, correspondientes a el inicio del OAE 2, evidencian que el depósito de este intervalo ocurrió bajo la influencia de actividad hidrotermal submarina. Además, la relación Cr/Th aumenta significativamente en el nivel 8 m y la relación $Al/(Al+Fe+Mn)$ presenta una importante disminución en el nivel 11.15 m, lo que se interpreta como máximos en la influencia de la actividad volcánica submarina. Es importante resaltar que estos máximos coinciden parcialmente con el primer periodo frío (entre los picos A y B de la excursión isotópica) posiblemente asociado al Evento *Plenus Cold*. Luego de esto, en el intervalo 11.15–14 m se observa el incremento de la relación $Al/(Al+Fe+Mn)$ y la disminución de las relaciones Cr/Th , Y/Ho , Eu/Sm y Eu/Eu^* , evidenciando una menor influencia de la actividad volcánica submarina durante la parte media del OAE 2. Posteriormente, en el intervalo 14–20 m, la relación $Al/(Al+Fe+Mn)$ vuelve a mostrar una disminución importante mientras que las relaciones Cr/Th , Y/Ho , Eu/Sm y Eu/Eu^* muestran un incremento, lo que sugiere nuevamente el aumento de la influencia de actividad volcánica submarina durante el desarrollo de la parte final del Evento *Plenus Cold*. En el intervalo 20–31 m un ligero aumento de la relación $Al/(Al+Fe+Mn)$ y el comportamiento errático de los demás indicadores revela poca influencia de actividad volcánica submarina durante la parte final del OAE 2. Finalmente, hacia la cima de la sección, en el intervalo posterior al OAE2, valores relativamente bajos de la relación $Al/(Al+Fe+Mn)$ y valores relativamente altos de las relaciones Cr/Th , Y/Ho , Eu/Sm y Eu/Eu^* reflejan que la cima de la sección se depositó bajo la influencia de actividad volcánica oceánica.

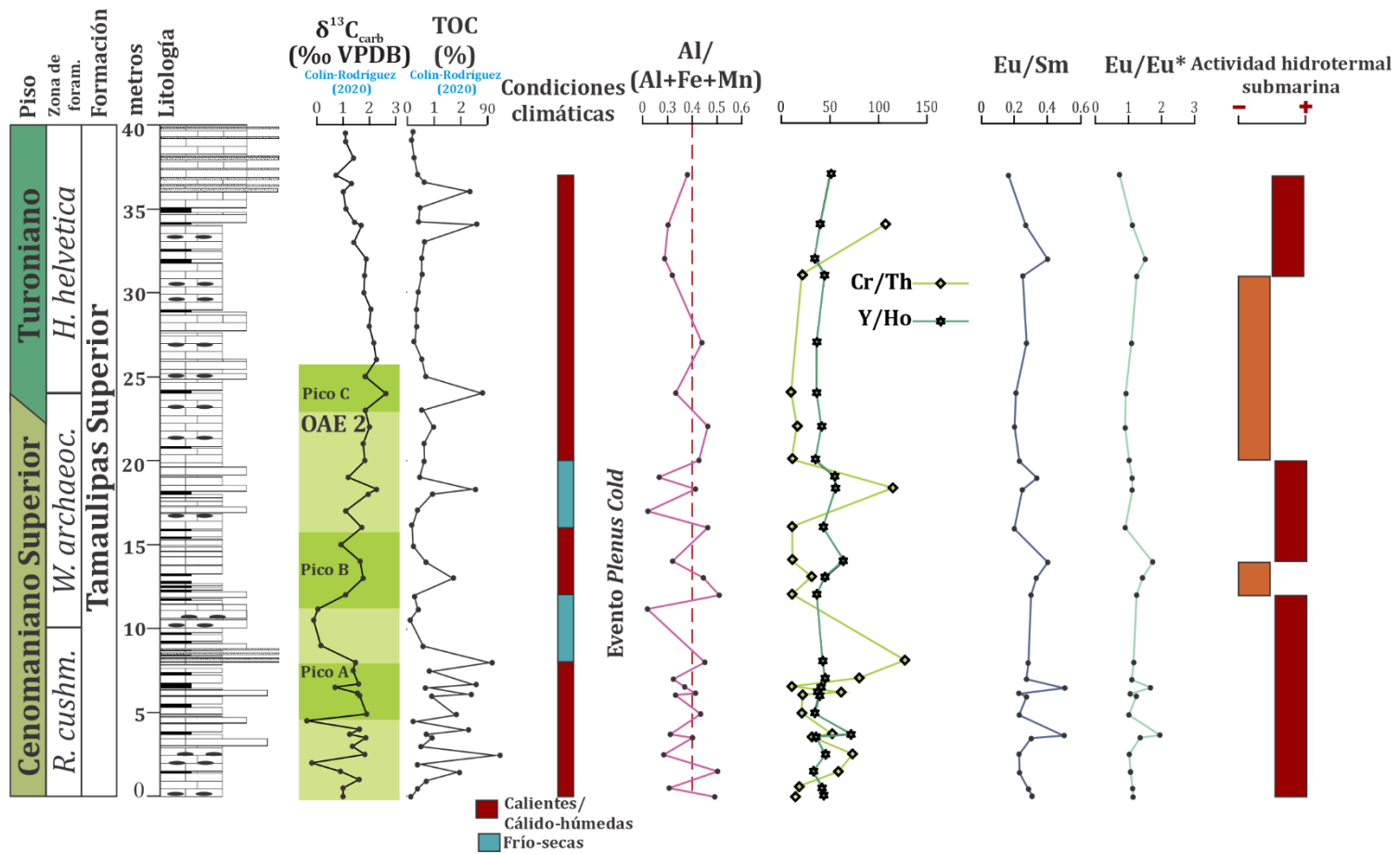


Figura 7.3 Resumen de los indicadores de actividad volcánica submarina durante el depósito de la sección Tlacolula.

7.2.4 Condiciones paleoambientales durante el Evento *Plenus Cold*

Recientemente [Eldrett et al. \(2014\)](#) analizaron el núcleo Shell Iona-1 (Texas) ubicado al sur de lo que anteriormente formaba el Mar Interior Occidental (WIS) (Fig. 7.4). En dicho núcleo estos autores encontraron la excursión isotópica positiva de carbono que caracteriza al OAE2. Además, registraron la ocurrencia del Evento *Plenus Cold*. Previo al inicio del OAE 2, se observa un enriquecimiento de elementos traza redox sensibles y valores altos de TOC (4–10 wt%), por lo que los autores sugieren el establecimiento de condiciones anóxicas a finales del Cenomaniano. Sin embargo, al inicio de la excursión isotópica positiva ocurre una disminución de los factores de enriquecimiento de elementos traza redox sensibles y del contenido de TOC, así como un incremento en la bioturbación y en la presencia foraminíferos bentónicos. Este cambio es interpretado por [Eldrett et al. \(2014\)](#) como el establecimiento de condiciones oxigenadas durante el inicio del OAE 2. Los autores delimitan la ocurrencia de la “Zona Béntica” hacia la parte media del OAE 2, donde se observa una mayor abundancia de foraminíferos bentónicos. Basados en el aumento del factor de enriquecimiento de metales traza máficos como escandio, cobalto, cromo y cobre, y en la aparición de dinoquistes típicos de aguas boreales, estos autores sugieren que este periodo de oxigenación ocurrió debido a la migración de aguas boreales hacia el sur (Fig. 7.4), la cual tuvo lugar durante el pico de la transgresión marina del Cenomaniano tardío. El aumento en los factores de enriquecimiento de los metales traza máficos pudo ser ocasionado por la actividad volcánica submarina de la Provincia Ígnea del Alto Ártico.

En la sección Tlacolula, el Evento *Plenus Cold* se asocia a dos intervalos con valores bajos de CIA (uno entre el pico A y B, en el nivel 11.15 m, y el segundo por debajo del pico C de la excursión isotópica de carbono, niveles 17 y 19 m) que se interpretan como periodos con un clima frío-seco con bajas tasas de intemperismo químico. Cabe mencionar que en estos dos intervalos ocurren cambios importantes en los indicadores de condiciones redox, productividad marina e influencia de actividad volcánica submarina, lo que sugiere que además de cambios en las condiciones climáticas estos intervalos se asocian a cambios generales en el ambiente de depósito (Figs. 7.2 y 7.3). En particular, la disminución de los valores de U_{EF} , V_{EF} y M_{OEF} en los intervalos 8–11.15 m y 18–20 m sugieren condiciones más oxigenadas durante estos episodios fríos. En el caso del intervalo 8–11.15 m, esta

información coincide con el decremento en los valores de TOC y el aumento del índice de bioturbación reportado por Colín-Rodríguez (2020). Por otra parte, un decremento de Cu_{EF} , Ni_{EF} , Zn_{EF} y Cd_{EF} en el intervalo 8–17 m revela menor productividad marina. Además, los dos intervalos fríos coinciden con cambios que evidencian el aumento de la influencia de actividad volcánica submarina (8–11.15 m y 14–20 m). Todo este escenario posiblemente coincide con la invasión de la masa de agua boreal que migró a través del Mar Interior Occidental y que pudo propiciar la reoxigenación de la columna de agua en el centro de México durante el OAE 2.



Figura 7.4. Reconstrucción paleogeográfica regional del Norteamérica y el norte de Sudamérica durante el Cenomaniano tardío (90 Ma). Se muestra la localización de la provincia ígnea del Alto Ártico (HALIP) y la provincia ígnea Caribe-Colombia (CLIP). Las flechas rojas señalan la migración de la masa de agua boreal hacia el sur durante el pico de la transgresión marina de finales del Cenomaniano (Modificado de Scotese, 2022).

7.2.5 Tipo de roca fuente

El tipo de roca fuente para la sección Tlacolula también fue analizada mediante los patrones de tierras raras normalizados con condrita. Estos patrones exhiben un enriquecimiento en LREE en comparación con HREE y una pronunciada anomalía negativa de Eu. De acuerdo con [Cullers \(1994; 2000\)](#), el enriquecimiento en REE ligeras y la anomalía negativa de Eu son característicos de sedimentos derivados de rocas félsicas. Esto podría explicarse considerando el aporte de material procedente de la erosión de rocas félsicas del Terreno Guerrero y/o la caída de ceniza volcánica procedente del Arco Magmático Mexicano del margen Pacífico.

A favor del primer escenario está el hecho de que según [Martini y Ferrari \(2011\)](#) la Orogenia Laramide Mexicana, que ocasionó el levantamiento regional del terreno Guerrero, inició hace ~94 Ma. En un estudio elaborado por [Bissing et al. \(2008\)](#) se determinó que la secuencia volcánica de Cuale, la cual forma parte del subterreno Zihuatanejo del terreno Guerrero, está compuesta por rocas de composición félsica como riolitas, sedimentos volcanoclásticos de composición riolítica, y sills y diques riolíticos del Jurásico tardío. Esta evidencia coincide con lo reportado en el presente estudio, ya que los sedimentos que componen a la sección Tlacolula también tienen un origen félsico.

El segundo escenario es respaldado por la presencia de abundantes capas de ceniza volcánica, posiblemente resultantes de la actividad volcánica del Margen Pacífico Mexicano. De acuerdo con [Velasco-Tapia et al. \(2016\)](#) los horizontes de ceniza volcánica de la Formación San Felipe, la cual sobreyace a la Formación Agua Nueva, derivaron de una fuente volcánica de composición félsica. Si se asume que la fuente de actividad volcánica no varió de forma significativa con el tiempo, podría inferirse que las rocas volcánicas de la sección estudiada también derivaron de una fuente félsica. De esta forma, la caída de material volcánico de origen félsico durante el depósito de las rocas carbonatadas actualmente expuestas en la sección Tlacolula podría explicar las anomalías detectadas.



CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES

Yutzil Sarai Peláez Godínez
Tesis de Licenciatura

CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES

En esta investigación la aplicación de distintos indicadores geoquímicos basados en el contenido de tierras raras y elementos traza a los sedimentos ricos en materia orgánica de las secciones Padhí y Tlacolula permitió reconstruir las condiciones paleoambientales que tuvieron lugar en la cuenca Tampico-Misantla durante el Tithoniano–Berriasiano y el Cenomaniano–Turoniano. Asimismo, permitió precisar la influencia de actividad hidrotermal submarina y establecer el tipo de roca fuente que aportó el material detrítico a dicha cuenca durante estos dos intervalos.

Mediante el cálculo de la anomalía de cerio (Ce/Ce^*) calculada mediante la ecuación de [Nozaki \(2008\)](#) fue posible confirmar que el depósito de los sedimentos enriquecidos en materia orgánica de la sección Padhí (Tithoniano–Berriasiano) ocurrió bajo condiciones anóxicas generalizadas.

Los indicadores $Al/(Al+Fe+Mn)$, Cr/Th , Y/Ho , Eu/Sm y la anomalía de Eu (Eu/Eu^*) revelan que durante el depósito de la sección Padhí ocurrió actividad hidrotermal submarina. Esta actividad pudo haber estado asociada al vulcanismo de la dorsal del Golfo de México o de la Provincia Ígnea *Shatsky Rise*.

Los patrones de REE normalizados con condrita y la anomalía de Eu indican que los sedimentos detríticos que componen a la sección Padhí provienen de una fuente félsica, similar a la de los sedimentos de la Formación Las Delicias.

Mediante el cálculo del Índice de Alteración Química (CIA) fue posible inferir las condiciones climáticas generales y el intemperismo químico durante el depósito de los sedimentos de la sección Tlacolula (Cenomaniano–Turoniano). De acuerdo con los resultados, el depósito de estos sedimentos ocurrió bajo condiciones climáticas generalmente cálido-húmedas, con altas tasas de intemperismo químico, alternando con episodios de clima frío-seco y menor intemperismo químico. Particularmente dos episodios de clima frío-seco se asocian al denominado Evento *Plenus Cold*.

Los factores de enriquecimiento de elementos sensibles a condiciones redox (U , V , Mo y Mn) sugieren que el depósito de la sección Tlacolula ocurrió bajo condiciones redox

variables, generalmente con bajas concentraciones de oxígeno en la masa de agua durante el depósito de los sedimentos ricos en materia orgánica de la parte inicial del OAE 2, que corresponde a los primeros metros de la sección. En el intervalo intermedio del OAE 2 y durante la ocurrencia de los episodios fríos asociados al Evento *Plenus Cold* tuvo lugar la reoxigenación de la masa de agua. Durante el intervalo posterior al OAE 2, que corresponde a la cima de la sección, la concentración de oxígeno en la columna de agua nuevamente fue menor. Por otra parte, los factores de enriquecimiento de elementos indicadores de productividad marina (Cu, Ni, Zn y Cd) revelan condiciones eutróficas generalizadas durante el inicio del OAE 2. Durante la parte media del OAE 2 y el desarrollo del Evento *Plenus Cold* se infieren condiciones oligotróficas. Finalmente, en el intervalo final del OAE 2 nuevamente ocurrió un periodo de eutrofización de la columna de agua.

Los indicadores $Al/(Al+Fe+Mn)$, Cr/Th, Y/Ho, Eu/Sm y la anomalía de Eu (Eu/Eu^*) sugieren que el depósito de la sección Tlacolula ocurrió bajo la influencia de actividad hidrotermal submarina, posiblemente asociada a la Provincia Ígnea Caribe-Colombia o a la Provincia Ígnea del Alto Ártico.

Durante los periodos fríos que en este trabajo se asocian al Evento *Plenus Cold* en la sección Tlacolula ocurrieron cambios en el ambiente de depósito, evidenciados por variaciones en los indicadores CIA, factores de enriquecimiento de elementos sensibles a condiciones redox y de productividad marina, y los indicadores de influencia de actividad volcánica submarina. Particularmente los elementos U, V, Mo sugieren condiciones más oxigenadas durante estos episodios fríos. Por otra parte, los elementos Cu, Ni, Zn y Cd revelan condiciones de baja productividad marina. Además durante el desarrollo de este evento tuvo lugar una mayor influencia de actividad volcánica submarina. Este escenario fue causado posiblemente por la invasión de la masa de agua boreal que migró a través del Mar Interior Occidental durante la ocurrencia del OAE 2.

Los patrones de REE normalizados con condrita y la anomalía de Eu indican que los sedimentos detríticos que componen a la sección Tlacolula se derivaron de una fuente félsica. Posiblemente fueron derivados del Terreno Guerrero o de la ceniza volcánica

asociada a la actividad volcánica procedente del Arco Magmático Mexicano del margen Pacífico.



REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Referencias bibliográficas

Abedini, A., Calagari, A.A., 2015. Rare earth element geochemistry of the Upper Permian limestone: the Kanigorgeh mining district, NW Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 24 (4), 365–382. DOI:10.3906/yer-1412—30

Adams, D.D., Hurtgen, M.T., Sageman, B.B., 2010. Volcanic triggering of a biogeochemical cascade during Oceanic Anoxic Event 2. *Nature Geoscience*, 3, 201—204.

Aguayo-Camargo, J.E., 1977, Sedimentación y diagénesis de la Formación "Chipoco" (Jurásico Superior) en afloramientos, estados de Hidalgo y San Luis Potosí: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 9(2), 11—37.

Aguilera, H.E., 1972, Ambientes de Depósito de las Formaciones del Jurásico Superior en la Región Tampico Tuxpan: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 24 (1—3), 129—163.

Alexander, B.W., Bau, M., Andersson, P., Dulski, P. 2008. Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare Earth Element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 378—394. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.10.028>

Algeo, T.J., Maynard, J.B. 2004. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chem. Geol.*, 206, 289—318. DOI: 10.1016/j.chemgeo.2003.12.009

Algeo, T.J., Tribovillard, N., 2009. Environmental analysis of paleoceanographic systems based on molybdenum–uranium covariation. *Chemical Geology*, 268, 211—225. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.09.001>

Algeo, T.J., Liu J., 2020. A re-assessment of element proxies for paleoredox analysis. *Chemical Geology*, 540. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2020.119549>

Álvarez-Romero, B. P., 2017. Génesis y contrastes mineralógicos del cuerpo manganesífero de Naopa en el distrito de Molango, Hidalgo, México. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México, (118 p.).

Ángeles-Villeda, M.E., Hinojosa-Espinosa, J.J., López-Oliva, J.G., Valdés-González, A., Livas-Vera, M., 2005, Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León, México: *Revista Mexicana de las Ciencias Geológicas*, 22 (2), 272—281.

Armstrong-Altrin, J.S., Verma, S.P., Madhavaraju, J., Lee, Yong Il, Ramasamy, S., 2003. Geochemistry of Upper Miocene Kudankulam Limestones, South India. *International Geology Review*, 45, 16—26.

Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Rosalez-Hoz, L., Lee, Y.I., Balam, V., Cruz-Martinez, A., Avila-Ramirez, G. 2013. Geochemistry of the Jurassic and upper Cretaceous shales from the Molango Region, Hidalgo, Eastern Mexico: implications of source-area weathering, provenance, and tectonic setting. *Comptes Rendus Geosciences*, 345, 185—202. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.crte.2013.03.004>

Armstrong-Altrin, J.S., Lee, Y.I., Kasper-Zubillaga, J.J., Trejo-Ramírez, E., 2016. Mineralogy and geochemistry of sands along the Manzanillo and El Carrizal beach areas, southern Mexico: implications for palaeoweathering, provenance and tectonic setting. *Geological Journal*, 52 (4), 559—582. DOI: <http://dx.doi.org/10.1002/gj2792>

Armstrong-Altrin, J. S., Machain-Castillo, M. L. 2016. Mineralogy, geochemistry, and radiocarbon ages of deep sea sediments from the Gulf of Mexico, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 182—200. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.07.010>

Arthur, M.A., Schlanger, S.O. 1979. Cretaceous “Oceanic Anoxic Events” as Causal Factors in Development of Reef-Reservoired Giant Oil Fields. *AAPG Bulletin*, 63 (6), 870—885. DOI: <https://doi.org/10.1306/2F91848C-16CE-11D7-8645000102C1865D>

Arthur, M.A., Schlanger, S. O., Jenkyns, H. C. 1987. The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II. Palaeoceanographic controls on organic-matter production and preservation. En Brooks, J., Fleet, A.J. (eds) *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society, 26, 401—420. DOI: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.026.01.25>

Arthur, M.A., Dean, W. E., Pratt, L. M. 1988. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. *Nature*, 335, 714—717. DOI: <https://doi.org/10.1038/335714a0>

Arthur, M.A., Brumsack, H.-J., Jenkyns, H. C., Schlanger, S. O. 1990. Stratigraphy, Geochemistry, and Paleooceanography of Organic Carbon-Rich Cretaceous Sequences. En: Ginsburg, R. N., Beaudoin, B. (Eds.), *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, NATO ASI Series, 304, 75—119. DOI: https://doi.org/10.1007/978-94-015-6861-6_6

Barboza-Gudiño, J.R., Tristan Gonzalez, M, Torres Hernández, J. R., 1998. The Late Triassic-Early Jurassic active continental margin of western North America in northeastern Mexico. *Geofísica Internacional*, 37, (4) 283—292. DOI: <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1998.37.4.514>

Barboza-Gudiño, J.R., Hoppe, M. Gómez-Anguiano, M., Martínez-Macías, P.P., 2004. Aportaciones para la interpretación estratigráfica y estructural de la Porción noroccidental de la Sierra de Catorce, San Luis Potosí, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3), 299—319.

