



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM

Título:
**Implicaciones paleoambientales y significado geológico de los
icnofósiles de la formación Tecali, Puebla, México.**

TESIS
Que para optar por el grado de:
Maestro en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:
Biól. Francisco Enrique Saldaña Monroy

TUTOR
Asesora: Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales
(Facultad de Ingeniería, UNAM)

COMITÉ TUTOR
Dr. Pedro García Barrera
(Facultad de Ciencias, UNAM)
Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz
(Facultad de Ingeniería, UASLP)
CIUDAD DE MÉXICO, JUNIO 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.



**Implicaciones paleoambientales y
significado geológico de los
icnofósiles de la formación Tecali,
Puebla, México.**

UNAM
POSGRADO



TESIS
PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
Biól. Francisco Enrique Saldaña Monroy

Asesora: Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales

Contenido

Agradecimientos.....	i
Abstract.....	ii
Resumen.....	ii
Capítulo 1 Introducción.....	1
Dimensiones y relaciones regionales de la formación Tecali:	2
Antecedentes históricos	3
Planteamiento del problema y Justificación	4
Hipótesis	4
Objetivo general	5
Objetivos Específicos	5
Metodología	5
Trabajo de campo	5
Trabajo de gabinete	6
Capítulo 2 Estratigrafía regional.....	8
Estratigrafía de la formación Tecali	10
Litología	11
Asociaciones de Facies.....	11
Asociación de facies de turbiditas en estratos delgados y gruesos.....	11
Asociación de facies de turbiditas clásicas/ areniscas masivas	12
Asociación de facies de conglomerados.....	12
Asociación de facies de flujos de detritos	12
Paleocorrientes.....	13
Paleotaludes y paleocorrientes en Concepción Cuautla	15
Paleotaludes en la localidad de La Magdalena Cuaxixtla (El Sifón).	16
Datos de paleotaludes de la localidad de Atoyatempan	17
Edad de la formación Tecali.....	18
Procedencia de los circones detríticos	20
Icnofósiles.....	20
Capítulo 3. Conceptos Icnológicos.....	22
Clasificación de los icnofósiles	23
Descripción de los icnofósiles	23
Clasificación Toponomica.....	24
Abanicos submarinos e icnología.....	25

Icnología de turbiditas carbonatadas	27
Icnofósiles como indicadores de parámetros sedimentarios ecológicos y físicos	28
Icnología de la formación Tecali	29
Icnofósiles identificados	29
Descripción de los icnofósiles	30
Capítulo 4. Icnosociaciones de la formación Tecali	61
Discusión	81
Relación paleoambiental entre <i>Zoophycos</i> y <i>Thalassinoides</i>	81
Significado paleoambiental indicado por <i>Halimedides</i> y <i>Zoophycos</i> morfotipo 2.....	82
Cambios en las condiciones paleoambientales durante el desarrollo del complejo turbidítico Tecali.....	86
Evolución del complejo turbidítico	90
Conclusiones.....	94
Referencias	96
Mapa anexo.....	104
Apéndice de paleocorrientes.....	105
Apéndice petrográfico.....	110
Apéndice de perfiles	111
Apéndice resultados datos isotópicos.....	

“La vida es infinitamente más extraña que cualquier cosa que pueda inventar la mente humana”.

Arthur Conan Doyle “La aventura de Copper Beeches” Obras completas de Sherlock Holmes

“Icnofacies stand today as one of the most elegant but widely misundertood concepts in ichnology”

Robert Frey, George Pemberton, and Thomas Saunders.

“Among one and another rock layer, there are the traces of the worms that crawled in them when they were not yet dry”

Leonardo da Vinci, Leicester Codex, folio 10 v

Agradecimientos

Agradezco al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) la beca otorgada para la realización de mis estudios. Esta investigación fue realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN117517. Agradezco a la DGAPA-UNAM la beca recibida.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra por brindarme la oportunidad de ingresar en este programa y crecer académicamente. De igual manera agradezco a mi comité tutorial conformado por la Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales, el Dr. Pedro García Barrera y el Dr. Yam Zul Ernesto Ocampo Díaz, quienes me hicieron crecer y contribuyeron con sugerencias y correcciones que dieron lugar a una correcta formación y desarrollo del presente proyecto.

Se agradece a: La Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales, la Dra. Elena Centeno García, el Dr. Pedro García Barrera, la Dra. Carmen Rosales Domínguez y el Dr. Josep Moreno Bedmar, quienes aceptaron formar parte del jurado que revisó los resultados del proyecto.

De manera particular agradezco a la doctora Claudia Mendoza, quien impulsó este trabajo, compartiendo una dedicación y esfuerzo a la enseñanza e investigación, que le permitió a este estudiante conocer las huellas perdidas a cientos de metros de profundidad. Además de fomentar el que se busque comprender un lenguaje litológico, similar a los jeroglíficos, con el cual leí una novela que ni la misma imaginación permite concebir. Y de igual manera, aprecio mucho que fomentara el que descubriese yo mismo, mi lado más SherlockHolmeano.

Al doctor Gilberto Silva Romo, al maestro Emiliano Campos Madrigal, a la maestra Yoalli Hernández Marmolejo por ayudarme con la obtención de circones detríticos y su enseñanza. A Alam I. de la Torre González por ayudarme con el programa Illustrator. A Wendy V. Morales Barrera por ayudarme con dudas en Arcmap, a Sandra E. Guerrero Moreno por la ayuda con la petrografía, a Yuridia Crusillo Hernández y Natalie Bello Ríos por acompañarme en campo. Y a María I. Vidal Reyes, por tomarse el tiempo de darme el curso introductorio a la brújula.

A las secretarías María Luisa Reyes Ochoa y a Gloria Benitez Alba, que me ayudaron con todos los trámites a lo largo de la maestría.

También quiero agradecer a los doctores Alfred Uchman y Jorge Villegas Martín, por ayudarme con la identificación de los icnofósiles. Al doctor Davide Olivero, por mandarme sus artículos y ayudarme a comprender aspectos clave de ciertas icnoespecies que indican cambios en las condiciones paleoambientales. A los doctores Monaco P., MacEachern y Dirk Knaust por contestar mis dudas icnológicas. De verdad, muchas gracias a todos por tomarse el tiempo de responderle a un estudiante con dudas sobre diferentes aspectos de la icnología.

Por supuesto, esta tesis no existiría sin la ayuda incondicional de mis padres (Verónica Monroy Martínez y Fco Javier Saldaña Ramírez), a quienes les debo demasiado. A mi hermana por divertirme con las historias de su residencia, a todos mis amigos quienes me animaron en las buenas y en las malas, a todos los profesores que me dieron clases. Y en general agradezco a todas esas personas bonitas con quienes me he cruzado en mi camino, que me han brindado alegría y enseñanzas.

Abstract

The present work describes the Tecali formation which has a high ichnofossil content, with a moderate to high bioturbation index, the research work describes a deep-sea fan and, their palaeoenvironment changes, and their possible evolution, using the 13 ichnogenera, 4 ichnospecies and 2 morphotypes of ichnofossils (*Bergaueria*, *Circulichnis*, *Halimedides*, *Lorenzina nowakii*, *Nereites*, *Ophiomorpha rudis*, *Planolites*, *Rhizocorallium*, *Rotundusichnium*, *Scolicia prisca*, *Scolicia strozzi*, *Taenidium*, *Thalassinoides*, *Zoophycos* (morphotype one) and *Zoophycos* (morphotype two). Besides the identification of the ichnofossils, also they were made a general lithology characteristic, a paleocurrent data record, and an isotopic analysis.

Furthermore, it is important to mention that with the present ichnofossils record and the lithologic context, it was proposed a sand-mud deep-sea fan model present in the Tecali formation, that it has seven characteristic ichnoassociations, which describe changes in depositional rate supply, related with the presence of predepositional and postdepositional ichnofossils, and nutrient content variations related with deep-sea currents. Also, with the ichnoassociations it was described the possible morphology of the deep-sea fan environment zones, indicating two possible structural highs (in different times), one in the northern zone and the other in the southern part of the formation, with and a sedimentary bypass in the central area. It is very important to mention that the ichnofossils present in the Tecali formation are a lot similar with European ichnofossils of some deep-sea fan formations, and this work will help to make a paleogeographic environmental reconstruction of an area with a yet, unknown upper Cretaceous basin.

Resumen

Se presentan los resultados de nuestra investigación sobre los icnofósiles de la formación Tecali, Puebla. A partir de las icnoasociaciones, índices de bioturbación, litofacies y datos de paleocorrientes, se propone para la región un modelo paleoambiental de abanico submarino desarrollado durante el Cretácico Superior. Para ello se caracterizaron 25 columnas estratigráficas (114 m) en la formación Tecali, describiéndose un total de 13 icnogéneros, 4 icnoespecies y dos morfotipos (*Bergaueria*, *Circulichnis*, *Halimedides*, *Lorenzina nowakii*, *Nereites*, *Ophiomorpha rudis*, *Planolites*, *Rhizocorallium*, *Rotundusichnium*, *Scolicia prisca*,

Scolicia strozzi, *Taenidium*, *Thalassinoides*, *Zoophycos* (morfortipo uno) y *Zoophycos* (morfortipo dos), a partir de una recolecta de más de cien muestras de campo.

El análisis icnológico consistió en la descripción morfológica y toponómica de los icnofósiles presentes, para identificar los icnogéneros y determinar los conjuntos de icnogéneros presentes en cada estrato o columna, y entender así las implicaciones paleoambientales. La diversidad y abundancia presente en la formación Tecali se ve reflejada con los 13 icnogéneros identificados, y coincide con los índices altos de bioturbación (que varían de 4 a 6) representados en las columnas registradas. Por ello, el estudio de los icnofósiles presentes en la formación Tecali, y en particular las icnoasociaciones descritas para cada columna, en conjunto con las litofacies caracterizadas, permitió interpretar los factores y recursos paleoambientales presentes, tales como: cohesividad del sustrato, aporte sedimentológico, nutrientes, etc.