Barclay, R. S., McElwain, J. C., Sageman, B. B. 2010. Carbon sequestration activated by a volcanic CO₂ pulse during Ocean Anoxic Event 2. *Nature Geoscience*, 3(3), 205—208. DOI: <https://doi.org/10.1038/ngeo757>

Barrett, T.J., 1981. Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Appenines, Italy. *Chemical Geology*, 34, 289—317. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(81\)90118-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(81)90118-2)

Bau M. 1991. Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium. *Chemical Geology*, 93, 219—230. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(91\)90115-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(91)90115-8)

Bau, M., 1999. Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: experimental evidence for Ce oxidation, Y-Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 67—77. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00014-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00014-9)

Bau, M., Dulski, P., Möller, P. 1995 Yttrium and holmium South Pacific seawater: vertical distribution and possible fractionation mechanisms. *Chem Erde*, 55, 1—15.

Bau, M., Dulski, P., 1996. Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79, 37—55.

Bau, M., Dulski, P., 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during near-vent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chemical Geology*, 155 (1—2), 77—90. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00142-9](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00142-9)

Bau, M., Möller, P., 1992. Rare-earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Mineralogy and Petrology*, 45, 231—246.

Bau, M., Schmidt, K., Koschinsky, A., Hein, J., Khun, T., Usui, A., 2014. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium. *Chemical Geology*, 381, 1—9. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.05.004>

Bao, S-X, Zhou, H-Y, Peng, X-T, Ji F-W, Yao, H-Q. 2008. Geochemistry of REE and yttrium in hydrothermal fluids from the Endeavour segment, Juan de Fuca Ridge. *Geochemical Journal*, 42, 359—370. DOI: <https://doi.org/10.2343/geochemj.42.359>

Berner, R.A., Kothavala Z. 2001. GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO₂ over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, 301 (2), 182—204. DOI: <https://doi.org/10.2475/ajs.301.2.182>

Bissing, T., Mortensen, J.K., Tosdal, R. M. 2008. The rhyolite-hosted volcanogenic massive sulfide district of Cuale, Guerrero Terrane, west-central Mexico: silver-rich, base metal mineralization emplaced in a shallow marine continental margin setting. *Economic Geology*, 103, 141—159.

Blanco-Piñón, A., Maurrasse, F.J.-M.R., Zavala Díaz-de la Serna, F.J., López-Doncel, R.A., Ángeles-Trigueros, S.A., Hernández-Avila, J., Juárez Arriaga, E., 2014. Evidencias petrográficas de estructuras de origen algal/bacteriano en carbonatos de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico Superior) en Xilitla, S. L. P. México Central. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 66, 397—412.

Blakey, R.C., 2008, Gondwana paleogeography from assembly to breakup. A 500 m.y. odyssey. En Fielding, C.R., Frank, T.D., and Isbell, J.L., (eds.), *Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space: Geological Society of America Special Paper*, 441, 1—28, DOI: 10.1130/2008.2441(01).

Blätter, C. L., Jenkyns, H. C., Reynard, L. M., Henderson, G. M. 2011. Significant increases in global weathering during Oceanic Anoxic Events 1a and 2 indicated by calcium isotopes. *Earth and Planetary Science Letters*, 309, 77—88. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.06.029>

Bodin, S., Godet, A., Westermann, S., Föllmi, K.B. 2013. Secular change in northwestern Tethyan water-mass oxygenation during the late Hauterivian–early Aptian. *Earth and Planetary Science Letters*, 374, 121—131. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.030>

Bolhar, R., Kamber, B. S., Moorbath, S., Fedo, C. M., Whitehouse, M. J. 2004. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 222, 43— 60. DOI: 10.1016/j.epsl.2004.02.01

Bomou, B., Adatte, T., Tantawy, A.A., Mort, H., Fleitmann, D., Huang, Y., Föllmi, K. B., 2013. The expression of the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event in Tibet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369, 466—481. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.11.011>

Bonet, F., 1956, Zonificación microfaunística de las calizas cretácicas del este de México: México, D.F., XX Congreso Geológico Internacional, monografía. (102 p.)

Bonet, M.F., Carrillo-Bravo, B.J., 1961, Sobre la llamada Formación Paltotecoya: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13 (7—8), 259—268.

Bornemann, A., Aschwer, U., Mutterlose, J., 2003. The impact of calcareous nannofossils on the pelagic carbonate accumulation across the Jurassic–Cretaceous boundary. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 199, 187—228.

Boström, K., 1970. Submarine volcanism as a source for iron. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9 (4), 348—354. DOI: [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(70\)90134-2](https://doi.org/10.1016/0012-821X(70)90134-2)

Boström, K., 1973. The origin and fate of ferromanganian active ridge sediments. *Stockholm Contribution of Geology*, 27, 149—243

Boström, K., 1983. Genesis of ferromanganese deposits diagnostic criteria for recent and old deposits. En: Rona, P.A., Boström, K., Laubier, L., Smith, K.L. (Eds.), *Hydrothermal Processes at Seafloor Spreading Centers*. Nueva York: Springer, 473—489.

Calvert, S.E., Pedersen, T.F., 1993. Geochemistry of recent oxic and anoxic sediments: implications for the geological record. *Marine Geology*, 113, 67—88. DOI: [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90150-T](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90150-T)

Cantú-Chapa, A., 1969, Estratigrafía del Jurásico Medio-Superior del subsuelo de Poza Rica, Veracruz (Área de Soledad-Miqueta). *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 1(1), 3—9.

Cantú, Chapa, A., 1971, La Serie Huasteca (Jurásico Medio-Superior) del Centro Este de México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3 (2), 17—40.

Cantú-Chapa, A., 1984., El Jurásico Superior de Tamán, San Luís Potosí, Este de México, En: Perrilliat, M.C. (ed.), *Memoria Tercer Congreso Latinoamericano de Paleontología: México*, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 207—215.

Carrillo-Bravo, J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal-Peregrina al NW de Ciudad Victoria, *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 13 (1—2), 1—98.

Carrillo-Bravo, J., 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla, *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 17 (5—7), 73—96.

Castro, M. J. T., Martínez, R. E., 1977. Estudio del Cretácico de la Franja Tamaulipas y Tamabra al SW de la Faja de Oro entre los ríos Nautla y Cazones. En: *Atolón de la Faja de Oro. Etapa estratigráfica y diagenética (B)*. Inst. Mex. Petrol. Subdir. Tec. de Explor., Informe inédito, (68 p.)

Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J.J., Iriando-Perrone, A., 2009. Culminación de la Orogenia Laramide en la Cuenca de Sabinas, Coahuila, México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, A.C.*, 54, 78—89.

Charbonnier, G., Föllmi, K. B. 2017. Mercury enrichments in lower Aptian sediments support the link between Ontong Java large igneous province activity and oceanic anoxic episode 1a. *Geological Society of America*, 45 (1), 63—66. DOI: 10.1130/G38207.1

Colín-Rodríguez, A. 2020. Condiciones paleoambientales durante el lapso Cenomaniano Tardío- Coniaciano en la cuenca Huayacocotla y su relación con los eventos de cambio global acelerado. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. (174 p.)

Coltice, N., Seton, M., Rolf, T., Müller, R. D., Tackley, P.J., 2013. Convergence of tectonic reconstructions and mantle convection models for significant fluctuations in seafloor spreading. *Earth and Planetary Science Letters*, 383, 92—100. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.032>

Cordier, Daniel J., 2009. Rare Earths. U.S. Geological Survey Minerals Yearbook. USGS.

Cuellar-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*, 29 (1), 179—203.

Cullers, R.L., 1994. The controls on the major and trace element variation of shales, siltstones, and sandstones of Pennsylvanian-Permian age from uplifted continental blocks in Colorado to platform sediment in Kansas, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58, 4955—4972. DOI: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90224-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90224-0)

Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51, 181— 203. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00063-8)

Cullers, R.L., 2002. Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA. *Chemical Geology*, 191, 305— 327. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00133-X](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00133-X)

Cullers, R.L., Podkovyrov, V.N. 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling. *Precambrian Research*, 104, 77—93. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(00\)00090-5](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(00)00090-5)

Damborenea, S. E. 2000. Hispanic Corridor: Its Evolution and the Biogeography of Bivalve Molluscs. En: R.I Hall, and P.I. Smith (eds.), *Advances in Jurassic Research*. Transtec Publications, Geo-Research fórum, 6, 369—380.

Damborenea, S. E., 2017. Revisión de los biocoremas marinos globales del jurásico según la distribución de los moluscos bivalvos. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*, 17(2), 31—49.

De Baar, H.J.W., 1991. On cerium anomalies in the Sargasso Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55 (10), 2981—2983. DOI: [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90463-F](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(91)90463-F).

De Paula-Santos ,G. M., Caetano-Filho, S., Babinski, M., Enzweiler, J. 2018. Rare earth elements of carbonate rocks from the Bambuí Group, southern São Francisco Basin, Brazil,

and their significance as paleoenvironmental proxies. *Precambrian Research*, 305, 327—340. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.12.023>

Dias, A.S., Barriga, F., 2006. Mineralogy and geochemistry of hydrothermal sediments from the serpentinite-hosted Saldanha hydrothermal field (36°34'N; 33°26'W) at MAR. *Marine Geology*, 225, 157—175. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.07.013>

Dubinina, A. V., 2004. Geochemistry of the rare earth elements on the ocean. *Lithology and Mineral Resources*, 39, 4, 289—307.

Du Vivier, A. C. 2014. Global evaluation of Os and Ca marine isotope stratigraphy and U-Pb geochronology of the OAE 2. Tesis Doctoral. Durham University. (258 p.)

Du Vivier, A.D., Selby, D., Sageman, B.B., Jarvis, I., Gröcke, D.R., Voigt, S., 2014. Marine ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os isotope stratigraphy reveals the interaction of volcanism and ocean circulation during Oceanic Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 389 (1), 23—33.

Echanove-Echanove, O., 1986, *Geología Petrolera de la Cuenca de Burgos (Parte I), Consideraciones Geológico-Petroleras y (Parte II), Resultados de pozos exploratorios y antecedentes de campos y producción: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 38 (1), 3—74.

Eguiluz de Antuño, S., Aranda-García, M., y Marrett, R. 2000, *Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53 (1), 1—26

Eicher, D. L., Worstell, P., 1970, Cenomanian and Turonian foraminifera from the Great Plains, United States. *Micropaleontology*, 16, 269—324. DOI: <https://doi.org/10.2307/1485079>

Elderfield, H., Greaves, M.J. 1982. The rare-earth elements in sea-water. *Nature* 296. 214—219. DOI: <https://doi.org/10.1038/296214a0>

Elderfield, H., 1988. The oceanic chemistry of the rare earth elements. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 325, 1583, 105—126.

Eldrett, J. S., Minisini, D., y Bergman, S. C. 2014. Decoupling of the carbon cycle during Ocean Anoxic Event 2. *Geology*, 42(7), 567-570. DOI: <https://doi.org/10.1130/G35520.1>

Eldrett, J. S., Dodsworth, P., Bergman, S. C., Wright, M., Minisini, D. 2017. Water-mass evolution in the Cretaceous Western Interior Seaway of North America and equatorial Atlantic. *Climate of the Past*, 13(7), 855—878. DOI: <https://doi.org/10.5194/cp-13-855-2017>

Erba, E., Duncan, R.A., Boottini, C., Tiraboschi, D., Weissert, H., Jenkyns, H.C., Malinverno, A., 2015. Environmental consequences of Ontong Java Plateau and Kerguelen Plateau volcanism. En: Neal, C.R., Sager, W.W., Sano, T., Erba, E. (Eds.), *The Origin*,

Evolution, and Environmental Impact of Oceanic Large Igneous Provinces. Geological Society of America Special Paper, 511, 271—303. DOI: 10.1130/2015.2511(15)

Erben, H.K., 1956, El Jurásico Medio y el Calloviano de México: en XX Congreso Geológico Internacional, México, D.F., Monografía, (140 p.)

Erickson, B.E., Helz, G.R., 2000. Molybdenum (VI) speciation in sulfidic waters: stability and lability of thiomolybdates. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 1149—1158. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00423-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00423-8)

Escalera Alcocer J.A, 2010, Estrategia, logros y desafíos de la exploración petrolera en México. Trabajo de ingreso a la Academia de Ingeniería, Especialidad: Ingeniería Geológica. México D.F. (70 p.)

Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Armstrong-Altrin, J.S., 2011. Petrography and geochemistry of clastic sedimentary rocks as evidence for provenance of the Lower Cambrian Lalun Formation, Posht-e-badam block, Central Iran. *Journal of African Earth Sciences*, 61, 142—159. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2011.06.003>

Falkowski, P.G., Katz, M.E., Knoll, A.H., Quigg, A., Raven, J.A., Schofield, O., Taylor, F., 2004. The evolution of modern eukaryotic phytoplankton. *Science*, 305, 354—360.

Fedo, C.M., Wayne, N.H., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23, 921—924.

Feraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H. y Haller, M., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, 172, 83—96. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00190-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00190-9)

Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores, B., Vásquez-Serrano, A., 2012, The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt: *Geosphere*, 8, 931—949. DOI: <https://doi.org/10.1130/GES00759.1>

Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G. 2018. The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56–84. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>

Fletcher, B. J., Brentnall, S. J., Anderson, C. W., Berner, R. A., Beerling, D. J. 2008. Atmospheric carbon dioxide linked with Mesozoic and early Cenozoic climate change. *Nature Geoscience*. 1, 43—48.

Föllmi, K. B., Godet, A. Bodin, S., Linder, P., 2006, Interactions between environmental change and shallow water carbonate buildup along the northern Tethyan margin and their

impact on the Early Cretaceous carbon isotope record. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 21, PA421, 1—16. DOI:10.1029/2006PA001313

Föllmi, K. B., 2012. Early Cretaceous life, climate and anoxia. *Cretaceous Research*, 35, 230—257. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2011.12.005>

Forster, A., Schouten, S., Baas, M., Sinninghe Damste, J.S. 2007^a. Mid-Cretaceous (Albian-Santonian) sea surface temperature record of the tropical Atlantic Ocean. *Geology*, 35, 919—922. DOI: [10.1130/G23874A.1](https://doi.org/10.1130/G23874A.1)

Forster, A., Schouten, S., Moriya, K., Wilson, P.A., Sinninghe Damsté, J.S. 2007^b. Tropical warming and intermittent cooling during the Cenomanian/Turonian Oceanic Anoxic Event 2: Sea surface temperature records from the equatorial Atlantic. *Paleoceanography, and Paleoclimatology* 22, PA1219. DOI: 10.1029/2006PA001349

Franchi, F., Hofmann, A., Cavalazzi, B., Wilson, A., Barbieri, R. 2015. Differentiating marine vs hydrothermal processes in Devonian carbonate mounds using Rare Earth Elements (Kess Kess mounds, Anti-Atlas, Morocco). *Chemical Geology*, 409, 69—86. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.05.006>

Franks, P. J., Royer, D. L., Beerling, P. K., Van de Water, D. J., Cantrill, D. J., Barbour, M. M., Berry, J. A., 2014. New constraints on atmospheric CO₂ concentration for the Phanerozoic. *Geophysical Research Letters*, 41(13), 4685—4694. DOI: <https://doi.org/10.1002/2014GL060457>

Friedrich, O., Norris, R.D., Erbacher, J. 2012. Evolution of middle to Late Cretaceous oceans-A 55 m.y. record of Earth's temperature and carbon cycle. *Geology*, 40, 107—110. DOI: [10.1130/G32701.1](https://doi.org/10.1130/G32701.1)

Frimmel, H.E. 2009. Trace element distribution in Neoproterozoic carbonates as palaeoenvironmental indicator. *Chemical Geology*, 258, 338—353. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.10.033>

Gale, A. S., Christensen, W. K. 1996. Occurrence of the belemnite *Actinocamax plenus* in the Cenomanian of SE France and its significance. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 43(1), 68—77

Gale, A. S., Jenkyns, H. C., Tsikos, H., van Breugel, Y., Sinninghe Damsté, J. S., Bottini, C., Erba, E., Russo F., Falzoni F., Rose-Pettrizzo, M., Dickson A.J., Wray, D.S. 2018. High-resolution bio- and chemostratigraphy of an expanded record of Oceanic Anoxic Event 2 (Late Cenomanian–Early Turonian) at Clot Chevalier, near Barrême, SE France (Vocontian Basin, SE France). *Newsletters on Stratigraphy*, 52(1), 2363—6122. DOI: <https://doi.org/10.1127/nos/2018/0445>

García-Montalvo, Verónica., 2020. Los integrantes elementos químicos conocidos como Tierras Raras. *Boletín de la Sociedad Química de México*, 14, 1, 16—19.

Geldmacher, J., van den Bogaard, P., Heydolph, K., Hoernle, K., 2014. The age of Earth's largest volcano: Tamu Massif on Shatsky Rise (northwest Pacific Ocean). *International Journal of Earth Sciences*, 103, 2351—2357. DOI: [10.1007/s00531-014-1078-6](https://doi.org/10.1007/s00531-014-1078-6)

Godínez-Urban, A. Lawton, T.F. Molina Garza, R.S., Iriondo, A., Weber, B., López-Martínez, M., 2011. Jurassic Volcanic and Sedimentary rocks of The La Silla and Todos Santos Formations, Chiapas: Record of Nazas Arc magmatism and rift-basin formation prior to opening of the Gulf of Mexico. *Geosphere*, 7 (1), 121—144. DOI: <https://doi.org/10.1130/GES00599.1>

Goldhammer, R.K., 1999. Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. En: Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (Eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*. Boulder, Colorado: Geological Society of America, Special Paper, 340, 1—59.

Grabowski J., Haas J., Soykova K., Wierzbowski H., Brański p., 2017. Environmental changes around the Jurassic/ Cretaceous transition: New nannofossil, chemostratigraphic and stable isotope data from the Lókút section (Transdanubian Range, Hungary). *Sedimentary Geology*, 360, 54—62.

Greaves, M. J., Statham, P. J., Elderfield, H., 1994. Rare earth mobilization from marine atmospheric dust into seawater, *Marine Chemistry*, 46, 255—260.

Gröcke, D.R., Price, G.D., Ruffell, A.H., Mutterlose, J., Baraboshkin, E., 2003. Isotopic evidence for Late Jurassic-Early Cretaceous climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202, 97—118. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(03\)00631-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(03)00631-X)

Gross, J. H. 2017. *Mass Spectrometry*. Springer International Publishing. DOI: <https://doi.org/10.1007/978-3-319-54398-7>

Haq, B.U., 2014. Cretaceous eustasy revisited. *Glob. Planet. Chang*, 113, 44—58.

Haq, B. U. 2017. Jurassic sea-level variations: a reappraisal. *GSA Today*, 28(1), 4—10.

Haxel, G. B., Hedrick, J. B., Orris, G. J. 2005. *Rare Earth Elements- Critical Resources for High Technology*. United States Geological Survey. Recuperado el 18 de septiembre de 2021 de <https://pubs.usgs.gov/fs/2002/fs087-02/>

Heim, A., 1926, Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 20(1), 84—87.

Hermoso De La Torre, C., Martínez-Pérez, J., 1972, Medición detallada de formaciones del Jurásico Superior en el frente de la Sierra Madre Oriental: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 24(1-3), 45—63.

Hernández-Bernal, M. S., Hernández-Treviño, J. T., 1991, Evolución geológica de la región de Metztlán/Zacualtipan, Estados de Hidalgo y Veracruz. Tesis Profesional. México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. (89 p.)