Se propone un modelo de abanicos submarinos mixtos lobulados y coalescentes, procedentes del oriente del área de estudio, con dos altos estructurales, uno en el sector Sur y otro en el Norte de la cuenca. Se identificó la zona de canales (en distintos tiempos), y en la parte central un *bypass* sedimentario, con base en las icnoasociaciones descritas.

De manera particular, la presencia de *Zoophycos* (morfortipo dos) en conjunto con los icnogéneros *Scolicia prisca*, *Thalassinoides* y *Planolites*, caracterizan una icnofacies tipo *Glossifungites* distal, lo que indica cambios de cohesividad en el sustrato en la base de la formación Tecali. Así mismo, se reconocieron otros cambios en el sustrato, a partir del icnogénero *Halimedides* en la zona del *bypass* sedimentario.

Por otro lado, las icnoasociaciones también indican cambios en el aporte depositacional, asociado a zonas con icnofósiles predepositacionales y postdepositacionales (estando los primeros ubicados en el sector Sur y la zona del *bypass*, lo que indica un cambio en el tipo de aporte sedimentario, identificando así, por lo menos, dos fuentes de aporte sedimentario diferente. Las icnoasociaciones también nos indicaron variaciones en los nutrientes presentes, ya que en las zonas con *Ophiomorpha*, *Thalassinoides* y *Scolicia* se considera que las corrientes eran ricas en nutrientes, dada la gran abundancia de icnofósiles dejados por los organismos.

Los resultados de este trabajo contribuirán a generar un modelo paleogeográfico durante el Cretácico tardío, a partir de las icnoasociaciones de la formación Tecali, las cuales presentan muchas similitudes con los depósitos de turbiditas reportados en Europa.

Capítulo 1 Introducción.

En los ambientes sedimentarios de hace millones de años se pueden encontrar rastros, marcas o estructuras generadas por algún organismo (bacteria, animal y/o planta). Y se denominan **icnofósiles**, los cuales son estructuras biogénicas. Estas estructuras permiten inferir la interacción que hubo entre el organismo y el sustrato, en ausencia del organismo, quedando así solo la marca o rastro (Frey, 1973). El estudio de los icnofósiles como parte de las facies sedimentarias puede proporcionar información adicional para la interpretación de un ambiente y caracterizar zonas de pendientes, zonas de planicie, tasas y estilos de depósito derivado de la diversidad o abundancia de estructuras observadas; factores de estrés, tales como salinidad, oxigenación y temperatura. En algunos casos, resultan excelentes indicadores de cambios ambientales, siendo muy útiles para la estratigrafía de secuencias.

Los icnofósiles pueden ser de tipo senderos, huellas, excavaciones y perforaciones, siendo indicadores etológicos de los organismos que los originaron (Seilacher, 1962). Estos permiten conocer por su morfología y arquitectura, el tipo de hábito alimenticio y tipo de desplazamiento que tenían estos organismos (Buatois y Mángano, 2011). Los icnofósiles se pueden categorizar en un **icnotaxa**, clasificándose como un **icnogénero** o **icnoespecie**, es decir, una estructura está asociada a una especie o género en particular de algún organismo que existió. Una especie o género puede producir más de un icnotaxa, pues dichas estructuras morfológicas nos indican conductas (Seilacher, 1967a).

Considerando los tipos de estructuras asociadas a conductas específicas, Frey y Pemberton (1987), establecieron diez clasificaciones: *Agrichnia* (estructuras de cultivo), *Fodinichnia* (zona de alimentación en la vivienda), *Domichnia* (vivienda), *Praedichnia* (marcas de depredación), *Fugichnia* (estructuras de escape), *Taphichnia* (estructuras de deceso), *Pascichnia* (forrajeo), *Pseudichnia* (estructura inorgánica que asemeje un icnofósil), *Cubichnia* (reposo) y *Repichnia* (desplazamiento). Estas estructuras permiten generar una asociación con el tipo de ambiente de depósito.

Para su estudio se han generado diferentes conceptos, como son las icnofacies, icnofábrica e icnoasociación, entre otros.

En el sur de Puebla, al norte de la Sierra del Tentzo aflora una sucesión sedimentaria con abundante contenido de icnofósiles, descrita informalmente como formación Tecali por Zepeda-Martínez (2013); en este trabajo se identifica sin describirlas, la presencia de las icnofacies *Cruziana*, *Glossifungites*, *Zoophycos* y *Nereites*; proponiendo cambios batimétricos que van desde una zona sublitoral a una zona abisal (desde 200 a 2000 metros bajo el nivel del mar), donde las icnofacies *Zoophycos* y *Nereites* son representativas debido a su abundancia y extensión en el área de estudio. Por ello, en este estudio se plantea realizar un análisis detallado de los icnogéneros presentes en la formación Tecali para caracterizar y describir la asociación de los icnofósiles e interpretar sus implicaciones paleoambientales y geológicas.

La ichnología es una rama de la Geología que nace al buscar solucionar la problemática de estructuras sedimentarias biogénicas, de las cuales no se tenía idea cuál era su origen anteriormente. Estas estructuras sedimentarias revelan la interacción entre organismo y sedimento, a través del sustrato mismo. Por ello esta conceptualización de organismo/sustrato, con el tiempo permitió generar modelos a través de las comparaciones con ambientes sedimentarios actuales y aportar una herramienta muy útil para describir paleoambientes, ya que esta interacción organismo/sustrato está controlada por parámetros, como es la batimetría, el tipo de ambiente, condiciones lumínicas, etc. Siendo los recursos y los factores bióticos y abióticos los que caracterizan a un determinado ambiente sedimentario (Knaust, 2017).

Dimensiones y relaciones regionales de la formación Tecali:

La formación Tecali está ubicada en la zona central del estado de Puebla, México, a 55 km al sureste de la ciudad Heroica Puebla de Zaragoza, entre los municipios de Tecali de Herrera, Tzicatlayan, Atoyatempan y San Juan Atzompa, entre los 18°55´ a 18°45´ latitud Norte y de los 98°08´ a los 97°54´ longitud Oeste, Figura 1.

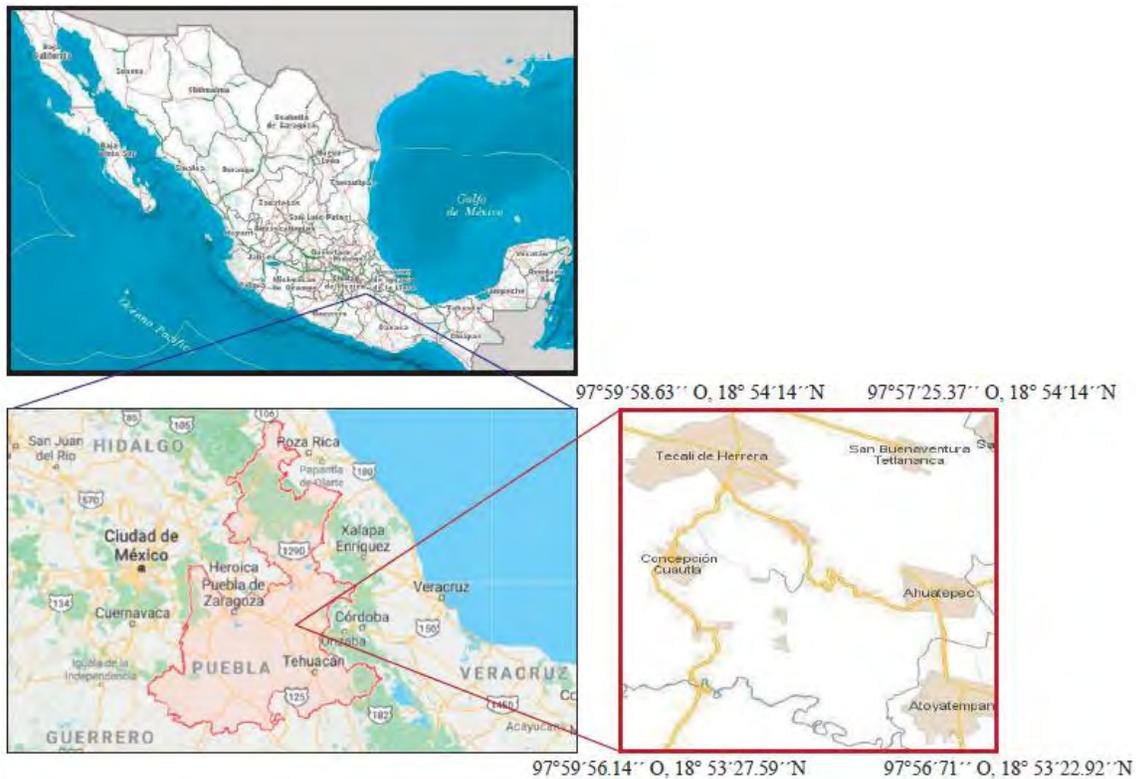


Figura 1. Mapa de la ubicación del área de estudio (imágenes tomadas de Gaia INEGI).

Antecedentes históricos

La formación Tecali aflora en la zona norte de la Sierra del Tentzo y sólo existe un trabajo que la ha mencionado previamente; otros trabajos la habían asociado a la Formación Mexcala, la cual no estaba bien caracterizada debido a la falta de estudios.