Hetzl, A., Böttcher, M.E., Wortmann, U.G., Brumsack, H.-J. 2009. Paleo-redox conditions during OAE 2 reflected in Demerara Rise sediment geochemistry (ODP Leg 207). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 273, 302—308. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.11.005>

Ifrim, C., Stinnesbeck, W., Schafhauser, A, 2005, Maastrichtian shallow-water ammonites of northeastern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(1), 48—64.

Imlay, R. W., Cepeda D. L. C. E. , Álvarez, M. and Díaz , G. T., 1948. Stratigraphic Relations of Certain Jurassic Formations in Eastern México, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 2 (9), 1750—1761.

Imlay, R.W., 1952, Correlation of the Jurassic formations of the North America, exclusive of Canada. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 953—992.

Iturralde-Vinent, M. A., 2006. Meso-Cenozoic Caribbean Paleogeography: Implications for the Historical Biogeography of the Region, *International Geology Review*, 48 (9), 791—827, DOI: 10.2747/0020-6814.48.9.791

Jarvis, I., Gale, A.S., Jenkyns, H.C., Pearce, M.A., 2006. Secular variation in Late Cretaceous carbon isotopes: a new $\delta^{13}\text{C}$ carbonate reference curve for the Cenomanian–Campanian (99.6–70.6 Ma). *Geological Magazine*, 143, 561—608. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0016756806002421>

Jarvis, I., Lignum, J. S., Gröcke, D. R., Jenkyns, H. C., Pearce, M. A., 2011. Black shale deposition, atmospheric CO₂ drawdown, and cooling during the Cenomanian–Turonian Oceanic Anoxic Event. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 26 (3), PA3201, 1—17. DOI:<https://doi.org/10.1029/2010pa002081>

Jefferies, R. P. S. 1962. The palaeoecology of the Actinocamax Plenus Subzone (Lowest Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Palaeontology*, 4(4), 609—647.

Jeffreys, G. 1910, Reporte Geológico de la American Gulf Oil Company. En Muir, M.J. *Geology of the Tampico Region México: The American Association of Petroleum Geologists, USA, Oklahoma*, (280 p.)

Jenkyns, H.C. 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. Geol. Soc. London*, 137, 171—188.

Jenkyns, H. C. 2003. Evidence for rapid climate change in the Mesozoic–Paleogene greenhouse world. *Philosophical Transactions of the Royal Society, Series A*:

Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 361 (1810), 1885—1916. DOI: <https://doi.org/10.1098/rsta.2003.1240>

Jenkyns, H.C. 2010. Geochemistry of Oceanic Anoxic Events. *Geochemistry, Geophysics. Geosystems.*, 11, Q03004, 1—30 DOI:10.1029/2009GC002788

Jenkyns, H. C., Dickson, A. J., Ruhl, M., van den Boorn, S. H. J. M. 2017. Basalt-seawater interaction, the Plenus Cold Event, enhanced weathering and geochemical change: Deconstructing Oceanic Anoxic Event 2 (Cenomanian-Turonian, Late Cretaceous). *Sedimentology*, 64(1), 16–43. DOI: <https://doi.org/10.1111/sed.12305>

Jones, C. E., Jenkyns, H. C., 2001. Seawater strontium isotopes, Oceanic Anoxic Events and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous. *American Journal of Science*, 301 (2), 112—149.

Joo, J.Y., Sageman, B.B, Hurtgen, M.T. 2020. Data-model comparison reveals key environmental changes leading to Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event 2. *Earth-Science Reviews*, 203 (103123). DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103123>

Juárez-Aguilar, E. A., 2021. Análisis de tierras raras en niveles selectos del Miembro Medio de la Formación Tlayúa (Cretácico Inferior, Albiano) en Tepexi de Rodríguez, Puebla, México: Implicaciones paleoambientales. Tesis de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México.

Juárez-Arriaga, E., Lawton, T. F., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Stockli, D. F., Solari, L., 2019. Sediment provenance, sediment-dispersal systems, and major arc-magmatic events recorded in the Mexican foreland basin, North-Central and Northeastern Mexico. *International Geology Review*, 61, 2118—2142. DOI: <https://doi.org/10.1080/00206814.2019.1581848>

Keller, G., Pardo, A. 2004. Age and paleoenvironment of the Cenomanian-Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado. *Marine Micropaleontology*, 51, 95—128.

Keller, G., Adatte, T., Berner, Z., Chellai, E. H., Stüben, D. 2008. Oceanic events and biotic effects of the Cenomanian–Turonian anoxic event, Tarfaya Basin, Morocco. *Cretaceous Research*, 29 (5–6), 976—994. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2008.05.020>

Keller, C.E., Hochuli, P.A., Weissert, H., Bernasconi, S.M, Giorgini, M., Garcia, T.I., 2011, A volcanically induced climate warming and floral change preceded the onset of OAE1a (Early Cretaceous): *Palaeoceanography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 305(1), 43—49. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.02.011>

Kerr, A.C., 2005. Oceanic LIPs: the kiss of death. *Elements*, 1 (5), 289—292. DOI: <https://doi.org/10.2113/gselements.1.5.289>

Khelen, A.C., Manikyamba, C., Subramanyam, K.S.V., Santosh, M., Sohini, G., Kalpana, M.S., Subba Rao, D.V., 2019. Archean sea water composition and depositional environment-geochemical and isotopic signatures from the stromatolitic carbonates of Dharwar Craton, India. *Precambrian Research*, 330, 35—57. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2019.04.020>

Klinger, J. M., 2015. A historical geography of rare earth elements: From discovery to the atomic age. *The Extractive Industries and Society*, 2, 572—580. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.exis.2015.05.006>

Krishnamurthy, N., Gupta, C.K. 2016. *Extractive Metallurgy of Rare Earths*. Segunda Edición. Nueva York: CRC Press.

Krogt, P. van der., 2011. The Discovery and Naming of the Rare Earths. En: *Elementymology & Elements Multidict*. Recuperado el 20 de noviembre 2020, de <https://elements.vanderkrogt.net/rareearths.php>

Kuhnt, W., Luderer, F., Nederbragt, S., Thurow, J., Wagner, T. 2005. Orbital-scale record of the late Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event (OAE-2) in the Tarfaya Basin (Morocco). *International Journal of Earth Sciences*, 94, 147—159. DOI 10.1007/s00531-004-0440-5

Kurian, S., Nath, B.N., Ramaswamy, V., Naman, D., Rao, T.G., Raju, K.K., Selvaraj, K., Chen, C.T.A. 2008. Possible detrital, diagenetic and hydrothermal sources for Holocene sediments of the Andaman backarc basin. *Marine Geology*, 247 (3—4), 178—193. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.09.006>

Kuroda, J., Orawa, N.O., Tanimizu, M., Coffin, M.F., Tokuyama, H., Kitazato, H., Ohkouchi, N. 2007. Contemporaneous massive subaerial volcanism and late cretaceous Oceanic Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 256, 211—223. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.01.027>

Larson, R.L., 1991^a. Latest pulse of Earth: evidence for a Mid-Cretaceous super plume. *Geology*, 19, 547—550. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019%3C0547:LPOEEF%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019%3C0547:LPOEEF%3E2.3.CO;2)

Larson, R.L., 1991^b. Geological consequences of superplumes. *Geology* 19 (10), 963—966. DOI: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019%3C0963:GCOS%3E2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019%3C0963:GCOS%3E2.3.CO;2)

Larson, R. L., Erba, E. 1999. Onset of the mid-Cretaceous greenhouse in the Barremian-Aptian: Igneous events and the biological, sedimentary and geochemical responses. *Paleoceanography*, 14 (6), 663—678. DOI: <https://doi.org/10.1029/1999PA900040>

Leckie, R. M., Bralower, T. J., Cashman, R., 2002. Oceanic anoxic events and plankton evolution: Biotic response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous, *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 17(3), 1—29. DOI: 10.1029/2001PA000623.

Li, J., Chen L.W., Hao C.M., Zhang, J., Chen, S., Gui, H. 2021. Geochemical characteristics and geological significance of chert nodules in Qixia formation, Pingding Mountain, lower Yangtze Plate. *Journal of Mountain Science*, 18(1). <https://doi.org/10.1007/s11629-020-5982-x>

Longoria, J. F., 1975, Estratigrafía de la sierra Comancheana del Noreste de México: *Boletín de la Sociedad Geológica de México*, 36 (1), 31—59.

López-Palomino, R. I., 2002, Análisis bioestratigráfico basado en fauna de Amonites del Oxfordiano (Jurásico Superior) en la región de Tamán, San Luís Potosí. Tesis de Maestría. México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. (174 p.)

López-Ramos, E. 1979, *Geología de México; Tomo II: Private Edition*, (454 p.)

Madhavaraju, J., González-León, C. M. 2012. Depositional conditions and source of rare earth elements in carbonate strata of the Aptian-Albian Mural Formation, Pitaycachi section, northeastern Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29 (2), 478—491.

Madhavaraju, J., Gonzalez-León, C.M., Lee Y.I., Armstrong-Altrin, J.S., Reyes-Campero, L.M. 2010. Geochemistry of the Mural Formation (Aptian-Albian) of the Bisbee Group, Northern Sonora, Mexico. *Cretaceous Research*, 31, 400—414.

Madhavaraju, J., Löser, H., Lee, Y.I., Lozano-Santacruz, R., Pi-Puig, T. 2016. Geochemistry of Lower Cretaceous limestones of the Alisitos Formation, Baja California, México: Implications for REE source and paleo-redox conditions. *Journal of South American Earth Sciences*, 66, 149—165. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.11.013>

Mahoney, J.J., Duncan, R.A., Tejada, M.L.G., Sager, W.W., Bralower, T.J. 2005 Jurassic-Cretaceous boundary age and mid-ocean-ridge-type mantle source for Shatsky Rise. *Geology*, 33 (3), 185—188. DOI: 10.1130/G21378.1

Manjarrez-Hernández, P.P., Hernández-De la Fuente, R.A., 1989, Informe geológico final “Prospecto Cardel”, México: México, D.F., Petróleos Mexicanos,, informe inédito. (193 pp).

Martínez, M. A., y Olivera, D. E., 2016. Jurassic organic-walled marine microplankton from the Neuquén Basin. Distribution, biostratigraphy and paleobiogeography. *Publicación Electrónica de la Asociación Paleontológica Argentina*, 16 (2), 106—128.

Martínez-Yáñez, M. 2015. Estudio de la Formación Pimienta para evaluar su potencial como un yacimiento no convencional del tipo shale gas/oil; implicaciones y aportaciones. Tesis de Licenciatura. Instituto Politécnico Nacional. (196 p.)

Martínez-Yáñez, M., Núñez-Useche, F., López M., R., Gardner, R. D., 2017. Paleoenvironmental conditions across the Jurassic-Cretaceous boundary in central-eastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 77, 261—275. DOI: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2017.05.007>

Martínez-Yáñez, M. 2021. Condiciones paleoambientales durante la transición Jurásico-Cretácico y sus implicaciones en el contenido de materia orgánica de la Formación Pimienta, cuenca de Huayacocotla, México. Tesis de Maestría. Instituto Politécnico Nacional. (122 p.)

Martini, M., Ferrari, L. 2011. Style and chronology of the Late Cretaceous shortening in the Zihuatanejo area (southwestern Mexico): Implications for the timing of the Mexican Laramide deformation, 7 (6), 1469—1479. DOI: 10.1130/GES00743.1

Martini, M., Ortega-Gutiérrez, F. 2018. Tectono-stratigraphic evolution of eastern Mexico during the break-up of Pangea: A review. *Earth-Science Reviews*, 183, 38—55. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.06.013>

Marton, G.L., Buffler, R.T. 1999. Jurassic–Early Cretaceous tectono-paleogeographic evolution of the southeastern Gulf of Mexico basin. En: Mann P (ed.). *Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World*, 4, 63–91. DOI: [https://doi.org/10.1016/S1874-5997\(99\)80037-9](https://doi.org/10.1016/S1874-5997(99)80037-9)

McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. En: Bruce R. Lipin, G.A. McKay (eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements, Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 169—200.

McLennan, S.M., 1993. Weathering and global denudation. *J. Geol.*, 101, 295—303.

McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2 (4), DOI: <https://doi.org/10.1029/2000GC000109>

McLennan, S.M., Taylor, S.R. 2012. Geology, geochemistry, and natural abundances of the rare earth elements. En Atwood, D.A., *The Rare Earth Elements: Fundamentals and Applications*, 1—19. EUA: John Wiley & Sons.

Michard, A., Albarède, F., Michard, G., Minster, J. F., Charlou, J. L. 1983. Rare-earth elements and uranium in high-temperature solutions from East Pacific Rise vent field (13°N). *Nature*, 303, 795—797.

Mills, B. J. W., Scotese, C. R., Walding, N. G., Shields, G. A., Lenton, T. M., 2017. Elevated CO₂ degassing rates prevented the return of Snowball Earth during the Phanerozoic. *Nature Communications*. 8, 1110. 1—7. DOI: 10.1038/s41467-017-01456-w

Meiburg, P., Chapa-Guerrero, J.R., Grotehusmann, I., Kustus, T., Lentzy, P., León-Gómez, H., Mansilla-Teran, M.A., 1987, El basamento precretácico de Aramberri-estructura clave para comprender el decollement de la cubierta Jurásica-cretácica de la Sierra Madre Oriental, México, *Actas Fac. Ciencias Tierra U.A.N.L. Linares* 2, 15—22.

Mills, B. J. W., Krause, A. J., Scotese, C. R., Hill, D. J., Shields, G. A., Lenton, T. M., 2019. Modelling the long-term carbon cycle, atmospheric CO₂, and Earth surface temperature from late Neoproterozoic to present day. *Gondwana Research*, 67, 172—186. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.12.001>

Mirza, T.A., Kamal, K.H., Ridha, S.M., Fatah, C.M. 2021 Major, trace, rare earth element, and stable isotope analyses of the Triassic carbonates along the northeastern Arabian Plate margin: a key to understanding paleotectonics and paleoenvironment of the Avroman (Biston) limestone formation from Kurdistan region, northeastern Iraq. *Carbonates and Evaporites*, 36 (66), DOI: <https://doi.org/10.1007/s13146-021-00733-6>

Montero-Serrano J.C., Martínez-Santana M., Tribovillard N., Riboulleau A, Garbán . 2009. Comportamiento geoquímico del molibdeno y sus isótopos en el ambiente sedimentario – Un resumen bibliográfico. *Revista de Biología Marina y Oceanografía*, 44(2), 263—275

Morford, J.L., Emerson, S., 1999. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 1735—1750. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00126-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00126-X)

Morford, J.L., Martin, W.R., Carney, C.M., 2009. Uranium diagenesis in sediments underlying bottom waters with high oxygen content. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73, 2920—2937. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2009.02.014>

Mort, M. Adate, T., Föllmi, K.B. Keller, G., Steinmann, P., Matera, V., Berner, Z., Stüben, D. 2007. Phosphorous and the roles of productivity and nutrient recycling during oceanic event 2. *Geology*, 35, 483—486.

Muir, M.J. 1936, *Geology of the Tampico Region México: The American Association of Petroleum Geologists, USA, Oklahoma*, (280 p.)

Müller, R. D., Dutkiewicz, A., Seton, M., Gaina, C., 2013. Seawater chemistry driven by supercontinent assembly, break-up and dispersal. *Geology*, 41, 907—910. DOI: [10.1130/G34405.1](https://doi.org/10.1130/G34405.1)

Müller, R.D., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S.E., Matthews, K.J., Wright, N.M., Shephard, G.E., Maloney, K. T., Barnett-Moore, N., Hosseinpour, M., Bower, D.J., Cannon, J., 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *The annual review of Earth Planetary Science*, 44, 107—138. DOI: [10.1146/annurev-earth-060115-012211](https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060115-012211)

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299, 715—717.

Nozaki, Y. 2001. Rare earth elements and their isotopes in the ocean. En: Steele, J.H., Turekian, K.K., Thorpe, S.A. (Eds.), *Encyclopedia of Ocean Sciences*, Academic Press, 653–665.

Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J. A., y Canet, C. 2014. Mexican archives for the major Cretaceous Oceanic Anoxic Events. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(3), 491—505.

Núñez-Useche, F. 2016. Registro y condiciones paleoambientales de eventos anóxicos oceánicos del Cretácico en el margen Occidental del proto-Atlántico Norte: Norte y Centro de México. Tesis Doctoral. México DF, México, Universidad Nacional Autónoma de México. (143 pp.)

Ochoa-Camarillo, H.R., Buitrón, B.E., Silva-Pineda, A., 1998, Contribución al conocimiento de la bioestratigrafía paleoecología y tectónica del Jurásico (Anticlinorio de Huayacocotla) en la Región de Molango, Hidalgo, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15 (1), 57—63.

Ochoa-Camarillo, H.R., Buitrón, B.E., Silva-Pineda, A., 1999, Redbeds of the Huayacocotla anticlinorium, state of Hidalgo, east-central Mexico. En Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, 340, 59—68.

O'Connor, L. K., Jenkyns, H. C., Robinson, S. A., Remmelzwaal, S. R. C., Batenburg, S. J., Parkinson, I. J., Gale, A. S. 2020. A re-evaluation of the Plenian Cold Event, and the links between CO₂, temperature, and seawater chemistry during OAE 2. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35, e2019PA003631. 1—23. DOI: <https://doi.org/10.1029/2019PA003631>

Ogg J. G., 2016. *A concise Geologic Time Scale*, Elsevier. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-444-59467-9.00001-7>

Okita, P.M., 1992, Manganese carbonate mineralization in the Molango district, Mexico: *Economy Geology*, 87(5), 1345-1366.

Padilla y Sánchez, R.J., 1978, Geología y estratigrafía (Cretácico superior del límite suroeste del estado de Nuevo León): *Revista del Instituto de Geología*, 2 (1), 37-44.

Padilla y Sánchez, R. J., 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59 (1), 19—42.

Pearce, M. A., Jarvis, I., Tocher, B. A. 2009. The Cenomanian-Turonian boundary event, OAE 2 and paleoenvironmental change in epicontinental seas: New insights from the

dinocyst and geochemical records. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 280(1), 207—234. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.paleo.2009.06.012>

Pedrazzini, N.C., Basáñez-Loyola, M.A., 1978, Sedimentación del Jurásico Medio-Superior en el Anticlinorio de Huayacocotla-Cuenca de Chicontepec, estados de Hidalgo y Veracruz, México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 10 (3), 6-24.

Perkin Elmer., 2017, The 30-minute guide to ICP-MS. Technical Note. Recuperado el 4 de enero 2021 en: https://www.perkinelmer.com/lab-solutions/resources/docs/TCH-30-Minute-Guide-to-ICP-MS-006355G_01.pdf

Pessagno, E.A., Jr., Longoria, J.F., MacLeod, N., Six, W.M., 1987, Studies of North American Jurassic Radiolaria: Part. I. Upper Jurassic (Kimmeridgian-Upper Tithonian) Pantanellidae from the Taman Formation, East-Central Mexico: Tectonostratigraphic, Chronostratigraphic, and Phylogenetic implications, Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication 23, 1—51.

Petróleos Mexicanos (PEMEX). 1988, Estratigrafía de la República Mexicana: Mesozoico, Subdirección de Producción Primaria, Coordinación Ejecutiva de Exploración, 229.

Petróleos Mexicanos (PEMEX). 2013. Provincia Petrolera Tampico-Misantla. Disponible en: <https://docplayer.es/12780635-Provincia-petrolera-tampico-misantla.html>

Pindell, J.L., 1985. Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean. *Tectonics*, 4, 1—39.