En 1973, Padilla y Sánchez en su tesis de licenciatura presenta una cartografía a escala 1: 50,000, describiendo una columna estratigráfica al suroeste de la sierra del Tentzo donde describe que afloran las formaciones Orizaba, Maltrata y Mexcala, además de una unidad perteneciente al Grupo Balsas. Mientras que Monroy y Sosa (1984) realizan una carta geológica-estructural a escala 1:25,000, describiendo el área de manera más detallada, indicando diez unidades estratigráficas.

Ahora bien, aunque Padilla y Sánchez (1973) y Monroy y Sosa (1984) llegan a la conclusión de que las rocas sedimentarias mesozoicas pertenecen a depósitos generados en el Cretácico, existen algunas discrepancias. Padilla y Sánchez (1973) indicó, que las capas

de rocas que afloran al Norte de la Sierra del Tentzo, pertenece a la Formación Mexcala ubicadas en el Santoniano-Mastrichtiano, sin sustentar esta aseveración. Mientras que Monroy y Sosa (1984) de igual manera indica que se trata de la Formación Mexcala, y la asocia al Coniaciano-Santoniano de acuerdo con los microfósiles. Por otro lado, Zepeda-Martínez (2013) en su tesis de licenciatura, las denomina formación Tecali debido a que sus características son diferentes a la Formación Mexcala.

Es necesario indicar que la formación Tecali no ha sido fechada de manera precisa. Zepeda-Martínez (2013) la ubica en el Albiano superior-Cenomaniano por los microfósiles presentes. Mientras que la edad de la Formación Mexcala se asocia al Coniaciano-Santoniano de acuerdo con Monroy y Sosa (1984).

Planteamiento del problema y Justificación

La formación Tecali forma parte de una cuenca cuyo origen no ha sido definido a la fecha. Zepeda-Martínez (2013) la relacionó con la apertura del Golfo de México, mientras que Padilla y Sánchez (1973) y Monroy y Sosa (1984) la describen con afinidad Pacífica. Los límites de la cuenca, la edad y la evolución de esta no ha sido precisadas. Por otro lado, la formación Tecali presenta una cantidad inusual de icnofósiles, sin embargo, estos no han sido descritos ni estudiados a la fecha. El estudio de los icnofósiles permitirá conocer algunos factores sedimentológicos y paleoambientales, para generar un modelo que, de manera local, indique la distribución del probable abanico submarino al cual ha sido asociado por diversos autores (Padilla y Sánchez, 1973; Monroy y Sosa, 1984; Silva-Romo, 2010; Mendoza-Rosales, 2010; Zepeda-Martínez, 2013). Los resultados obtenidos contribuirán a modelar las condiciones tectónicas de la región. Son pocos los estudios de este tipo, a la fecha en México (Kane *et al.*, 2007; Callow *et al.*, 2013; Serrano-Barrañas y Centeno-García, 2014), por lo que los resultados contribuirán al conocimiento icnológico en México.

Hipótesis

El estudio de los icnofósiles y la caracterización de las icnoasociaciones de la formación Tecali contribuirán a describir de manera específica los factores sedimentológicos y ambientales que controlaron su desarrollo.

Objetivo general

Estudiar las icnoasociaciones de la formación Tecali, para generar un modelo de depósito que explique la arquitectura del abanico y como eran los factores sedimentarios y ambientales que controlaron su depósito.

Objetivos Específicos

1. Describir las litofacies de la formación Tecali;
2. Caracterizar los icnofósiles presentes, para definir las icnoasociaciones;
3. Precisar la edad de la formación Tecali;
4. Proponer un modelo de depósito del área de estudio.

Metodología

Trabajo de campo

Se midieron pequeños perfiles, donde se describieron las litofacies, esto se hizo mediante el uso del báculo de Jacob, se tomaron datos de paleocorrientes de acuerdo con Silva-Romo y Mendoza-Rosales (2016a).

Se tomaron fotos y muestras de icnofósiles, y en cada perfil se determinó el índice de bioturbación (**BI**) usando la propuesta de Reineck (1963) (Tabla 1. **Índice de bioturbación de Reineck (1963)**), usándose este índice por la actividad tan alta de *bulldozing* (actividad alta de excavación, por parte de los organismos), presente en la zona de estudio (Knaust, 2012).

Se tomaron nueve muestras para petrografía (Véase apéndice petrográfico).

Tabla 1. Índice de bioturbación de Reineck (1963)

Grado	Porcentaje de bioturbación	Clasificación
0	0	Sin bioturbación
1	1-4	Bioturbación escasa, se distingue el estrato, icnofósiles discretos, y/o estructuras de escape
2	5-30	Baja bioturbación, estrato distinguible, baja densidad de los icnofósiles, estructuras de escape comunes
3	31-60	Bioturbación moderada, límites de estratos abruptos, icnofósiles discretos, raro el solapamiento
4	61-90	Alta bioturbación, límites de estratos no distinguibles, alta densidad de icnofósiles con común solapamiento
5	91-99	Bioturbación intensa, estrato completamente perturbado (visible), retrabajo limitado, madrigueras posteriores distinguibles
6	100	Bioturbación completa, sedimento retrabajado debido a las sobreimpresiones repetidas