Pindell., J.L., Kennan, L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society, London, Special Publications*, 328 (1), 1–55. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP328.1>

Pindell, J.L., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., Weber, B. 2021. A revised synthesis of the rift and drift history of the Gulf of Mexico and surrounding regions in the light of improved age dating of the Middle Jurassic salt. *Geological Society, London, Special Publications*, 504(1), 29-76. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP504-2020-43>

Piper, D.Z., 1974, Rare earth elements in the sedimentary cycle, a summary: *Chemical Geology*, 14, 285—304. DOI: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(74\)90066-7](https://doi.org/10.1016/0009-2541(74)90066-7)

Piper, D. Z., Bau, M., 2013. Normalized rare earth elements in water, sediments, and wine: Identifying sources and environmental redox conditions. *American Journal of Analytical Chemistry*, 4, 69—83. DOI: <http://dx.doi.org/10.4236/ajac.2013.410A1009>

Piper, D.Z., Perkins, R.B., 2004. A modern vs. Permian black shale-the hydrography, primary productivity, and water-column chemistry of deposition. *Chem. Geol.*, 206, 177—197

Pisarzowska, A., Rakocinski, M., Marynowski, L., Szczerba, M., Thoby, M., Paszkowski, M., Perri, C. M., Spallett, C., Schönlaub, H.P., Kowalik, N., Gereke, M. 2020. Large environmental disturbances caused by magmatic activity during the Late Devonian Hangenberg Crisis. *Global Planetary Change* 190, 103155. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103155>

Pogge von Strandmann, P. A. E., Jenkyns, H. C., Woodfine, R. G., 2013. Lithium isotope evidence for enhanced weathering during Oceanic Anoxic Event 2. *Natural Geoscience*, 6, 668—672. DOI: 10.1038/NCEO1875

Price, G.D., Rogov, M., 2009. An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian Platform. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 273, 41—49.

Price, G. D., Fözy, I., Pálffy, J. 2016. Carbon cycle history through the Jurassic-Cretaceous boundary: A new global $\delta^{13}\text{C}$ stack. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 451, 46—61. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.03.016>

Prokoph A, El Bilali H., Ernst, R. 2013. Periodicities in the emplacement of large igneous provinces through the Phanerozoic: relations to ocean chemistry and marine biodiversity evolution. *Geoscience Frontier*, 4, 263—276. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2012.08.001>

Racki, G., Racka, M., Matyja, H., Devleeschouwer, X., 2002. The Frasnian/Famennian boundary interval in the SouthPolish-Moravian shelf basins: integrated event-stratigraphical approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 181, 251— 297. DOI: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00481-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00481-3)

Rámos-Vázquez, Mayla Alelí, 2021, Procedencia de sedimentos detríticos de playas y mar profundo del Golfo de México, México. Tesis de Doctorado. Universidad Nacional Autónoma de México (187 p.).

Reyes, E., 1964, El Jurásico Superior del Área de Tamán, San Luís Potosí: México, D. F., Petróleos Mexicanos, Informe Geológico, 508, (36 p).

Reygadas-Langarica, Y., Sánchez-Beristain, F., Simon, K., 2020. REE+Y patterns and positive europium anomalies recorded in limestones from zone XX of the Tlayúa Quarry Konservat-Lagerstätte (Tlayúa Formation, Lower Cretaceous; Tepexi de Rodríguez, Mexico). *Arabian Journal of Geosciences* 13, 1076, 1—19. DOI: 0.1007/s12517- 020-06075-2

Rétif, J., Zalouk-Vergnoux, A., Briant, N. Poirier, L., 2023, From geochemistry to ecotoxicology of the rare earth elements in aquatic environments: Diversity and uses of normalization reference materials and anomaly calculation methods. *Science of the Total Environment* (856) 158890. <http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.158890>

Ross, M. y Scotese, C.R., 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155, 139—168. DOI: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90263-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90263-6)

Royer, D.L., Berner, R.A., Montañez, I.P., Tabor, N.J., Beerling, D.J., 2004. CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate change. *GSA Today*, 14 (3). 4—10. DOI: 10.1130/1052-5173(2004)0142.0.CO;2.

Rubin, K. 1997. Degassing of metals and metalloids from erupting seamount and mid-ocean ridge volcanoes: Observations and predictions, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 3525—3542.

Rueda-Gaxiola, J., E, López-Ocampo, M.A. Dueñas y J.L. Rodríguez-Benítez, 1989. Investigación palinoestratigráfica en la Región de Huizachal-Peregrina, Tamaulipas, Proyecto C-3503, Subd. Tecnológica de Exploración, IMP. 1—255.

Rueda-Gaxiola, J., López-Ocampo, E., Dueñas M.A., y Rodríguez J.L., 1993, Los Anticlinorios de Huizachal - Peregrina y de Huayacocotla: Dos partes de la fosa de Huayacocotla - El Alamar, *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 43 (1), 1—29.

Sager, W. 2005. What built Shatsky Rise, a mantle plume or ridge tectonics? En Foulger, G.R. Natland, J.H., Presnall, D.C., Anderson, D.L. (Eds.). *Plates, plumes, and paradigms. Special Paper of the Geological Society of America*, 388, 721—733. DOI: 10.1130/0-8137-2388-4.721

Salvador, A., 1991, Triassic-Jurassic, in Salvador, A., *The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North América, V. J.*, 131—180.

Sánchez-Beristain, F., López-Esquivel, L., 2011. Análisis geoquímico (elementos mayores, menores, traza, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ y tierras raras) de microbialitas selectas provenientes de la Formación San Casiano (Triásico Medio - Superior, NE de Italia). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen 63. No. 3.* 399—420.

Santamaría, O.D., Ortuño, A.F., Adatte, T., Ortíz U.A., Riba, R.A., Franco, N.S., 1991, Evolución Geodinámica de la Cuenca de Sabinas y sus implicaciones petroleras, Estado de Coahuila, México. México, D.F., Instituto Mexicano del Petróleo, Tomo 1, informe inédito, (210 pp.)

Santiago-Carrasco, B., Martínez-Ramos, C.J. Sánchez-Bermo, G., Chiapa-García, R., Palacios-García, R., 2000, Informe de la carta Geológico-Minera Monterrey G14-7, escala 1:250 000, estados de Coahuila, Nuevo León y Zacatecas: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico. (104 pp).

Scaife, J. D., Ruhl, M., Dickson, A. J., Mather, T. A., Jenkyns, H. C., Percival, L. M. E., Hesselbo S.P., Cartwright, J. S., Eldrett, J. S., Bergman S. C. Minisini, D. 2017. Sedimentary mercury enrichments as a marker for submarine large igneous province volcanism? Evidence from the Mid-Cenomanian event and Oceanic Anoxic Event 2 (Late Cretaceous). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18, 4253–4275. DOI: <https://doi.org/10.1002/2017GC007153>

Schlanger, S. O., Jenkyns, H. C. 1976. Cretaceous Oceanic Anoxic Events: Causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55(3–4), 179–184

Schönbächler, M. 2016. Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS). En White, W. M., *Encyclopedia of Geochemistry: A Comprehensive Reference Source on the Chemistry of the Earth*. Springer International Publishing, 1–6. DOI: https://doi.org/10.1007/978-3-319-39193-9_111-1

Schlanger, S. O., Arthur, M. A., Jenkyns, H. C., Scholle, P. A. 1987. The Cenomanian Turonian Oceanic Anoxic Event, I. Stratigraphy and the distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. En Brooks, J., Fleet, A.J. (eds) *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society Publication, 371–399. DOI: <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.026.01.24>

Schneider, A. C., Heimhofer, U., Heunisch, C., Mutterlose, J., 2018. From arid to humid-The Jurassic-Cretaceous boundary interval in northern Germany. Review of palaeobotany and palynology, 255, 57–69. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2018.04.008>

Scholle, P. A., Arthur, M. A. 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. *AAPG Bulletin*, 64 (1), 67–87. DOI: <https://doi.org/10.1306/2f91892d-16ce-11d7-8645000102c1865d>

Scotese, C. R. 2014. Atlas of Jurassic Paleogeographic Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, Volume 3, The Jurassic and Triassic, Maps 32–42, Mollweide Projection, PALEOMAP Project, Evanston, IL. DOI: [10.13140/2.1.4850.4321](https://doi.org/10.13140/2.1.4850.4321)

Scotese, C.R. 2022. An Atlas of Phanerozoic Paleogeographic Maps: The seas come in and the seas go out. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Disponible en: <https://www.annualreviews.org/doi/suppl/10.1146/annurev-earth-081320-064052>

Segev, A., 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K–Ar geochronology of Berriasian–Hauterivian and Cenomanian tectonomagmatic events in northern Israel: implications for regional stratigraphy. *Cretaceous Research*, 30, 810–828. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2009.01.003>

Seibertz, E., 1988, El desarrollo Cretácico del Archipiélago de Tamaulipas. I. Litofacies, paleogeografía y datación bioestratigráfica de la Formación San Felipe por medio de Inoceramidos en el estado de Nuevo León (Turoniano, NE México): *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León*, 3, 9–29.

Sellwood, B. W., Valdes, P. J., 2008. Jurassic climates. Proceedings of the Geologists' Association, 119 (1). 5—17. [https://doi.org/10.1016/S0016-7878\(59\)80068-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7878(59)80068-7)

Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2004), Carta Geológica-Minera, Pahuatlán F14-D73 Hidalgo, Veracruz y Puebla. 1: 50,000.

Servicio Geológico Mexicano (SGM) (2005), Carta Geológica-Minera, Calnali F14-D52 Hidalgo y Veracruz. 1:50,000.

Servicio Geológico Mexicano (SGM)_(Diciembre, 2020). Huizachal, Formación. Triásico Superior (Nórico)— Jurásico Inferior (Hettangiano). <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Huizachal.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM). (Diciembre, 2020). Formación Huayacocotla. <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Huayacocotla.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM). (Diciembre, 2020). Cahuasas, Formación. Jurásico Medio, Aaleniano—Bathoniano. <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Cahuasas.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM). (Diciembre, 2020). Tepexic. Formación. Jurásico Medio, Batoniano tardío—Callovino medio. <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Tepexic.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM). (Diciembre, 2020). Santiago, Formación. Jurásico Medio (Calloviano) —Jurásico Tardío. <http://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Santiago.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM). (Diciembre, 2020). Tamán, Formación. Jurásico Tardío (Kimmeridgiano—Tithoniano). <http://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Taman.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM). (Diciembre, 2020). Pimienta. Formación. Jurásico Tardío (Tithoniano)— Cretácico. <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Pimienta.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM). (Diciembre, 2020). Formación Tamaulipas Inferior. <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/TamaulipasInferior.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM). (Diciembre, 2020). Horizontes Otates. Aptiano Medio—Superior. <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/Otates.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM). (Diciembre, 2020). Tamaulipas Superior. <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/TamaulipasSuperior.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM). (Diciembre, 2020). Agua Nueva, Formación. Cretácico Tardío, Cenomaniano—Turoniano. <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/AguaNueva.pdf>

Servicio Geológico Mexicano (SGM). (Diciembre, 2020). San Felipe, Formación. Cenomaniano tardío—Campaniano temprano. <https://mapserver.sgm.gob.mx/lexico/SanFelipe.pdf>

Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., Chandler, M., 2012. Global continental and ocean basin

reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science. Reviews.* 113, 212—270. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.002>

Sholkovitz, E. R., 1995. The Aquatic Chemistry of Rare Earth Elements in Rivers and Estuaries, *Aquatic Geochemistry*, 1, 1—34.

Sinton, C. W., Duncan, R. A. 1997. Potential links between ocean plateau volcanism and global ocean anoxia at the Cenomanian–Turonian boundary. *Economic Geology*, 92 (7—8), 836—842. DOI: <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.92.7-8.836>

Sinninghe Damsté, J.S., van Bentum, E.C., Reichart, G.-J., Pross, J., Schouten, S. 2010. A CO₂ decrease-driven cooling and increased latitudinal temperature gradient during the mid-Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2. *Earth and Planetary Science Letters*, 293, 97—103.

Skelton, P. W. 2003. *The Cretaceous world*. The Open University, Cambridge University Press, Cambridge (360 pp.)

Smith, P.L., 1983. The Pliensbachian ammonite *Dayiceras dayiceroides* and early Jurassic paleogeography. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 86—91.

Smrzka, D., Zwicker, J., Bach, W., Feng, D., Himmler, T., Chen, D., Peckmann, J., 2019. The behavior of trace elements in seawater, sedimentary pore water, and their incorporation into carbonate minerals: a review. *Facies*, 65, 41, 1—47. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10347-019-0581-4>

Snow, L. J., Duncan, R. A., & Bralower, T. J. 2005. Trace element abundances in the Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, marine sedimentary section and their relationship to Caribbean plateau construction and oxygen anoxic event 2. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 20, PA3005. DOI: <https://doi.org/10.1029/2004PA001093>

Sohl, N.F., Martínez, E.R., Salmerón-Ureña, P., Soto-Jaramillo, F., 1991. Upper Cretaceous. En: Salvador, A., (ed), *The Gulf of Mexico Basin*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, 205—244.

Song, C., Herong, G., Linhua, S. 2014. Geochemical characteristics of REE in the Late Neo-Proterozoic limestone from northern Anhui Province, China. *Chinese Journal of Geochemistry*, 33, 187—193.

Stephenson, L.W., 1992. Some Upper Cretaceous Shells of the Rudistic Group from Tamaulipas México. *Proceeding United States Natural History Museum*, 61 (2422).

Storey M., Mahoney, J. J., Saunders, A.D., Duncan, R.A., Kelly, S.P., Coffin, M.F., 1995. Timing of hot-spot related volcanism and the breakup of Madagascar and India, *Science*, 267, 852—855. DOI: <https://doi.org/10.1126/science.267.5199.852>

Suter, M., 1990, Geología de la hoja de Tamazunchale, Estado de Hidalgo, Querétaro y San Luis Potosí, Escala 1: 100,000: Revista del Instituto de Geología, 22, 55 p.

Szabadvary, F., 1988. The history of the discovery and separation of the rare earths. En: Gschneider, K. A., Jr. y Eyring, L. Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths, (33—80) Vol 11. Elsevier Science Publishers B.V.

Takashima, R., Nishi, H., Huber B.T., Leckie, R.M., 2006. Greenhouse world and the Mesozoic ocean. *Oceanography*, 19 (4), 82—92.

Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, UK, 349 p. Taylor, A.M., Goldring, R., 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *J. Geol. Soc. Lond.*, 150, 141—148.

Taylor, A. M., y Goldring, R. (1993). Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society*, 150(1), 141-148.

Taylor, Howard, E., 2001, *Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry, Practices and Techniques*. Elsevier. (294 p). DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-683865-7.X5000-5>

Tegner, C., Storey, M., Holm, P.M., Thorarinsson, S.B., Zhao, X., Lo, C.-H., Knudsen, M.F., 2011. Magmatism and Eureka deformation in the High Arctic Large Igneous Province: ^{40}Ar – ^{39}Ar age of Kap Washington Group volcanics, North Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*. 303, 203–214.

Tejada, M. L. G., Suzuki, K., Kuroda, J., Coccioni, R., Mahoney, J.J., Ohkouchi, N., Sakamoto, T., Tatsumi, Y., 2009. Ontong Java Plateau eruption as a trigger for the early Aptian oceanic anoxic event. *Geology*, 37(9), 855–858. DOI: <https://doi.org/10.1130/G25763A.1>

Tennant, J. P., Mannion, P. D., Upchurch, P., Sutton, M. D., & Price, G. D., 2017. Biotic and environmental dynamics through the Late Jurassic–Early Cretaceous transition: evidence for protracted faunal and ecological turnover. *Biological Reviews*, 92 (2), 776—814.

Tobia, F.H., Aqrabi, A.M. 2016. Geochemistry of rare earth elements in carbonate rocks of the Migra Mir formation (Lower Triassic), Kurdistan region, Iraq. *Arabian Journal Geosciences*, 9, 259.

Torsvik, T. H., Tucker, R. D., Ashwal, L. D., Eide, E. A., Rakotosolof, N. A., De Wit, M. J. 1998. Late Cretaceous magmatism in Madagascar: Palaeomagnetic evidence for a stationary Marion hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, 164 (1), 221–232. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00206-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00206-4)

Tostevin R., Shields. G.A., Tarbuck, G.M., He, T., Clarkson M.O., Wood R.A.. 2016. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine

settings. *Chemical Geology*, 438, 146—162. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.06.027>

Tremolada, F., Bornemann, A., Bralower, T.J., Koeberl, C., van de Schootbrugge, B., 2006. Paleooceanographic changes across the Jurassic/Cretaceous boundary: the calcareous phytoplankton response. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 361—371.

Tribovillard, N., Algeo, T.J., Lyons, T., Riboulleau, A., 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: an update. *Chemical Geology*, 232, 12—32. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2006.02.012>

Tribovillard, N., Algeo, T. J., Baudin, F., Riboulleau, A., 2012. Analysis of marine environmental conditions based on molybdenum–uranium covariation—Applications to Mesozoic paleoceanography. *Chem. Geol.*, 324, 46—58. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.09.009>

Turekian, K.K., Wedepohl, K.H., 1961. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. Am. Bull.* 72(2), 175—192.

Turgeon, S. C., Creaser, R. A. 2008. Cretaceous oceanic anoxic event 2 triggered by a massive magmatic episode. *Nature*, 454, 323—326. DOI: <https://doi.org/10.1038/nature07076>

Valdés-Vilchis, S., Sánchez-Beristain, F., Bernal, J.P., Juárez-Aguilar, E.A., 2021. Rare earth elements and yttrium (REE+ Y) patterns in recent *Anadara brasiliensis* shells from Playa Norte, Barra de Cazonas (Veracruz, Mexico): evidence of anthropogenic contamination linked to river output? *Journal of South American Earth Sciences*, 110, 103368. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103368>

Van der Weijden, C.H., 2002. Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor. *Mar. Geol.*, 184, 167—187.

Velasco-Tapia, F., Martínez-Paco, M., Iriando, A., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Cruz-Gómez, E.M., Ramos-Ledezma, A., Andaverde, J.A., Ostrooumov, M., Masuch, D. 2016, Altered volcanic ash layers of the Late Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): U-Pb geochronology, provenance and tectonic setting: *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 18—35. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.04.010>

Vergara, M., Levi, B., Nyström, J.O., Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin* 107(12), 1427-1440. DOI: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1427:JAECIA>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1427:JAECIA>2.3.CO;2)

Villaseñor, A.B., Olóriz, F., López-Palomino, I., 2004, Inner whorls of *Gregoryceras* (Ammonitina, Peltoceratinae) as the first occurrence of the genus in Mexico: *Rivista Italiana di Paleontología e Stratigrafia*, 110 (1), 249—254. DOI: [10.13130/2039-4942/6295](https://doi.org/10.13130/2039-4942/6295)

Voigt, S., Gale, A. S., Flögel, S. (2004). Midlatitude shelf seas in the Cenomanian-Turonian greenhouse world: Temperature evolution and North Atlantic circulation. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 19, PA4020, 1—17 . DOI: <https://doi.org/10.1029/2004PA001015>

Voncken, J.H.L., 2016. The rare earth elements: An introduction. Springer International Publisher. ISBN 978-3-319-26809-5.

Weissert, H., Erba, E., 2004. Volcanism, CO₂ and palaeo-climate: A Late Jurassic–Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of the Geological Society*, 161, 695—702.

Westermann, G. E. G., 1993. Global bio-events in mid-Jurassic ammonites controlled by seaways. En: M.R. house (ed.), *The Ammonoidea: Environment, Ecology and Evolutionary Change*. The systematics Association special, 47, 187—226.

White, W. 2009, *Geochemistry*. Wiley-Blackwell. (660 p.).

Wilschefski, S.C., Baxter, M.R., 2019. Inductively coupled plasma mass Spectrometry: Introduction to analytical aspects. *Clin. Biochem. Rev.*, 40, 115—133. DOI: <https://doi.org/10.33176/aacb-19-00024>

Yudina, A.B., Racki, G., Savage, N.S., Racka, M., Malkowski, K., 2002. The Frasnian–Famennian events in deep-shelf succession, Subpolar Urals: biotic, depositional and geochemical records. *Acta Palaeontologica Polonica*, 47, 355— 372.

Zao, Y., Wei, W., Li, S., Yang., T. Zhang, R., Somerville, I., Santosh, M., Wei, H., Wu, J., Yang, J., Chen, W. Tang, Z. 2021. Rare earth element geochemistry of carbonates as a proxy of deep-time environmental reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 574, 1100443. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110443>

Zepf, V., 2013. Rare Earth Elements. A New Approach to the Nexus of Supply, Demand and Use: Exemplified along the Use of Neodymium in Permanent Magnets. Tesis de Doctorado. Universidad de Augsburg. Alemania: Springer.

Zhao, Y.-Y., Zheng, Y.-F., Chen, F. 2009. Trace element and strontium isotope constraints on sedimentary environment of Ediacaran carbonates in southern Anhui, South China . *Chemical Geology*, 265 (3—4), 345—362. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.04.015>

Zheng, X. Y., 2013. Oceanic cycling of rare earth elements and the application of Nd isotopes to assess changes in Mesozoic ocean circulation. Tesis de Doctorado. Universidad de Oxford.