Trabajo de gabinete

Se limpiaron alrededor de cien ejemplares adquiridos en campo, mediante el uso de un cepillo de dientes y un percutor marca Dremel; una vez limpios se procedió a hacer una identificación apropiada. Posteriormente, junto con las fotos tomadas en campo se identificaron, con la guía y trabajos especializados (Uchman, 1998; Wetzel y Uchman, 2001; Buatois y Mángano, 2011; Knaust y Bromley 2012; Olivero y Gaillard, 1996). La identificación a nivel icnogénero y/o icnoespecie se hizo mediante el uso de guías taxonómicas y con la corroboración y consulta del doctor Alfred Uchman (mandándole más de 100 imágenes) y el doctorante Jorge Villegas (a quien se le mandaron unas 30 imágenes).

A continuación, se tomaron fotos representativas de los ejemplares identificados y se hicieron esquemas representativos con ilustrador para tener un catálogo ilustrativo, para ejemplificar a los icnofósiles.

También se caracterizaron los *Zoophycos* (morfortipo 1), de acuerdo con la descripción de Monaco *et al.*, (2016) y consultando con el primero sobre estos ejemplares.

Se elaboró una tabla con la descripción de las litofacies descritas en campo, para poder incorporarlas a las columnas digitales.

En la elaboración de columnas se utilizó el software PSICAT, generando 25 columnas con caracterización sedimentológica y con la ubicación de litofacies e icnofósiles presentes en los intervalos correspondientes.

El análisis de paleocorrientes se hizo con el software Stereo32, de acuerdo con la metodología propuesta por Silva-Romo y Mendoza-Rosales, (2016b).

El mapa se generó con el software ArcMap 10.2.2, una vez que se tomaron los datos con el GPS Garmin Dakota y se digitalizaron. Obteniendo un mapa con más de 100 datos estructurales (25 del presente trabajo y el resto recopilados de Zepeda-Martínez, 2013). El mapa está elaborado con el sistema de proyección UTM, Datum WGS84, y sistema de coordenadas de Mercator.

Con el uso de un microscopio petrográfico se revisó y fotografió, lo más representativo de las siete laminas petrográficas, para caracterizar las litofacies descritas.

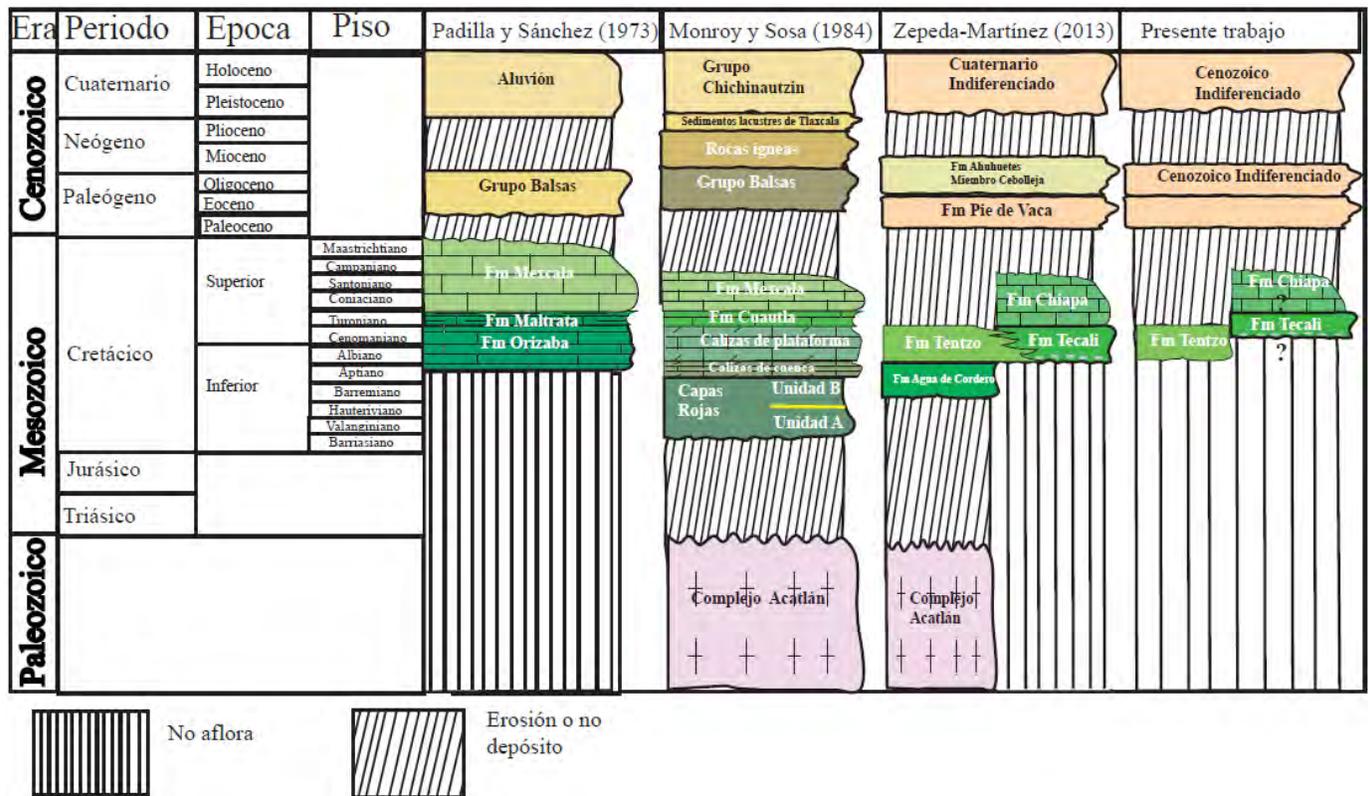
Capítulo 2 Estratigrafía regional.