Anexo 1 Datos de la sección Padhí

Tabla 1.1 Concentración de REE (ppm) de la sección Padhí.

| Muestra | Metro | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Y | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | REE TOTAL |
|-------------|-------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|-----|------|------|-----|------|-----|------|-----------|
| | | Ppm | | | | | | | | | | | | | | | |
| PAD-054 | 54 | 3.5 | 7 | 1.1 | 5.26 | 1.2 | 0.3 | 1.4 | 0.2 | 1.4 | 9.81 | 0.3 | 0.9 | 0.1 | 0.7 | 0.1 | 33.27 |
| PAD- 052 | 52 | 2.3 | 2.99 | 0.4 | 1.87 | 0.4 | <0.1 | 0.4 | <0.1 | 0.4 | 3.32 | <0.1 | 0.2 | <0.1 | 0.2 | <0.1 | 12.48 |
| PAD-050 | 50 | 3.1 | 4.22 | 0.6 | 2.65 | 0.5 | 0.1 | 0.6 | <0.1 | 0.6 | 4.96 | 0.1 | 0.3 | <0.1 | 0.3 | <0.1 | 18.03 |
| PAD- 046 | 46 | 1.8 | 2.25 | 0.3 | 1.47 | 0.4 | <0.1 | 0.4 | <0.1 | 0.3 | 2.84 | <0.1 | 0.2 | <0.1 | 0.2 | <0.1 | 10.16 |
| PAD- 042 | 42 | 4.9 | 6.96 | 1 | 4.39 | 0.9 | 0.2 | 1.1 | 0.2 | 1.1 | 8.31 | 0.2 | 0.7 | 0.1 | 0.8 | 0.1 | 30.96 |
| PAD- 038 | 38 | 1.4 | 1.23 | 0.2 | 0.79 | 0.1 | <0.1 | 0.2 | <0.1 | 0.1 | 1.8 | <0.1 | 0.1 | <0.1 | 0.1 | <0.1 | 6.02 |
| PAD-034 | 34 | 1.4 | 2.04 | 0.3 | 1.34 | 0.3 | <0.1 | 0.3 | <0.1 | 0.3 | 2.47 | <0.1 | 0.2 | <0.1 | 0.2 | <0.1 | 8.85 |
| PAD- 032 | 32 | 2.5 | 2.42 | 0.4 | 1.97 | 0.5 | 0.1 | 0.6 | <0.1 | 0.6 | 5.55 | 0.1 | 0.3 | <0.1 | 0.3 | <0.1 | 15.34 |
| PAD- 028 | 28 | 3.3 | 3.83 | 0.6 | 2.71 | 0.6 | 0.2 | 0.9 | 0.1 | 0.7 | 5.88 | 0.2 | 0.5 | <0.1 | 0.5 | <0.1 | 20.02 |
| PAD- 024 | 24 | 3.9 | 3.89 | 0.6 | 3 | 0.7 | 0.2 | 0.8 | 0.1 | 0.7 | 6.33 | 0.2 | 0.5 | <0.1 | 0.4 | <0.1 | 21.32 |
| PAD-023 | 23 | 8.7 | 15.5 | 1.7 | 5.85 | 1.6 | 0.2 | 1.8 | 0.3 | 2.1 | 10.6 | 0.5 | 1.3 | 0.2 | 1.5 | 0.2 | 52.05 |
| PAD- 022 | 22 | 5.3 | 7.88 | 1.5 | 7.97 | 2.1 | 0.5 | 2.4 | 0.3 | 2.4 | 14.6 | 0.5 | 1.3 | 0.2 | 1.3 | 0.2 | 48.45 |
| PAD-020 | 20 | 3.3 | 3.83 | 0.6 | 2.77 | 0.3 | 0.1 | 0.6 | <0.1 | 0.6 | 4.96 | 0.1 | 0.4 | <0.1 | 0.3 | <0.1 | 17.86 |
| PAD-018 | 18 | 3.2 | 2.79 | 0.5 | 2.44 | 0.4 | 0.1 | 0.6 | <0.1 | 0.6 | 6.13 | 0.1 | 0.4 | <0.1 | 0.4 | <0.1 | 17.66 |
| PAD-016 | 16 | 3.7 | 6.37 | 1.2 | 6.15 | 1.3 | 0.4 | 1.8 | 0.3 | 1.7 | 10.8 | 0.4 | 1 | 0.1 | 0.7 | <0.1 | 35.92 |
| PAD- 014 | 14 | 4.1 | 4.04 | 0.6 | 2.94 | 0.8 | 0.2 | 1 | 0.1 | 1 | 8.62 | 0.2 | 0.6 | 0.1 | 0.6 | <0.1 | 24.9 |
| PAD- 012 | 12 | 5 | 5.06 | 0.8 | 3.71 | 0.7 | 0.2 | 1 | 0.2 | 1 | 8.54 | 0.2 | 0.6 | <0.1 | 0.7 | 0.1 | 27.81 |
| PAD- 009N | 9 | 12 | 18.3 | 2.9 | 14.6 | 3 | 0.8 | 4 | 0.5 | 3.6 | 24.7 | 0.8 | 2 | 0.3 | 1.6 | 0.2 | 89.3 |
| PAD-008 | 8 | 4.4 | 4.89 | 0.8 | 3.8 | 1 | 0.2 | 0.9 | 0.2 | 1 | 8.22 | 0.2 | 0.7 | 0.1 | 0.6 | <0.1 | 27.01 |
| PAD- 007N | 7 | 4.2 | 6.84 | 1 | 4.82 | 2.2 | 0.5 | 3.5 | 0.5 | 3.5 | 18.9 | 0.7 | 1.9 | 0.3 | 2 | 0.3 | 51.16 |
| PAD- 006.5N | 6.5 | 6.7 | 11.1 | 1.6 | 8.26 | 3.1 | 0.6 | 3.8 | 0.5 | 3.5 | 20.2 | 0.7 | 1.8 | 0.3 | 1.7 | 0.2 | 64.06 |
| PAD- 004 | 4 | 3.3 | 3.57 | 0.6 | 2.93 | 0.7 | 0.2 | 0.9 | 0.1 | 0.9 | 7.46 | 0.2 | 0.6 | 0.1 | 0.7 | 0.1 | 22.36 |
| PAD-002 | 2 | 6 | 9.01 | 1.4 | 6.4 | 1.5 | 0.4 | 1.8 | 0.3 | 1.9 | 13.7 | 0.4 | 1.3 | 0.2 | 1.2 | 0.2 | 45.71 |
| PAD- 000 | 0 | 2.8 | 3.58 | 0.5 | 2.12 | 0.6 | 0.2 | 0.7 | 0.1 | 0.7 | 5.78 | 0.2 | 0.4 | <0.1 | 0.6 | <0.1 | 18.28 |

Tabla 1.2 Concentración de Cr, Th, Mn, Al y Fe de la sección Padhí.

| Muestra | Metro | Cr | Th | Mn | Al | Fe |
|-------------|-------|-----|------|-----|------|------|
| | | ppm | | | % | |
| PAD-054 | 54 | 11 | 0.4 | 80 | 0.34 | 0.38 |
| PAD- 052 | 52 | 6 | 0.4 | 166 | 0.1 | 0.18 |
| PAD-050 | 50 | 5 | 0.2 | 93 | 0.18 | 0.1 |
| PAD- 046 | 46 | 5 | 0.1 | 66 | 0.06 | 0.09 |
| PAD- 042 | 42 | 6 | 0.3 | 119 | 0.1 | 0.28 |
| PAD- 038 | 38 | 3 | <0.1 | 133 | 0.03 | 0.06 |
| PAD-034 | 34 | 5 | 0.2 | 54 | 0.09 | 0.1 |
| PAD- 032 | 32 | 5 | 0.1 | 62 | 0.09 | 0.12 |
| PAD- 028 | 28 | 9 | 0.2 | 83 | 0.11 | 0.19 |
| PAD- 024 | 24 | 10 | 0.3 | 97 | 0.11 | 0.26 |
| PAD-023 | 23 | 2 | 3.1 | 91 | 0.88 | 0.28 |
| PAD- 022 | 22 | 30 | 1.1 | 41 | 0.5 | 0.8 |
| PAD-020 | 20 | 7 | 0.2 | 110 | 0.11 | 0.27 |
| PAD-018 | 18 | 8 | 0.1 | 75 | 0.1 | 0.13 |
| PAD-016 | 16 | 85 | 0.8 | 150 | 0.86 | 0.79 |
| PAD- 014 | 14 | 8 | 0.3 | 110 | 0.16 | 0.48 |
| PAD- 012 | 12 | 8 | 0.3 | 253 | 0.17 | 0.68 |
| PAD- 009N | 9 | 19 | 1.1 | 134 | 0.55 | 1.25 |
| PAD-008 | 8 | 10 | 0.3 | 144 | 0.18 | 0.49 |
| PAD- 007N | 7 | 26 | 0.8 | 101 | 0.63 | 1.25 |
| PAD- 006.5N | 6.5 | 24 | 0.6 | 104 | 0.39 | 0.58 |
| PAD- 004 | 4 | 9 | 0.3 | 290 | 0.16 | 0.47 |
| PAD-002 | 2 | 6 | 1.2 | 185 | 0.48 | 0.61 |
| PAD- 000 | 0 | 9 | 0.4 | 148 | 0.23 | 0.27 |

Tabla 1.3 Concentración de REE en PAAS (Taylor y McLennan, 1985) utilizados para la normalización de las muestras de la secciones Padhí y Tlacolula.

| Elemento | Concentración (ppm) |
|----------|---------------------|
| La | 38.2 |
| Ce | 79.6 |
| Pr | 8.83 |
| Nd | 33.9 |
| Sm | 5.55 |
| Eu | 1.08 |
| Gd | 4.66 |
| Tb | 0.774 |
| Dy | 4.68 |
| Ho | 0.991 |
| Er | 2.85 |
| Tm | 0.405 |
| Yb | 2.82 |
| Lu | 0.433 |
| Y | 27 |

Tabla 1.4 Valores de normalizados y anomalía de Ce (Ce/Ce*) calculada en la sección Padhi. La*, Ce* y Pr* corresponden a los valores normalizados de cada muestra.

| Muestra | Metro | La* | Ce* | Pr* | Ce/Ce* |
|-------------|-------|------------|------------|------------|-------------|
| PAD-054 | 54 | 0.09162304 | 0.0879397 | 0.12457531 | 0.81350944 |
| PAD- 052 | 52 | 0.06020942 | 0.03756281 | 0.04530011 | 0.712026894 |
| PAD-050 | 50 | 0.08115183 | 0.05301508 | 0.06795017 | 0.711124929 |
| PAD- 046 | 46 | 0.04712042 | 0.02826633 | 0.03397508 | 0.697112179 |
| PAD- 042 | 42 | 0.12827225 | 0.08743719 | 0.11325028 | 0.724049921 |
| PAD- 038 | 38 | 0.03664921 | 0.01545226 | 0.02265006 | 0.521161929 |
| PAD-034 | 34 | 0.03664921 | 0.02562814 | 0.03397508 | 0.725759855 |
| PAD- 032 | 32 | 0.06544503 | 0.03040201 | 0.04530011 | 0.549044594 |
| PAD- 028 | 28 | 0.08638743 | 0.04811558 | 0.06795017 | 0.623510752 |
| PAD- 024 | 24 | 0.10209424 | 0.04886935 | 0.06795017 | 0.574783335 |
| PAD-023 | 23 | 0.22774869 | 0.19472362 | 0.19252548 | 0.926650415 |
| PAD- 022 | 22 | 0.13874346 | 0.09899497 | 0.16987542 | 0.641535442 |
| PAD-020 | 20 | 0.08638743 | 0.04811558 | 0.06795017 | 0.623510752 |
| PAD-018 | 18 | 0.08376963 | 0.03505025 | 0.05662514 | 0.49930991 |
| PAD-016 | 16 | 0.09685864 | 0.08002513 | 0.13590034 | 0.687622245 |
| PAD- 014 | 14 | 0.10732984 | 0.05075377 | 0.06795017 | 0.579116444 |
| PAD- 012 | 12 | 0.13089005 | 0.06356784 | 0.09060023 | 0.574001166 |
| PAD- 009N | 9 | 0.31413613 | 0.2298995 | 0.32842582 | 0.715571467 |
| PAD-008 | 8 | 0.11518325 | 0.06143216 | 0.09060023 | 0.597056314 |
| PAD- 007N | 7 | 0.10994764 | 0.08592965 | 0.11325028 | 0.769986078 |
| PAD- 006.5N | 6.5 | 0.17539267 | 0.13944724 | 0.18120045 | 0.782108387 |
| PAD- 004 | 4 | 0.08638743 | 0.04484925 | 0.06795017 | 0.581183651 |
| PAD-002 | 2 | 0.15706806 | 0.11319095 | 0.1585504 | 0.717264479 |
| PAD- 000 | 0 | 0.07329843 | 0.04497487 | 0.05662514 | 0.692328175 |

Tabla 1.5 Cálculo de indicadores de actividad volcánica submarina de la sección Padhí.

| Muestra | Metro | Al/(Al+Fe+Mn) | Cr/Th | Y/Ho | Eu/Sm | Eu/Eu* |
|-------------|-------|---------------|-------------|------------|-------------|-------------|
| PAD-054 | 54 | 0.467032967 | 27.5 | 32.7 | 0.25 | 1.089889098 |
| PAD- 052 | 52 | 0.337154417 | 15 | | | |
| PAD-050 | 50 | 0.622191497 | 25 | 49.6 | 0.2 | 0.859716114 |
| PAD- 046 | 46 | 0.383141762 | 50 | | | |
| PAD- 042 | 42 | 0.255167134 | 20 | 41.55 | 0.222222222 | 0.94651629 |
| PAD- 038 | 38 | 0.290416263 | | | | |
| PAD-034 | 34 | 0.460593654 | 25 | | | |
| PAD- 032 | 32 | 0.416281221 | 50 | 55.5 | 0.2 | 0.859716114 |
| PAD- 028 | 28 | 0.356795329 | 45 | 29.4 | 0.333333333 | 1.281589115 |
| PAD- 024 | 24 | 0.289702397 | 33.33333333 | 31.65 | 0.28571429 | 1.258495528 |
| PAD-023 | 23 | 0.752715764 | 0.64516129 | 21.2 | 0.125 | 0.554944365 |
| PAD- 022 | 22 | 0.383406181 | 27.2727273 | 29.2 | 0.23809524 | 1.048746273 |
| PAD-020 | 20 | 0.281329923 | 35 | 49.6 | 0.333333333 | 1.109888731 |
| PAD-018 | 18 | 0.421052632 | 80 | 61.3 | 0.25 | 0.961191836 |
| PAD-016 | 16 | 0.516516517 | 106.25 | 27 | 0.30769231 | 1.231310994 |
| PAD- 014 | 14 | 0.24577573 | 26.6666667 | 43.1 | 0.25 | 1.052932902 |
| PAD- 012 | 12 | 0.194219125 | 26.6666667 | 42.7 | 0.28571429 | 1.12563262 |
| PAD- 009N | 9 | 0.303297673 | 17.2727273 | 30.875 | 0.26666667 | 1.087464425 |
| PAD-008 | 8 | 0.263004091 | 33.33333333 | 41.1 | 0.2 | 0.99271466 |
| PAD- 007N | 7 | 0.333315698 | 32.5 | 27 | 0.22727273 | 0.848477512 |
| PAD- 006.5N | 6.5 | 0.397796818 | 40 | 28.8571429 | 0.19354839 | 0.823179032 |
| PAD- 004 | 4 | 0.242792109 | 30 | 37.3 | 0.28571429 | 1.186520962 |
| PAD-002 | 2 | 0.433017591 | 5 | 34.25 | 0.26666667 | 1.146288152 |
| PAD- 000 | 0 | 0.446775447 | 22.5 | 28.9 | 0.333333333 | 1.453185464 |

Tabla 1.6 Concentración de REE en condrita (Taylor y McLennan, 1985) utilizados para la normalización de las muestras de las secciones Padhí y Tlacolula.

| Elemento | Concentración (ppm) |
|----------|---------------------|
| La | 0.367 |
| Ce | 0.957 |
| Pr | 0.137 |
| Nd | 0.711 |
| Sm | 0.231 |
| Eu | 0.087 |
| Gd | 0.306 |
| Tb | 0.058 |
| Dy | 0.381 |
| Ho | 0.0851 |
| Er | 0.249 |
| Tm | 0.0356 |
| Yb | 0.248 |
| Lu | 0.0381 |
| Y | 2.25 |

Tabla 1.7 Valores de REE normalizados con condrita (Taylor y McLennan, 1985) de la sección Padhí.

| Muestra | Met ro | La* | Ce* | Pr* | Nd* | Sm* | Eu* | Gd* | Tb* | Dy* | Y* | Ho* | Er* | Tm* | Yb* | Lu* |
|---------|--------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| PAD-054 | 54 | 9.53678 474 | 7.31452 456 | 8.02919 708 | 7.39803 094 | 5.19480 519 | 3.44827 586 | 4.57516 34 | 3.44827 586 | 3.67454 068 | 4.36 | 3.52526 439 | 1.26823 082 | 2.80898 876 | 2.82258 065 | 2.62467 192 |
| PAD-052 | 52 | 6.26702 997 | 3.12434 692 | 2.91970 803 | 2.63009 845 | 1.73160 173 | | 1.30718 954 | | 1.04986 877 | 1.47555 556 | | 0.28182 907 | | 0.80645 161 | |
| PAD-050 | 50 | 8.44686 649 | 4.40961 338 | 4.37956 204 | 3.72714 487 | 2.16450 216 | 1.14942 529 | 1.96078 431 | | 1.57480 315 | 2.20444 444 | 1.17508 813 | 0.42274 361 | | 1.20967 742 | |
| PAD-046 | 46 | 4.90463 215 | 2.35109 718 | 2.18978 102 | 2.06751 055 | 1.73160 173 | | 1.30718 954 | | 0.78740 157 | 1.26222 222 | | 0.28182 907 | | 0.80645 161 | |
| PAD-042 | 42 | 13.3514 986 | 7.27272 727 | 7.29927 007 | 6.17440 225 | 3.89610 39 | 2.29885 057 | 3.59477 124 | 3.44827 586 | 2.88713 911 | 3.69333 333 | 2.35017 626 | 0.98640 175 | 2.80898 876 | 3.22580 645 | 2.62467 192 |
| PAD-038 | 38 | 3.81471 39 | 1.28526 646 | 1.45985 401 | 1.11111 111 | 0.43290 043 | | 0.65359 477 | | 0.26246 719 | 0.8 | | 0.14091 454 | | 0.40322 581 | |
| PAD-034 | 34 | 3.81471 39 | 2.13166 144 | 2.18978 102 | 1.88466 948 | 1.29870 13 | | 0.98039 216 | | 0.78740 157 | 1.09777 778 | | 0.28182 907 | | 0.80645 161 | |
| PAD-032 | 32 | 6.81198 91 | 2.52873 563 | 2.91970 803 | 2.77074 543 | 2.16450 216 | 1.14942 529 | 1.96078 431 | | 1.57480 315 | 2.46666 667 | 1.17508 813 | 0.42274 361 | | 1.20967 742 | |
| PAD-028 | 28 | 8.99182 561 | 4.00208 986 | 4.37956 204 | 3.81153 305 | 2.59740 26 | 2.29885 057 | 2.94117 647 | 1.72413 793 | 1.83727 034 | 2.61333 333 | 2.35017 626 | 0.70457 268 | | 2.01612 903 | |
| PAD-024 | 24 | 10.6267 03 | 4.06478 579 | 4.37956 204 | 4.21940 928 | 3.03030 303 | 2.29885 057 | 2.61437 908 | 1.72413 793 | 1.83727 034 | 2.81333 333 | 2.35017 626 | 0.70457 268 | | 1.61290 323 | |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------------|-----|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| PAD-023 | 23 | 23.7057 221 | 16.1964 472 | 12.4087 591 | 8.22784 81 | 6.92640 693 | 2.29885 057 | 5.88235 294 | 5.17241 379 | 5.51181 102 | 4.71111 111 | 5.87544 066 | 1.83188 896 | 5.61797 753 | 6.04838 71 | 5.24934 383 |
| PAD-022 | 22 | 14.4414 169 | 8.23406 479 | 10.9489 051 | 11.2095 64 | 9.09090 909 | 5.74712 644 | 7.84313 725 | 5.17241 379 | 6.29921 26 | 6.48888 889 | 5.87544 066 | 1.83188 896 | 5.61797 753 | 5.24193 548 | 5.24934 383 |
| PAD-020 | 20 | 8.99182 561 | 4.00208 986 | 4.37956 204 | 3.89592 124 | 1.29870 13 | 1.14942 529 | 1.96078 431 | | 1.57480 315 | 2.20444 444 | 1.17508 813 | 0.56365 814 | | 1.20967 742 | |
| PAD-018 | 18 | 8.71934 605 | 2.91536 05 | 3.64963 504 | 3.43178 622 | 1.73160 173 | 1.14942 529 | 1.96078 431 | | 1.57480 315 | 2.72444 444 | 1.17508 813 | 0.56365 814 | | 1.61290 323 | |
| PAD-016 | 16 | 10.0817 439 | 6.65621 735 | 8.75912 409 | 8.64978 903 | 5.62770 563 | 4.59770 115 | 5.88235 294 | 5.17241 379 | 4.46194 226 | 4.8 | 4.70035 253 | 1.40914 535 | 2.80898 876 | 2.82258 065 | |
| PAD-014 | 14 | 11.1716 621 | 4.22152 56 | 4.37956 204 | 4.13502 11 | 3.46320 346 | 2.29885 057 | 3.26797 386 | 1.72413 793 | 2.62467 192 | 3.83111 111 | 2.35017 626 | 0.84548 721 | 2.80898 876 | 2.41935 484 | |
| PAD-012 | 12 | 13.6239 782 | 5.28735 632 | 5.83941 606 | 5.21800 281 | 3.03030 303 | 2.29885 057 | 3.26797 386 | 3.44827 586 | 2.62467 192 | 3.79555 556 | 2.35017 626 | 0.84548 721 | | 2.82258 065 | 2.62467 192 |
| PAD-009N | 9 | 32.6975 477 | 19.1222 571 | 21.1678 832 | 20.5344 585 | 12.9870 13 | 9.19540 23 | 13.0718 954 | 8.62068 966 | 9.44881 89 | 10.9777 778 | 9.40070 505 | 2.81829 071 | 8.42696 629 | 6.45161 29 | 5.24934 383 |
| PAD-008 | 8 | 11.9891 008 | 5.10971 787 | 5.83941 606 | 5.34458 509 | 4.32900 433 | 2.29885 057 | 2.94117 647 | 3.44827 586 | 2.62467 192 | 3.65333 333 | 2.35017 626 | 0.98640 175 | 2.80898 876 | 2.41935 484 | |
| PAD-007N | 7 | 11.4441 417 | 7.14733 542 | 7.29927 007 | 6.77918 425 | 9.52380 952 | 5.74712 644 | 11.4379 085 | 8.62068 966 | 9.18635 171 | 8.4 | 8.22561 692 | 2.67737 617 | 8.42696 629 | 8.06451 613 | 7.87401 575 |
| PAD-006.5 N | 6.5 | 18.2561 308 | 11.5987 461 | 11.6788 321 | 11.6174 402 | 13.4199 134 | 6.89655 172 | 12.4183 007 | 8.62068 966 | 9.18635 171 | 8.97777 778 | 8.22561 692 | 2.53646 164 | 8.42696 629 | 6.85483 871 | 5.24934 383 |
| PAD-004 | 4 | 8.99182 561 | 3.73040 752 | 4.37956 204 | 4.12095 64 | 3.03030 303 | 2.29885 057 | 2.94117 647 | 1.72413 793 | 2.36220 472 | 3.31555 556 | 2.35017 626 | 0.84548 721 | 2.80898 876 | 2.82258 065 | 2.62467 192 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------|---|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| PAD-002 | 2 | 16.3487 738 | 9.41483 804 | 10.2189 781 | 9.00140 647 | 6.49350 649 | 4.59770 115 | 5.88235 294 | 5.17241 379 | 4.98687 664 | 6.08888 889 | 4.70035 253 | 1.83188 896 | 5.61797 753 | 4.83870 968 | 5.24934 383 |
| PAD-000 | 0 | 7.62942 779 | 3.74085 684 | 3.64963 504 | 2.98171 589 | 2.59740 26 | 2.29885 057 | 2.28758 17 | 1.72413 793 | 1.83727 034 | 2.56888 889 | 2.35017 626 | 0.56365 814 | | 2.41935 484 | |

Anexo 2 Datos de la sección Tlacolula

Tabla 2.1 Concentración de elementos mayores Ca, Al, K, Fe, Na, Mg y P de la sección Tlacolula.

| Muestra | Metro | Ca | Al | K | Fe | Na | Mg | P |
|----------|-------|------|------|------|------|-------|------|-------|
| | | (%) | | | | | | |
| TLA-149B | 39.5 | | | | | | | |
| TLA-149 | 39.0 | | | | | | | |
| TLA-148 | 38.0 | | | | | | | |
| TLA-147 | 37.0 | 20.8 | 0.15 | 0.03 | 0.19 | 0.018 | 0.1 | 0.011 |
| TLA-146B | 36.5 | | | | | | | |
| TLA-146 | 36.0 | | | | | | | |
| TLA-145 | 35.0 | | | | | | | |
| TLA-144B | 34.2 | | | | | | | |
| TLA-144a | 34.0 | 27.2 | 0.41 | 0.14 | 0.9 | 0.032 | 0.17 | 0.124 |
| TLA-143 | 33.0 | | | | | | | |
| TLA-142 | 32.0 | 28.1 | 0.14 | 0.03 | 0.25 | 0.026 | 0.08 | 0.012 |
| TLA-141 | 31.0 | 22.1 | 0.19 | 0.04 | 0.34 | 0.022 | 0.12 | 0.01 |
| TLA-140B | 30.5 | | | | | | | |
| TLA-140 | 30.0 | | | | | | | |
| TLA-139 | 29.0 | | | | | | | |
| TLA-138 | 28.0 | | | | | | | |

| | | | | | | | | |
|----------|------|------|------|------|------|-------|------|-------|
| TLA-137 | 27.0 | 29.7 | 0.56 | 0.07 | 0.58 | 0.018 | 0.26 | 0.013 |
| TLA-136 | 26.0 | | | | | | | |
| TLA-135 | 25.0 | | | | | | | |
| TLA-134 | 24.0 | 32.8 | 0.24 | 0.09 | 0.43 | 0.026 | 0.13 | 0.047 |
| TLA-133 | 23.0 | | | | | | | |
| TLA-132 | 22.0 | 30.4 | 0.56 | 0.11 | 0.56 | 0.024 | 0.2 | 0.037 |
| TLA-131 | 21.0 | | | | | | | |
| TLA-130 | 20.0 | 33.1 | 0.46 | 0.08 | 0.53 | 0.024 | 0.3 | 0.011 |
| TLA-129 | 19.0 | 34 | 0.09 | 0.03 | 0.15 | 0.024 | 0.13 | 0.018 |
| TLA-128a | 18.3 | 31.6 | 0.3 | 0.1 | 0.4 | 0.028 | 0.13 | 0.032 |
| TLA-128 | 18.0 | | | | | | | |
| TLA-127 | 17.0 | 36.2 | 0.09 | 0.02 | 0.24 | 0.022 | 0.11 | 0.007 |
| TLA-126 | 16.0 | 33.3 | 0.43 | 0.07 | 0.44 | 0.024 | 0.24 | 0.014 |
| TLA-125 | 15.0 | | | | | | | |
| TLA-124 | 14.0 | 31 | 0.24 | 0.08 | 0.45 | 0.019 | 0.15 | 0.016 |
| TLA-123 | 13.0 | 30.5 | 0.36 | 0.1 | 0.41 | 0.026 | 0.18 | 0.036 |
| TLA-122 | 12.0 | 29.9 | 0.57 | 0.11 | 0.49 | 0.021 | 0.22 | 0.012 |
| TLA-121 | 11.2 | 38.4 | 0.07 | 0.02 | 0.18 | 0.023 | 0.16 | 0.007 |
| TLA-120 | 10.5 | | | | | | | |
| TLA-119 | 10.0 | | | | | | | |
| TLA-118 | 9.0 | | | | | | | |
| TLA-117 | 8.0 | 25.1 | 0.59 | 0.2 | 0.7 | 0.029 | 0.28 | 0.125 |
| TLA-116 | 7.5 | | | | | | | |
| TLA 115a | 7.0 | 29.7 | 0.57 | 0.16 | 1.16 | 0.025 | 0.22 | 0.131 |
| TLA-115 | 6.7 | | | | | | | |
| TLA-114 | 6.5 | 29.6 | 0.22 | 0.07 | 0.31 | 0.021 | 0.13 | 0.009 |
| TLA-113 | 6.2 | 28.1 | 0.7 | 0.18 | 0.97 | 0.024 | 0.31 | 0.013 |
| TLA-112 | 6.0 | 33.3 | 0.28 | 0.08 | 0.51 | 0.028 | 0.14 | 0.03 |
| TLA-111 | 4.9 | 26.7 | 0.58 | 0.14 | 0.71 | 0.027 | 0.28 | 0.035 |
| TLA-110 | 4.5 | | | | | | | |
| TLA-109 | 4.0 | | | | | | | |
| TLA-108 | 3.7 | 20 | 0.27 | 0.11 | 0.57 | 0.019 | 0.13 | 0.007 |

| | | | | | | | | |
|---------|-----|------|------|------|------|-------|------|-------|
| TLA-107 | 3.5 | 27.2 | 0.86 | 0.1 | 1.23 | 0.026 | 0.58 | 0.016 |
| TLA-106 | 3.0 | | | | | | | |
| TLA-105 | 2.5 | 29 | 0.43 | 0.12 | 1.05 | 0.029 | 0.21 | 0.077 |
| TLA-104 | 2.0 | | | | | | | |
| TLA-103 | 1.5 | 17.6 | 1.69 | 0.44 | 1.64 | 0.022 | 0.39 | 0.196 |
| TLA-102 | 1.0 | | | | | | | |
| TLA-101 | 0.5 | 27.6 | 0.33 | 0.06 | 0.67 | 0.025 | 0.17 | 0.086 |
| TLA-100 | 0.0 | 22.5 | 0.52 | 0.1 | 0.49 | 0.029 | 0.18 | 0.046 |

Tabla 2.2 Concentración de elementos traza Zr, U, V, Mo, Mn, Cu, Ni, Cd, Zn, Cr y Th de la sección Tlacolula.

| Muestra | Metro | Zr | U | V | Mo | Mn | Cu | Ni | Cd | Zn | Cr | Th |
|----------|-------|-----|-------|-----|------|-----|------|------|------|------|----|-------|
| | | ppm | | | | | | | | | | |
| TLA-149B | 39.5 | | | | | | | | | | | |
| TLA-149 | 39.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-148 | 38.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-147 | 37.0 | 0.6 | < 0.1 | 13 | 0.33 | 530 | 9.2 | 9.1 | 0.06 | 37.3 | 3 | < 0.1 |
| TLA-146B | 36.5 | | | | | | | | | | | |
| TLA-146 | 36.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-145 | 35.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-144B | 34.2 | | | | | | | | | | | |
| TLA-144a | 34.0 | 3.1 | 10.2 | 200 | 7.06 | 405 | 37.8 | 43.7 | 1.07 | 74.1 | 53 | 0.5 |

| | | | | | | | | | | | | |
|----------|------|-----|-----|----|--------|------|------|------|--------|------|-----|-------|
| TLA-143 | 33.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-142 | 32.0 | 0.7 | 0.1 | 9 | 0.11 | 934 | 7.5 | 7.3 | 0.02 | 12.1 | < 1 | 0.1 |
| TLA-141 | 31.0 | 6.7 | 0.2 | 6 | 0.36 | 639 | 9.4 | 12 | 0.06 | 27.1 | 2 | 0.1 |
| TLA-140B | 30.5 | | | | | | | | | | | |
| TLA-140 | 30.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-139 | 29.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-138 | 28.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-137 | 27.0 | 0.9 | 0.2 | 10 | 0.23 | 1330 | 7.3 | 35.5 | 0.07 | 33.9 | < 1 | 0.2 |
| TLA-136 | 26.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-135 | 25.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-134 | 24.0 | 4.1 | 6.2 | 60 | 12.1 | 485 | 16.9 | 26.7 | 0.86 | 59.5 | 4 | 0.5 |
| TLA-133 | 23.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-132 | 22.0 | 1.3 | 0.2 | 25 | < 0.01 | 895 | 21.7 | 23.6 | 0.15 | 54.3 | 6 | 0.4 |
| TLA-131 | 21.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-130 | 20.0 | 2.7 | 0.9 | 12 | 1.03 | 855 | 9.5 | 11 | 0.05 | 29.7 | 3 | 0.3 |
| TLA-129 | 19.0 | 1.3 | 1.2 | 6 | 0.34 | 995 | 3.5 | 10.7 | < 0.01 | 3.8 | < 1 | < 0.1 |

| | | | | | | | | | | | | |
|----------|------|-----|-----|-----|------|-----|------|------|------|------|-----|-------|
| TLA-128a | 18.3 | 1.9 | 1.1 | 149 | 1.61 | 289 | 43.8 | 22.3 | 8.19 | 180 | 34 | 0.3 |
| TLA-128 | 18.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-127 | 17.0 | 1.1 | 1.7 | 10 | 0.69 | 753 | 4 | 3 | 0.04 | 18.3 | 2 | < 0.1 |
| TLA-126 | 16.0 | 2.4 | 0.9 | 10 | 0.24 | 581 | 8 | 16.5 | 0.15 | 58 | 3 | 0.3 |
| TLA-125 | 15.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-124 | 14.0 | 1.3 | 0.3 | 18 | 0.52 | 567 | 10.6 | 15.6 | 0.1 | 59.3 | 2 | 0.2 |
| TLA-123 | 13.0 | 1.9 | 0.8 | 31 | 0.2 | 380 | 14.6 | 37.7 | 0.33 | 63.3 | 9 | 0.3 |
| TLA-122 | 12.0 | 1.4 | 0.8 | 13 | 0.26 | 599 | 10.1 | 18 | 0.2 | 68.9 | 2 | 0.2 |
| TLA-121 | 11.2 | 3.1 | 0.6 | 5 | 0.43 | 691 | 5.2 | 1.9 | 0.02 | 7.9 | 2 | < 0.1 |
| TLA-120 | 10.5 | | | | | | | | | | | |
| TLA-119 | 10.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-118 | 9.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-117 | 8.0 | 3.3 | 3.4 | 396 | 1.35 | 192 | 75.7 | 25.7 | 30.3 | 1200 | 101 | 0.8 |
| TLA-116 | 7.5 | | | | | | | | | | | |
| TLA 115a | 7.0 | 3.2 | 3.6 | 262 | 3.67 | 243 | 56.3 | 44.9 | 5.95 | 433 | 55 | 0.7 |
| TLA-115 | 6.7 | | | | | | | | | | | |

| | | | | | | | | | | | | |
|---------|-----|------|-----|-----|------|-----|------|------|------|------|----|-----|
| TLA-114 | 6.5 | 1.6 | 1.4 | 16 | 0.47 | 629 | 4.1 | 6.6 | 0.03 | 37.8 | 2 | 0.2 |
| TLA-113 | 6.2 | 5.5 | 0.4 | 61 | 0.7 | 275 | 46 | 30.4 | 0.37 | 118 | 30 | 0.5 |
| TLA-112 | 6.0 | 8.3 | 1.4 | 33 | 1.16 | 510 | 14.4 | 11.6 | 0.16 | 31.4 | 6 | 0.3 |
| TLA-111 | 4.9 | 2.3 | 0.5 | 34 | 0.95 | 491 | 34.7 | 38.7 | 0.52 | 300 | 14 | 0.7 |
| TLA-110 | 4.5 | | | | | | | | | | | |
| TLA-109 | 4.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-108 | 3.7 | 1.6 | 0.9 | 26 | 0.96 | 249 | 14.9 | 9.2 | 0.39 | 78.4 | 10 | 0.2 |
| TLA-107 | 3.5 | 6.6 | 0.6 | 27 | 1.17 | 535 | 19.4 | 52.2 | 0.1 | 101 | 9 | 0.3 |
| TLA-106 | 3.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-105 | 2.5 | 10.5 | 2.6 | 254 | 4.6 | 249 | 64.7 | 49.2 | 5.82 | 162 | 43 | 0.6 |
| TLA-104 | 2.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-103 | 1.5 | 3.8 | 1.7 | 179 | 1.79 | 315 | 77 | 55.6 | 3.4 | 464 | 98 | 1.7 |
| TLA-102 | 1.0 | | | | | | | | | | | |
| TLA-101 | 0.5 | 18.2 | 3.9 | 26 | 1.38 | 731 | 19.6 | 9.6 | 0.42 | 86.7 | 5 | 0.3 |
| TLA-100 | 0.0 | 2 | 0.7 | 19 | 0.31 | 506 | 26.5 | 6.7 | 0.08 | 27.6 | 5 | 0.4 |

Tabla 2.3 Normalización de elementos traza con Zr.

| Muestra | Metro | Cu/Zr | Ni/Zr | Cd/Zr | Zn/Zr | U/Zr | V/Zr | Mo/Zr |
|----------|-------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| TLA-149B | 39.5 | | | | | | | |
| TLA-149 | 39.0 | | | | | | | |
| TLA-148 | 38.0 | | | | | | | |
| TLA-147 | 37.0 | 15.33333333 | 15.16666667 | 0.1 | 62.16666667 | | 21.66666667 | 0.55 |
| TLA-146B | 36.5 | | | | | | | |
| TLA-146 | 36.0 | | | | | | | |
| TLA-145 | 35.0 | | | | | | | |
| TLA-144B | 34.2 | | | | | | | |
| TLA-144a | 34.0 | 12.19354839 | 14.09677419 | 0.34516129 | 23.90322581 | 3.290322581 | 64.51612903 | 2.277419355 |
| TLA-143 | 33.0 | | | | | | | |
| TLA-142 | 32.0 | 10.71428571 | 10.42857143 | 0.028571429 | 17.28571429 | 0.142857143 | 12.85714286 | 0.157142857 |
| TLA-141 | 31.0 | 1.402985075 | 1.791044776 | 0.008955224 | 4.044776119 | 0.029850746 | 0.895522388 | 0.053731343 |
| TLA-140B | 30.5 | | | | | | | |
| TLA-140 | 30.0 | | | | | | | |
| TLA-139 | 29.0 | | | | | | | |
| TLA-138 | 28.0 | | | | | | | |
| TLA-137 | 27.0 | 8.111111111 | 39.44444444 | 0.077777778 | 37.66666667 | 0.222222222 | 11.11111111 | 0.255555556 |
| TLA-136 | 26.0 | | | | | | | |
| TLA-135 | 25.0 | | | | | | | |
| TLA-134 | 24.0 | 4.12195122 | 6.512195122 | 0.209756098 | 14.51219512 | 1.512195122 | 14.63414634 | 2.951219512 |
| TLA-133 | 23.0 | | | | | | | |
| TLA-132 | 22.0 | 16.69230769 | 18.15384615 | 0.115384615 | 41.76923077 | 0.153846154 | 19.23076923 | |
| TLA-131 | 21.0 | | | | | | | |