La zona de estudio se localiza en el extremo septentrional del Terreno Mixteco (Sedlock *et al.* 1993). El terreno Mixteco presenta un basamento que se compone del Complejo Acatlán (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005). La composición del complejo Acatlán es de rocas metasedimentarias, metavolcánicas, metagranitos al igual que cuerpos ofiolíticos, mostrando facies de esquisto verde, ecloglita y anfibolita (Ortega-Gutiérrez, 1981; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1999; Keppie *et al.*, 2004).

Por otro lado, Monroy y Sosa (1984) proponen una configuración geomorfológica estructural para la sierra del Tentzo controlada por la disposición del basamento al momento del depósito cuando se acumuló la columna sedimentaria mesozoica, producto de los esfuerzos laramídicos que afectaron al Sur de México. La columna estratigráfica de la región inicia con rocas metamórficas del Complejo Acatlán; cubiertas por una sucesión de conglomerados y areniscas continentales. Al sur de la Sierra del Tentzo afloran las formaciones Agua del Cordero y El Tentzo (Zepeda-Martínez, 2013); la primera se ubica en el flanco sur de la Sierra del Tentzo y se extiende hasta San Nicolás Huajuapán, sobreyaciendo discordantemente al Complejo Acatlán. Estas unidades se acumularon durante el Barremiano- Aptiano inferior, con base en su contenido de microfósiles (Monroy y Sosa, 1984). La formación El Tentzo se asigna al Aptiano superior-Cenomaniano inferior con base en su contenido fósil (*Choffatella decipiens*, *Nannoconus* sp., *Hedbergella* sp., *Debarina* sp., *Nummoloculina heimi*, *Dictyocunus walnutensis* y *Cuneolina* sp); aflora en la parte alta de la Sierra del Tentzo desde San Martín Tetelas hasta San Nicolás Huajuapán (Zepeda-Martínez, 2013).

La formación Agua del Cordero es sobreyacida por rocas carbonatadas, descritas como Formación Orizaba, asignada al Aptiano superior-Cenomaniano por Padilla y Sánchez (1973), con base en su contenido fósil (indicando un ambiente marino somero); sin embargo, Monroy y Sosa (1984) las separan en calizas de cuenca pertenecientes al Aptiano superior y en calizas de plataforma del Albiano-Cenomaniano (Tabla 2).

Tabla 2. Correlación estratigráfica del área de estudio.



Las calizas de la Sierra del Tentzo est3n sobreyacidas por la Formaci3n Maltrata, unidad que PEMEX considera que se acumul3 en un ambiente de plataforma; se asigna al Turoniano (Padilla y S3nchez, 1973). Estas mismas rocas son denominadas como Formaci3n Cuautila por Monroy y Sosa (1984). Padilla y S3nchez (1973) reporta que sobre la Formaci3n Maltrata se ubica la Formaci3n Mexcala, compuesta por una intercalaci3n de areniscas y lutitas del Coniaciano- Santoniano.

Posteriormente, Zepeda-Mart3nez (2013) propone que las rocas descritas al norte de la Sierra del Tentzo se denominen formaci3n Tecali en lugar de Formaci3n Mexcala (Padilla y S3nchez, 1973; Monroy y Sosa, 1984), debido a que presentan caracter3sticas diferentes:

- 1) La Formaci3n Mexcala presenta una constituci3n calc3rea en la zona basal, con un aumento de rocas cl3sticas hacia la cima, mientras que la formaci3n Tecali presenta un aumento en su composici3n calc3rea hacia la cima.
- 2) La Formaci3n Mexcala est3 compuesta de granos de caliza y dolomita, cuarzo, feldspatos y minerales m3ficos (Padilla y S3nchez, 1973). Mientras que la

formación Tecali no contiene clastos de dolomita o minerales máficos (Zepeda-Martínez, 2013).