| | | | | | | | | |
|----------|------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| TLA-130 | 20.0 | 3.518518519 | 4.074074074 | 0.018518519 | 11 | 0.333333333 | 4.444444444 | 0.381481481 |
| TLA-129 | 19.0 | 2.692307692 | 8.230769231 | | 2.923076923 | 0.923076923 | 4.615384615 | 0.261538462 |
| TLA-128a | 18.3 | 23.05263158 | 11.73684211 | 4.310526316 | 94.73684211 | 0.578947368 | 78.42105263 | 0.847368421 |
| TLA-128 | 18.0 | | | | | | | |
| TLA-127 | 17.0 | 3.636363636 | 2.727272727 | 0.036363636 | 16.63636364 | 1.545454545 | 9.090909091 | 0.627272727 |
| TLA-126 | 16.0 | 3.333333333 | 6.875 | 0.0625 | 24.16666667 | 0.375 | 4.166666667 | 0.1 |
| TLA-125 | 15.0 | | | | | | | |
| TLA-124 | 14.0 | 8.153846154 | 12 | 0.076923077 | 45.61538462 | 0.230769231 | 13.84615385 | 0.4 |
| TLA-123 | 13.0 | 7.684210526 | 19.84210526 | 0.173684211 | 33.31578947 | 0.421052632 | 16.31578947 | 0.105263158 |
| TLA-122 | 12.0 | 7.214285714 | 12.85714286 | 0.142857143 | 49.21428571 | 0.571428571 | 9.285714286 | 0.185714286 |
| TLA-121 | 11.2 | 1.677419355 | 0.612903226 | 0.006451613 | 2.548387097 | 0.193548387 | 1.612903226 | 0.138709677 |
| TLA-120 | 10.5 | | | | | | | |
| TLA-119 | 10.0 | | | | | | | |
| TLA-118 | 9.0 | | | | | | | |
| TLA-117 | 8.0 | 22.93939394 | 7.787878788 | 9.181818182 | 363.6363636 | 1.03030303 | 120 | 0.409090909 |
| TLA-116 | 7.5 | | | | | | | |
| TLA 115a | 7.0 | 17.59375 | 14.03125 | 1.859375 | 135.3125 | 1.125 | 81.875 | 1.146875 |
| TLA-115 | 6.7 | | | | | | | |
| TLA-114 | 6.5 | 2.5625 | 4.125 | 0.01875 | 23.625 | 0.875 | 10 | 0.29375 |
| TLA-113 | 6.2 | 8.363636364 | 5.527272727 | 0.067272727 | 21.45454545 | 0.072727273 | 11.09090909 | 0.127272727 |
| TLA-112 | 6.0 | 1.734939759 | 1.397590361 | 0.019277108 | 3.78313253 | 0.168674699 | 3.975903614 | 0.139759036 |
| TLA-111 | 4.9 | 15.08695652 | 16.82608696 | 0.226086957 | 130.4347826 | 0.217391304 | 14.7826087 | 0.413043478 |
| TLA-110 | 4.5 | | | | | | | |
| TLA-109 | 4.0 | | | | | | | |
| TLA-108 | 3.7 | 9.3125 | 5.75 | 0.24375 | 49 | 0.5625 | 16.25 | 0.6 |
| TLA-107 | 3.5 | 2.939393939 | 7.909090909 | 0.015151515 | 15.3030303 | 0.090909091 | 4.090909091 | 0.177272727 |

| | | | | | | | | |
|---------|-----|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| TLA-106 | 3.0 | | | | | | | |
| TLA-105 | 2.5 | 6.161904762 | 4.685714286 | 0.554285714 | 15.42857143 | 0.247619048 | 24.19047619 | 0.438095238 |
| TLA-104 | 2.0 | | | | | | | |
| TLA-103 | 1.5 | 20.26315789 | 14.63157895 | 0.894736842 | 122.1052632 | 0.447368421 | 47.10526316 | 0.471052632 |
| TLA-102 | 1.0 | | | | | | | |
| TLA-101 | 0.5 | 1.076923077 | 0.527472527 | 0.023076923 | 4.763736264 | 0.214285714 | 1.428571429 | 0.075824176 |
| TLA-100 | 0.0 | 13.25 | 3.35 | 0.04 | 13.8 | 0.35 | 9.5 | 0.155 |

Tabla 2.4 Valores de Average Shale (Turekian y Wedephol, 1961) utilizados para el cálculo del Factor de Enriquecimiento de las muestras de la sección Tlacolula.

| Elemento | Concentración (ppm) | Elemento/Zr |
|----------|---------------------|-------------|
| U | 3.7 | 0.023125 |
| Zn | 95 | 0.59375 |
| V | 130 | 0.8125 |
| Mo | 1 | 0.00625 |
| Ni | 69 | 0.43125 |
| Cu | 45 | 0.28125 |
| Cd | 0.13 | 0.0008125 |
| Ba | 580 | 3.625 |
| Mn | 850 | 5.3125 |
| Zr | 160 | 1 |
| Zn | 13 | 0.08125 |
| Cr | 90 | 0.5625 |
| Co | 19 | 0.11875 |

Tabla 2.5 Factores de enriquecimiento calculados para la sección Tlacolula.

| Muestra | Metro | EF Cu | EF Ni | EF Cd | EF Zn | EF U | EF V | EF Mo |
|----------|-------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| TLA-149B | 39.5 | | | | | | | |
| TLA-149 | 39.0 | | | | | | | |
| TLA-148 | 38.0 | | | | | | | |
| TLA-147 | 37.0 | 54.51851852 | 35.16908213 | 123.0769231 | 104.7017544 | | 26.66666667 | 88 |
| TLA-146B | 36.5 | | | | | | | |
| TLA-146 | 36.0 | | | | | | | |
| TLA-145 | 35.0 | | | | | | | |
| TLA-144B | 34.2 | | | | | | | |
| TLA-144a | 34.0 | 43.35483871 | 32.68817204 | 424.8138958 | 40.25806452 | 142.2842197 | 79.4044665 | 364.3870968 |
| TLA-143 | 33.0 | | | | | | | |
| TLA-142 | 32.0 | 38.0952381 | 24.18219462 | 35.16483516 | 29.11278195 | 6.177606178 | 15.82417582 | 25.14285714 |
| TLA-141 | 31.0 | 4.988391376 | 4.153147307 | 11.02181401 | 6.812254517 | 1.290843082 | 1.102181401 | 8.597014925 |
| TLA-140B | 30.5 | | | | | | | |
| TLA-140 | 30.0 | | | | | | | |
| TLA-139 | 29.0 | | | | | | | |
| TLA-138 | 28.0 | | | | | | | |
| TLA-137 | 27.0 | 28.83950617 | 91.46537842 | 95.72649573 | 63.43859649 | 9.60960961 | 13.67521368 | 40.88888889 |
| TLA-136 | 26.0 | | | | | | | |
| TLA-135 | 25.0 | | | | | | | |
| TLA-134 | 24.0 | 14.65582656 | 15.10074231 | 258.1613508 | 24.44159178 | 65.39222149 | 18.01125704 | 472.195122 |
| TLA-133 | 23.0 | | | | | | | |
| TLA-132 | 22.0 | 59.35042735 | 42.09587514 | 142.0118343 | 70.34817814 | 6.652806653 | 23.66863905 | |
| TLA-131 | 21.0 | | | | | | | |
| TLA-130 | 20.0 | 12.51028807 | 9.447128288 | 22.79202279 | 18.52631579 | 14.41441441 | 5.47008547 | 61.03703704 |
| TLA-129 | 19.0 | 9.572649573 | 19.08584169 | | 4.923076923 | 39.91683992 | 5.680473373 | 41.84615385 |
| TLA-128a | 18.3 | 81.96491228 | 27.21586575 | 5305.263158 | 159.5567867 | 25.03556188 | 96.51821862 | 135.5789474 |
| TLA-128 | 18.0 | | | | | | | |
| TLA-127 | 17.0 | 12.92929293 | 6.324110672 | 44.75524476 | 28.01913876 | 66.83046683 | 11.18881119 | 100.3636364 |
| TLA-126 | 16.0 | 11.85185185 | 15.94202899 | 76.92307692 | 40.70175439 | 16.21621622 | 5.128205128 | 16 |
| TLA-125 | 15.0 | | | | | | | |

| | | | | | | | | |
|----------|------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| TLA-124 | 14.0 | 28.99145299 | 27.82608696 | 94.67455621 | 76.82591093 | 9.979209979 | 17.04142012 | 64 |
| TLA-123 | 13.0 | 27.32163743 | 46.01067887 | 213.7651822 | 56.11080332 | 18.20768137 | 20.08097166 | 16.84210526 |
| TLA-122 | 12.0 | 25.65079365 | 29.8136646 | 175.8241758 | 82.88721805 | 24.71042471 | 11.42857143 | 29.71428571 |
| TLA-121 | 11.2 | 5.964157706 | 1.421224871 | 7.94044665 | 4.292020374 | 8.369659983 | 1.985111663 | 22.19354839 |
| TLA-120 | 10.5 | | | | | | | |
| TLA-119 | 10.0 | | | | | | | |
| TLA-118 | 9.0 | | | | | | | |
| TLA-117 | 8.0 | 81.56228956 | 18.05884936 | 11300.6993 | 612.4401914 | 44.55364455 | 147.6923077 | 65.45454545 |
| TLA-116 | 7.5 | | | | | | | |
| TLA 115a | 7.0 | 62.55555556 | 32.53623188 | 2288.461538 | 227.8947368 | 48.64864865 | 100.7692308 | 183.5 |
| TLA-115 | 6.7 | | | | | | | |
| TLA-114 | 6.5 | 9.111111111 | 9.565217391 | 23.07692308 | 39.78947368 | 37.83783784 | 12.30769231 | 47 |
| TLA-113 | 6.2 | 29.73737374 | 12.8168643 | 82.7972028 | 36.13397129 | 3.144963145 | 13.65034965 | 20.36363636 |
| TLA-112 | 6.0 | 6.168674699 | 3.240789244 | 23.72567192 | 6.37159163 | 7.294041029 | 4.893419833 | 22.36144578 |
| TLA-111 | 4.9 | 53.64251208 | 39.01701323 | 278.2608696 | 219.6796339 | 9.400705053 | 18.19397993 | 66.08695652 |
| TLA-110 | 4.5 | | | | | | | |
| TLA-109 | 4.0 | | | | | | | |
| TLA-108 | 3.7 | 33.11111111 | 13.33333333 | 300 | 82.52631579 | 24.32432432 | 20 | 96 |
| TLA-107 | 3.5 | 10.45117845 | 18.33992095 | 18.64801865 | 25.77352472 | 3.931203931 | 5.034965035 | 28.36363636 |
| TLA-106 | 3.0 | | | | | | | |
| TLA-105 | 2.5 | 21.90899471 | 10.86542443 | 682.1978022 | 25.98496241 | 10.70785071 | 29.77289377 | 70.0952381 |
| TLA-104 | 2.0 | | | | | | | |
| TLA-103 | 1.5 | 72.04678363 | 33.92829901 | 1101.214575 | 205.6509695 | 19.34566145 | 57.9757085 | 75.36842105 |
| TLA-102 | 1.0 | | | | | | | |
| TLA-101 | 0.5 | 3.829059829 | 1.223124701 | 28.40236686 | 8.02313476 | 9.266409266 | 1.758241758 | 12.13186813 |
| TLA-100 | 0.0 | 47.11111111 | 7.768115942 | 49.23076923 | 23.24210526 | 15.13513514 | 11.69230769 | 24.8 |

Tabla 2.6 Coeficiente de correlación (r) de los elementos utilizados para el análisis geoquímico (ppm) de la sección Tlacolula. En negrita se resaltan las correlaciones con valor mayor a 0.5, las cuales se consideran de moderadas a altas.

| | U | V | Mo | Mn | Cu | Ni | Cd | Zn |
|----------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| U | 1 | | | | | | | |

| | | | | | | | | |
|-----------|-------------|-------------|-------|-------|-------------|------|-------------|---|
| V | 0.50 | 1 | | | | | | |
| Mo | 0.79 | 0.37 | 1 | | | | | |
| Mn | -0.30 | -0.61 | -0.29 | 1 | | | | |
| Cu | 0.31 | 0.88 | 0.27 | -0.67 | 1 | | | |
| Ni | 0.29 | 0.54 | 0.37 | -0.37 | 0.66 | 1 | | |
| Cd | 0.20 | 0.82 | 0.07 | -0.43 | 0.66 | 0.19 | 1 | |
| Zn | 0.19 | 0.82 | 0.06 | -0.48 | 0.76 | 0.36 | 0.92 | 1 |

Tabla 2.7 Coeficiente de correlación (r) de los Factores de Enriquecimiento utilizados para el análisis geoquímico (ppm) de la sección Tlacolula. En negrita se resaltan las correlaciones con valor mayor a 0.5, las cuales se consideran de moderadas a altas.

| EF | U | V | Mo | Mn | Cu | Ni | Cd | Zn |
|-----------|-------------|-------------|-------|-------------|-------------|------|-------------|----|
| U | 1 | | | | | | | |
| V | 0.44 | 1 | | | | | | |
| Mo | 0.76 | 0.34 | 1 | | | | | |
| Mn | -0.09 | -0.24 | -0.16 | 1 | | | | |
| Cu | 0.14 | 0.79 | 0.18 | 0 | 1 | | | |
| Ni | 0.02 | 0.18 | 0.07 | 0.55 | 0.41 | 1 | | |
| Cd | 0.17 | 0.86 | 0.07 | -0.21 | 0.62 | 0.01 | 1 | |
| Zn | 0.12 | 0.82 | 0.04 | -0.17 | 0.73 | 0.19 | 0.89 | 1 |

Tabla 2.8 Concentración molar de óxidos y valores calculados del Índice de Alteración Química (CIA).

| Muestra | Metro | CaO | Al ₂ O ₃ | K ₂ O | Fe ₂ O ₃ | Na ₂ O | MgO | P ₂ O ₅ | CIA |
|----------|-------|-------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|-------------------|-------------|-------------------------------|-------------|
| TLA-149B | 39.5 | | | | | | | | |
| TLA-149 | 39.0 | | | | | | | | |
| TLA-148 | 38.0 | | | | | | | | |
| TLA-147 | 37.0 | 0.518985545 | 0.002779767 | 0.000383631 | 0.001701065 | 0.000391488 | 0.004114191 | 0.000177587 | 70.43851077 |

| | | | | | | | | | |
|----------|------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| TLA-146B | 36.5 | | | | | | | | |
| TLA-146 | 36.0 | | | | | | | | |
| TLA-145 | 35.0 | | | | | | | | |
| TLA-144B | 34.2 | | | | | | | | |
| TLA-144a | 34.0 | 0.678673405 | 0.007598029 | 0.001790276 | 0.008057674 | 0.000695979 | 0.006994125 | 0.002001891 | 70.48092592 |
| TLA-143 | 33.0 | | | | | | | | |
| TLA-142 | 32.0 | 0.70112951 | 0.002594449 | 0.000383631 | 0.002238243 | 0.000565483 | 0.003291353 | 0.000193731 | 63.13994753 |
| TLA-141 | 31.0 | 0.551422142 | 0.003521038 | 0.000511507 | 0.00304401 | 0.000478485 | 0.004937029 | 0.000161443 | 70.56872268 |
| TLA-140B | 30.5 | | | | | | | | |
| TLA-140 | 30.0 | | | | | | | | |
| TLA-139 | 29.0 | | | | | | | | |
| TLA-138 | 28.0 | | | | | | | | |
| TLA-137 | 27.0 | 0.741051475 | 0.010377795 | 0.000895138 | 0.005192723 | 0.000391488 | 0.010696897 | 0.000209876 | 86.08056766 |
| TLA-136 | 26.0 | | | | | | | | |
| TLA-135 | 25.0 | | | | | | | | |
| TLA-134 | 24.0 | 0.818400282 | 0.004447627 | 0.001150892 | 0.003849778 | 0.000565483 | 0.005348448 | 0.000758781 | 66.09164487 |
| TLA-133 | 23.0 | | | | | | | | |
| TLA-132 | 22.0 | 0.758517335 | 0.010377795 | 0.001406645 | 0.005013664 | 0.000521984 | 0.008228382 | 0.000597338 | 80.89697908 |
| TLA-131 | 21.0 | | | | | | | | |
| TLA-130 | 20.0 | 0.825885651 | 0.008524617 | 0.001023015 | 0.004745075 | 0.000521984 | 0.012342573 | 0.000177587 | 80.48469595 |
| TLA-129 | 19.0 | 0.848341756 | 0.00166786 | 0.000383631 | 0.001342946 | 0.000521984 | 0.005348448 | 0.000290597 | 53.88086557 |
| TLA-128a | 18.3 | 0.788458809 | 0.005559533 | 0.001278769 | 0.003581189 | 0.000608981 | 0.005348448 | 0.000516617 | 69.00882004 |
| TLA-128 | 18.0 | | | | | | | | |
| TLA-127 | 17.0 | 0.903234458 | 0.00166786 | 0.000255754 | 0.002148713 | 0.000478485 | 0.00452561 | 0.00011301 | 57.90005274 |

| | | | | | | | | | |
|----------|------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| TLA-126 | 16.0 | 0.830875897 | 0.007968664 | 0.000895138 | 0.003939307 | 0.000521984 | 0.009874058 | 0.00022602 | 80.42843021 |
| TLA-125 | 15.0 | | | | | | | | |
| TLA-124 | 14.0 | 0.773488072 | 0.004447627 | 0.001023015 | 0.004028837 | 0.000413237 | 0.006171287 | 0.000258308 | 70.62957678 |
| TLA-123 | 13.0 | 0.761012458 | 0.00667144 | 0.001278769 | 0.003670718 | 0.000565483 | 0.007405544 | 0.000581194 | 73.46450863 |
| TLA-122 | 12.0 | 0.746041721 | 0.010563113 | 0.001406645 | 0.004386956 | 0.000456736 | 0.00905122 | 0.000193731 | 81.9911816 |
| TLA-121 | 11.2 | 0.95812716 | 0.001297224 | 0.000255754 | 0.001611535 | 0.000500235 | 0.006582706 | 0.00011301 | 50.80285907 |
| TLA-120 | 10.5 | | | | | | | | |
| TLA-119 | 10.0 | | | | | | | | |
| TLA-118 | 9.0 | | | | | | | | |
| TLA-117 | 8.0 | 0.626275826 | 0.010933749 | 0.002557537 | 0.00626708 | 0.000630731 | 0.011519735 | 0.002018035 | 74.11330477 |
| TLA-116 | 7.5 | | | | | | | | |
| TLA 115a | 7.0 | 0.741051475 | 0.010563113 | 0.00204603 | 0.010385447 | 0.000543733 | 0.00905122 | 0.002114901 | 77.12210039 |
| TLA-115 | 6.7 | | | | | | | | |
| TLA-114 | 6.5 | 0.738556352 | 0.004076991 | 0.000895138 | 0.002775421 | 0.000456736 | 0.005348448 | 0.000145299 | 69.27059573 |
| TLA-113 | 6.2 | 0.70112951 | 0.012972244 | 0.002301783 | 0.008684382 | 0.000521984 | 0.012753992 | 0.000209876 | 79.49655276 |
| TLA-112 | 6.0 | 0.830875897 | 0.005188898 | 0.001023015 | 0.004566015 | 0.000608981 | 0.005759867 | 0.000484328 | 69.83828608 |
| TLA-111 | 4.9 | 0.666197791 | 0.010748431 | 0.001790276 | 0.00635661 | 0.000587232 | 0.011519735 | 0.00056505 | 78.38034525 |
| TLA-110 | 4.5 | | | | | | | | |
| TLA-109 | 4.0 | | | | | | | | |
| TLA-108 | 3.7 | 0.499024562 | 0.00500358 | 0.001406645 | 0.005103194 | 0.000413237 | 0.005348448 | 0.00011301 | 69.14173277 |
| TLA-107 | 3.5 | 0.678673405 | 0.015937328 | 0.001278769 | 0.011012155 | 0.000565483 | 0.023862308 | 0.000258308 | 86.86583142 |
| TLA-106 | 3.0 | | | | | | | | |
| TLA-105 | 2.5 | 0.723585616 | 0.007968664 | 0.001534522 | 0.00940062 | 0.000630731 | 0.008639801 | 0.00124311 | 74.02623992 |
| TLA-104 | 2.0 | | | | | | | | |

| | | | | | | | | | |
|---------|-----|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| TLA-103 | 1.5 | 0.439141615 | 0.031318703 | 0.005626582 | 0.014682873 | 0.000478485 | 0.016045345 | 0.003164279 | 82.6301828 |
| TLA-102 | 1.0 | | | | | | | | |
| TLA-101 | 0.5 | 0.688653896 | 0.006115486 | 0.000767261 | 0.005998491 | 0.000543733 | 0.006994125 | 0.001388408 | 76.72925847 |
| TLA-100 | 0.0 | 0.561402633 | 0.009636524 | 0.001278769 | 0.004386956 | 0.000630731 | 0.007405544 | 0.000742637 | 79.1386926 |

Tabla 2.9 Concentración de REE de las muestras de la sección Tlacolula.

| Muestra | Metro | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Y | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | REE TOTAL |
|------------|-------|------|------|-----|------|-----|-------|-----|-------|-----|------|-------|-----|-------|-----|-------|-----------|
| | | ppm | | | | | | | | | | | | | | | |
| TLA-147 | 37.00 | 4.4 | 5.14 | 0.8 | 2.92 | 0.6 | 0.1 | 0.7 | 0.1 | 0.6 | 4.94 | 0.1 | 0.3 | < 0.1 | 0.2 | < 0.1 | 20.9 |
| TLA-144 a? | 34.00 | 18.3 | 27.7 | 3.5 | 14 | 2.2 | 0.6 | 2.9 | 0.4 | 2.4 | 15.3 | 0.4 | 1.2 | 0.2 | 0.9 | 0.1 | 90.1 |
| TLA-142 | 32.00 | 5.2 | 5.58 | 0.8 | 3.22 | 0.5 | 0.2 | 0.8 | 0.1 | 0.9 | 6.48 | 0.2 | 0.5 | < 0.1 | 0.6 | < 0.1 | 25.08 |
| TLA-141 | 31.00 | 4.8 | 5.57 | 0.9 | 3.41 | 0.8 | 0.2 | 0.7 | 0.1 | 0.6 | 4.33 | 0.1 | 0.3 | < 0.1 | 0.2 | < 0.1 | 22.01 |
| TLA-137 | 27.00 | 10.9 | 13 | 1.9 | 7.22 | 1.1 | 0.3 | 1.5 | 0.2 | 1.5 | 10.4 | 0.3 | 0.9 | 0.1 | 1 | 0.2 | 50.52 |
| TLA-134 | 24.00 | 18.2 | 22.7 | 2.9 | 11 | 1.9 | 0.4 | 2.2 | 0.3 | 2 | 13.8 | 0.4 | 1.2 | 0.2 | 1.1 | 0.2 | 78.5 |
| TLA-132 | 22.00 | 9.4 | 13.3 | 1.9 | 7.47 | 1.5 | 0.3 | 1.6 | 0.2 | 1.4 | 7.9 | 0.2 | 0.6 | < 0.1 | 0.4 | < 0.1 | 46.17 |
| TLA-130 | 20.00 | 10.1 | 14.3 | 1.9 | 7.34 | 1.3 | 0.3 | 1.5 | 0.2 | 1.3 | 9.94 | 0.3 | 0.9 | 0.1 | 0.9 | 0.1 | 50.48 |
| TLA-129 | 19.00 | 3.5 | 4.83 | 0.6 | 2.67 | 0.3 | 0.1 | 0.6 | < 0.1 | 0.6 | 5.3 | 0.1 | 0.5 | < 0.1 | 0.4 | < 0.1 | 19.5 |
| TLA-128 a' | 18.3 | 6.6 | 7.94 | 1.1 | 4.4 | 0.8 | 0.2 | 0.9 | 0.1 | 0.8 | 5.46 | 0.1 | 0.4 | < 0.1 | 0.3 | < 0.1 | 29.1 |
| TLA-127 | 17.00 | 3 | 2.47 | 0.4 | 1.42 | 0.3 | < 0.1 | 0.4 | < 0.1 | 0.4 | 4.81 | < 0.1 | 0.3 | < 0.1 | 0.3 | < 0.1 | 13.8 |
| TLA-126 | 16.00 | 7.4 | 10.6 | 1.4 | 5.5 | 1 | 0.2 | 1.1 | 0.2 | 1.1 | 8.28 | 0.2 | 0.7 | 0.1 | 0.8 | 0.1 | 38.68 |
| TLA-124 | 14.00 | 4.7 | 4.46 | 0.7 | 2.58 | 0.5 | 0.2 | 0.6 | < 0.1 | 0.7 | 6.16 | 0.1 | 0.5 | < 0.1 | 0.5 | < 0.1 | 21.7 |
| TLA-123 | 13.00 | 8.3 | 8.97 | 1.3 | 5.09 | 0.9 | 0.3 | 1.1 | 0.2 | 1.1 | 8.52 | 0.2 | 0.6 | < 0.1 | 0.5 | < 0.1 | 37.08 |
| TLA-122 | 12.00 | 9.3 | 11.8 | 1.6 | 6.54 | 1 | 0.3 | 1.3 | 0.2 | 1.5 | 10.4 | 0.3 | 1 | 0.2 | 1.2 | 0.2 | 46.84 |
| TLA-121 | 11.15 | 2.8 | 2.69 | 0.4 | 1.52 | 0.3 | < 0.1 | 0.3 | < 0.1 | 0.4 | 4.42 | < 0.1 | 0.3 | < 0.1 | 0.3 | < 0.1 | 13.43 |

| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|----------|------|------|------|-----|------|-----|-----|-----|-------|-----|------|-----|-----|-------|-----|------|-------|
| TLA-117 | 8.00 | 13.8 | 18.3 | 2.5 | 9.57 | 1.4 | 0.4 | 1.9 | 0.2 | 1.7 | 12.4 | 0.3 | 1 | 0.1 | 0.9 | 0.1 | 64.57 |
| TLA 115a | 7.00 | 12.4 | 9.65 | 1.8 | 7.35 | 1.1 | 0.3 | 1.5 | 0.2 | 1.4 | 13 | 0.3 | 0.9 | 0.1 | 0.6 | <0.1 | 50.6 |
| TLA-114 | 6.50 | 5.4 | 5.02 | 0.8 | 3.11 | 0.4 | 0.2 | 0.8 | 0.1 | 0.8 | 7.83 | 0.2 | 0.6 | < 0.1 | 0.6 | <0.1 | 25.86 |
| TLA-113 | 6.15 | 12.4 | 11.7 | 1.9 | 7.36 | 1.3 | 0.3 | 1.4 | 0.2 | 1.4 | 10.7 | 0.3 | 0.8 | 0.1 | 0.7 | <0.1 | 50.56 |
| TLA-112 | 6.00 | 8.1 | 7.4 | 1.2 | 4.17 | 1.1 | 0.3 | 1.2 | 0.2 | 1.1 | 11.2 | 0.3 | 0.8 | 0.1 | 0.8 | 0.1 | 38.07 |
| TLA-111 | 4.9 | 12 | 13.6 | 2.1 | 8.08 | 1.3 | 0.3 | 1.5 | 0.2 | 1.2 | 9.9 | 0.3 | 0.6 | 0.1 | 0.6 | <0.1 | 51.78 |
| TLA-108 | 3.7 | 6.7 | 5.3 | 0.8 | 3.18 | 0.4 | 0.2 | 0.6 | < 0.1 | 0.7 | 7.02 | 0.1 | 0.5 | < 0.1 | 0.4 | <0.1 | 25.9 |
| TLA-107 | 3.50 | 9.2 | 11.1 | 1.6 | 6.49 | 1 | 0.3 | 1.1 | 0.1 | 1 | 6.86 | 0.2 | 0.5 | < 0.1 | 0.5 | <0.1 | 39.95 |
| TLA-105 | 2.50 | 12.6 | 12.5 | 1.8 | 7.65 | 1.3 | 0.3 | 1.5 | 0.2 | 1.4 | 13 | 0.3 | 0.8 | 0.1 | 0.7 | <0.1 | 54.15 |
| TLA-103 | 1.50 | 16 | 25.5 | 4.1 | 17.5 | 2.6 | 0.6 | 2.7 | 0.3 | 1.7 | 9.2 | 0.3 | 0.7 | < 0.1 | 0.4 | <0.1 | 81.6 |
| TLA-101 | 0.50 | 13.5 | 11.9 | 2 | 8.69 | 1.4 | 0.4 | 2 | 0.3 | 2.2 | 20.1 | 0.5 | 1.5 | 0.2 | 1.5 | 0.2 | 66.39 |
| TLA-100 | 0.00 | 12.5 | 10.8 | 2.1 | 8.16 | 1.3 | 0.4 | 2.1 | 0.3 | 2.1 | 17 | 0.4 | 1.4 | 0.2 | 1.4 | 0.2 | 60.36 |

Tabla 3.0 Cálculo de indicadores de actividad volcánica submarina de la sección Tlacolula.

| Muestra | Metro | Al/(Al+Fe+Mn) | Cr/Th | Y/Ho | Eu/Sm | Eu/Eu* |
|------------|-------|---------------|-------------|------------|------------|-------------|
| TLA-147 | 37.00 | 0.381679389 | | 49.4 | 0.16666667 | 0.726592732 |
| TLA-144 a? | 34.00 | 0.303591262 | 106 | 38.25 | 0.27272727 | 1.118553099 |
| TLA-142 | 32.00 | 0.289615225 | | 32.4 | 0.4 | 1.48907199 |
| TLA-141 | 31.00 | 0.319919178 | 20 | 43.3 | 0.25 | 1.258495528 |
| TLA-137 | 27.00 | 0.439905734 | | 34.6666667 | 0.27272727 | 1.099752548 |
| TLA-134 | 24.00 | 0.334029228 | 8 | 34.5 | 0.21052632 | 0.921271306 |
| TLA-132 | 22.00 | 0.46300124 | 15 | 39.5 | 0.2 | 0.911866641 |
| TLA-130 | 20.00 | 0.427708043 | 10 | 33.1333333 | 0.23076923 | 1.01162521 |
| TLA-129 | 19.00 | 0.265095729 | | 53 | 0.33333333 | 1.109888731 |
| TLA-128 a' | 18.3 | 0.411579092 | 113.3333333 | 54.6 | 0.25 | 1.109888731 |

| | | | | | | |
|----------|-------|-------------|-------------|------------|------------|-------------|
| TLA-127 | 17.00 | 0.222057735 | | | | |
| TLA-126 | 16.00 | 0.463312143 | 10 | 41.4 | 0.2 | 0.897944196 |
| TLA-124 | 14.00 | 0.321414223 | 10 | 61.6 | 0.4 | 1.719432228 |
| TLA-123 | 13.00 | 0.445544554 | 30 | 42.6 | 0.33333333 | 1.419774435 |
| TLA-122 | 12.00 | 0.508974016 | 10 | 34.6666667 | 0.3 | 1.238982787 |
| TLA-121 | 11.15 | 0.21936697 | | | | |
| TLA-117 | 8.00 | 0.45065689 | 126.25 | 41.3333333 | 0.28571429 | 1.1548747 |
| TLA 115a | 7.00 | 0.324915921 | 78.57142857 | 43.3333333 | 0.27272727 | 1.099752548 |
| TLA-114 | 6.50 | 0.371057514 | 10 | 39.15 | 0.5 | 1.664833096 |
| TLA-113 | 6.15 | 0.412371134 | 60 | 35.6666667 | 0.23076923 | 1.047131574 |
| TLA-112 | 6.00 | 0.33293698 | 20 | 37.3333333 | 0.27272727 | 1.229560728 |
| TLA-111 | 4.9 | 0.433126727 | 20 | 33 | 0.23076923 | 1.01162521 |
| TLA-108 | 3.7 | 0.312174818 | 50 | 70.2 | 0.5 | 1.922383673 |
| TLA-107 | 3.50 | 0.401212969 | 30 | 34.3 | 0.3 | 1.346916293 |
| TLA-105 | 2.50 | 0.285733271 | 71.66666667 | 43.3333333 | 0.23076923 | 1.01162521 |
| TLA-103 | 1.50 | 0.502751748 | 57.64705882 | 30.6666667 | 0.23076923 | 1.0663466 |
| TLA-101 | 0.50 | 0.307520268 | 16.66666667 | 40.2 | 0.28571429 | 1.12563262 |
| TLA-100 | 0.00 | 0.490288516 | 12.5 | 42.5 | 0.30769231 | 1.139972467 |

Tabla 3.1 Valores de REE normalizados con condrita (Taylor y McLennan, 1985) de la sección Tlacolula.

| Muestra | Metro | La* | Ce* | Pr* | Nd* | Sm* | Eu* | Gd* | Tb* | Dy* | Y* | Ho* | Er* | Tm* | Yb* | Lu* |
|-----------|-------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| TLA-147 | 37.00 | 11.9891008 | 5.37095089 | 5.83941606 | 4.1068917 | 2.5974026 | 1.14942529 | 2.2875817 | 1.72413793 | 1.57480315 | 2.19555556 | 1.17508813 | 1.20481928 | | 0.80645161 | |
| TLA-144a? | 34.00 | 49.8637602 | 28.9446186 | 25.5474453 | 19.6905767 | 9.52380952 | 6.89655172 | 9.47712418 | 6.89655172 | 6.2992126 | 6.8 | 4.70035253 | 4.81927711 | 5.61797753 | 3.62903226 | 2.62467192 |
| TLA-142 | 32.00 | 14.1689373 | 5.830721 | 5.83941606 | 4.52883263 | 2.16450216 | 2.29885057 | 2.61437908 | 1.72413793 | 2.36220472 | 2.88 | 2.35017626 | 2.00803213 | | 2.41935484 | |
| TLA-141 | 31.00 | 13.0790191 | 5.82027168 | 6.56934307 | 4.79606188 | 3.46320346 | 2.29885057 | 2.2875817 | 1.72413793 | 1.57480315 | 1.92444444 | 1.17508813 | 1.20481928 | | 0.80645161 | |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------------|-------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| TLA-137 | 27.00 | 29.7002725 | 13.584117 | 13.8686131 | 10.1547117 | 4.76190476 | 3.44827586 | 4.90196078 | 3.44827586 | 3.93700787 | 4.62222222 | 3.52526439 | 3.61445783 | 2.80898876 | 4.03225806 | 5.24934383 |
| TLA-134 | 24.00 | 49.5912807 | 23.7199582 | 21.1678832 | 15.4711674 | 8.22510823 | 4.59770115 | 7.18954248 | 5.17241379 | 5.24934383 | 6.13333333 | 4.70035253 | 4.81927711 | 5.61797753 | 4.43548387 | 5.24934383 |
| TLA-132 | 22.00 | 25.613079 | 13.8975967 | 13.8686131 | 10.5063291 | 6.49350649 | 3.44827586 | 5.22875817 | 3.44827586 | 3.67454068 | 3.51111111 | 2.35017626 | 2.40963855 | | 1.61290323 | |
| TLA-130 | 20.00 | 27.520436 | 14.9425287 | 13.8686131 | 10.323488 | 5.62770563 | 3.44827586 | 4.90196078 | 3.44827586 | 3.41207349 | 4.41777778 | 3.52526439 | 3.61445783 | 2.80898876 | 3.62903226 | 2.62467192 |
| TLA-129 | 19.00 | 9.53678474 | 5.04702194 | 4.37956204 | 3.75527426 | 1.2987013 | 1.14942529 | 1.96078431 | | 1.57480315 | 2.35555556 | 1.17508813 | 2.00803213 | | 1.61290323 | |
| TLA-128 a' | 18.3 | 17.9836512 | 8.29676071 | 8.02919708 | 6.18846695 | 3.46320346 | 2.29885057 | 2.94117647 | 1.72413793 | 2.09973753 | 2.42666667 | 1.17508813 | 1.6064257 | | 1.20967742 | |
| TLA-127 | 17.00 | 8.17438692 | 2.58098224 | 2.91970803 | 1.99718706 | 1.2987013 | | 1.30718954 | | 1.04986877 | 2.13777778 | | 1.20481928 | | 1.20967742 | |
| TLA-126 | 16.00 | 20.1634877 | 11.07628 | 10.2189781 | 7.73558368 | 4.32900433 | 2.29885057 | 3.59477124 | 3.44827586 | 2.88713911 | 3.68 | 2.35017626 | 2.81124498 | 2.80898876 | 3.22580645 | 2.62467192 |
| TLA-124 | 14.00 | 12.8065395 | 4.66039707 | 5.10948905 | 3.62869198 | 2.16450216 | 2.29885057 | 1.96078431 | | 1.83727034 | 2.73777778 | 1.17508813 | 2.00803213 | | 2.01612903 | |
| TLA-123 | 13.00 | 22.6158038 | 9.37304075 | 9.48905109 | 7.15893108 | 3.8961039 | 3.44827586 | 3.59477124 | 3.44827586 | 2.88713911 | 3.78666667 | 2.35017626 | 2.40963855 | | 2.01612903 | |
| TLA-122 | 12.00 | 25.3405995 | 12.3301985 | 11.6788321 | 9.19831224 | 4.32900433 | 3.44827586 | 4.24836601 | 3.44827586 | 3.93700787 | 4.62222222 | 3.52526439 | 4.01606426 | 5.61797753 | 4.83870968 | 5.24934383 |
| TLA-121 | 11.15 | 7.62942779 | 2.81086729 | 2.91970803 | 2.13783404 | 1.2987013 | | 0.98039216 | | 1.04986877 | 1.96444444 | | 1.20481928 | | 1.20967742 | |
| TLA-117 | 8.0 | 37.6021798 | 19.1222571 | 18.2481752 | 13.4599156 | 6.06060606 | 4.59770115 | 6.20915033 | 3.44827586 | 4.46194226 | 5.51111111 | 3.52526439 | 4.01606426 | 2.80898876 | 3.62903226 | 2.62467192 |
| TLA 115a | 7.0 | 33.7874659 | 10.0835946 | 13.1386861 | 10.3375527 | 4.76190476 | 3.44827586 | 4.90196078 | 3.44827586 | 3.67454068 | 5.77777778 | 3.52526439 | 3.61445783 | 2.80898876 | 2.41935484 | |
| TLA-114 | 6.5 | 14.7138965 | 5.24555904 | 5.83941606 | 4.37412096 | 1.73160173 | 2.29885057 | 2.61437908 | 1.72413793 | 2.09973753 | 3.48 | 2.35017626 | 2.40963855 | | 2.41935484 | |
| TLA-113 | 6.1 | 33.7874659 | 12.2257053 | 13.8686131 | 10.3516174 | 5.62770563 | 3.44827586 | 4.5751634 | 3.44827586 | 3.67454068 | 4.75555556 | 3.52526439 | 3.21285141 | 2.80898876 | 2.82258065 | |
| TLA-112 | 6.0 | 22.0708447 | 7.73249739 | 8.75912409 | 5.8649789 | 4.76190476 | 3.44827586 | 3.92156863 | 3.44827586 | 2.88713911 | 4.97777778 | 3.52526439 | 3.21285141 | 2.80898876 | 3.22580645 | 2.62467192 |
| TLA-111 | 4.9 | 32.6975477 | 14.2110763 | 15.3284672 | 11.3642757 | 5.62770563 | 3.44827586 | 4.90196078 | 3.44827586 | 3.1496063 | 4.4 | 3.52526439 | 2.40963855 | 2.80898876 | 2.41935484 | |
| TLA-108 | 3.7 | 18.2561308 | 5.53814002 | 5.83941606 | 4.47257384 | 1.73160173 | 2.29885057 | 1.96078431 | | 1.83727034 | 3.12 | 1.17508813 | 2.00803213 | | 1.61290323 | |
| TLA-107 | 3.5 | 25.0681199 | 11.5987461 | 11.6788321 | 9.12798875 | 4.32900433 | 3.44827586 | 3.59477124 | 1.72413793 | 2.62467192 | 3.04888889 | 2.35017626 | 2.00803213 | | 2.01612903 | |
| TLA-105 | 2.5 | 34.3324251 | 13.061651 | 13.1386861 | 10.7594937 | 5.62770563 | 3.44827586 | 4.90196078 | 3.44827586 | 3.67454068 | 5.77777778 | 3.52526439 | 3.21285141 | 2.80898876 | 2.82258065 | |
| TLA-103 | 1.5 | 43.5967302 | 26.645768 | 29.9270073 | 24.6132208 | 11.2554113 | 6.89655172 | 8.82352941 | 5.17241379 | 4.46194226 | 4.08888889 | 3.52526439 | 2.81124498 | | 1.61290323 | |

| | | | | | | | | | | | | | | | | |
|---------|------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| TLA-101 | 0.50 | 36.7847411 | 12.4346917 | 14.5985401 | 12.2222222 | 6.0606060 | 4.59770115 | 6.53594771 | 5.17241379 | 5.77427822 | 8.93333333 | 5.87544066 | 6.02409639 | 5.61797753 | 6.0483871 | 5.24934383 |
| TLA-100 | 0.00 | 34.0599455 | 11.2852665 | 15.3284672 | 11.4767932 | 5.62770563 | 4.59770115 | 6.8627451 | 5.17241379 | 5.51181102 | 7.55555556 | 4.70035253 | 5.62248996 | 5.61797753 | 5.64516129 | 5.24934383 |