- 3) Las capas conglomeráticas en la cima de la Formación Mexcala presentan comúnmente clastos de cuarzo y otros minerales de origen ígneo, mientras que la formación Tecali es detrítica calcárea principalmente.
- 4) Por las diferencias composicionales, estratigráficas y su distribución, Zepeda-Martínez, 2013 infiere que se trata de depósitos en cuencas diferentes.

La formación Tecali está sobreyacida por la formación Chiapa, unidad informal propuesta por Zepeda-Martínez (2013), ya que anteriormente Padilla y Sánchez (1973) la describió como Formación Maltrata del Turoniano; mientras que Monroy y Sosa (1984) la cartografiaron como Formación Cuautla concordando en la edad.

Estratigrafía de la formación Tecali

La formación Tecali aflora al norte de la sierra del Tentzo (Mapa anexo); subyace concordantemente a las calizas de la Formación Chiapa, la cual es una sucesión calcárea ubicada en las laderas de la cara norte de la Sierra del Tentzo. Mientras hacia el norte, la Formación Tecali está cubierta en forma discordante por los depósitos lacustres de la Formación Pie de Vaca. También está cubierta por conglomerados del Cuaternario (en las cercanías de San Antonio Juárez y al poniente de Tzicatlacoyan) (Zepeda-Martínez, 2013).

La formación Tecali aflora al norte de la Sierra del Tentzo, en los alrededores de Tecali de Herrera, Puebla. Se extiende hacia el noroeste hasta el poblado de Concepción Cuautla, al sureste con el poblado de Atoyatempan y al suroeste con el poblado San Antonio Juárez. Los afloramientos de la formación Tecali se ubican en las barrancas de la zona, en las partes más bajas (topográficamente), y están cubiertos discordantemente por los depósitos cenozoicos. Se desconoce el basamento sobre el que se acumuló. Tiene una superficie de afloramiento de aproximadamente 38.79 km²; con afloramientos discontinuos y localmente deformados, que no permiten la medición de columnas estratigráficas completas. En algunos

sectores (Sur, centro y Norte) se encuentra plegada. Se desconoce su basamento y de manera exacta su extensión (Mapa en anexo).

Litología

La formación Tecali es una sucesión heterolítica de lutitas y areniscas carbonatadas, intercalados con conglomerados polimícticos.

Para caracterizar a la unidad, se describieron veinticinco perfiles estratigráficos distribuidos en toda la zona de estudio. La descripción específica de los perfiles puede consultarse en el Apéndice de Perfiles. Se utilizó un esquema de facies particular para incorporar las icnoasociaciones presentes. Con la petrografía se complementaron las descripciones. Para mayor detalle véase el Apéndice Petrográfico y la Discusión.

A continuación, se describen las asociaciones de facies caracterizadas para la formación Tecali.

Asociaciones de Facies

Asociación de facies de turbiditas en estratos delgados y gruesos.

Sucesión de facies con una alternancia de estratos de arenisca de grano fino (calcarenitas) y lodolitas. Los estratos de arenisca van de finos a medianos, con una geometría plana, cimas onduladas, gradación normal, laminación paralela, presencia de rizaduras, pliegues sinsedimentarios (pequeños *slumps*), *tool cast* en la base y en algunos casos estructuras similares a estratificación tipo *hummocky*. La presencia de estructuras como *hummockys*, se explican por una diferencia de densidad de los fluidos involucrados, lo que lleva a pensar en la proximidad con zonas de aporte variado, o eventos episódicos que permitan una mezcla de sedimentos con diferentes densidades y composición, es decir cambios en el régimen de corrientes marinas (Mulder *et al.*, 2009). Con una bioturbación que va de moderada a alta en la cima del estrato. Los estratos de lodolita (con presencia de carbonatos) tienen una geometría plana discontinua, van de finos a gruesos, con laminación paralela, intraclastos (*rip-up clast*) en la base, lentes de arena, laminación ondulada y *flaser*, presentando en la parte interna (en pocas ocasiones) baja bioturbación (*Planolites*).

Esta asociación de facies se observa en las localidades de La Magdalena Cuaxixtla, La Esperanza, Barranca la Lobera, Atoyatempan, Concepción Cuautla, las cercanías del río Atoyac y en la Barranca Tonalaque.

Asociación de facies de turbiditas clásicas/ areniscas masivas

Es una asociación compuesta de arenisca de grano medio (Arenisca cuarzolítica feldespática carbonatada) en estratos que van de medianos a gruesos con geometría plana, cimas onduladas, rizaduras en la cima, gradación normal, estructuras de carga, *gutter cast* y flama, laminación convoluta, ondulada y paralela, presencia de *slumps*. Presentando en la cima y la base bioturbación que va de intensa a moderada. Está intercalada con estratos de lodolita carbonatada con una geometría plana discontinua, van de finos a gruesos, con laminación paralela, intraclastos (*rip-up clast*) en la base, careciendo de bioturbación.

Esta asociación se presenta en Atoyatempan y Barranca Tonalaque.

Asociación de facies de conglomerados

Alternancia de conglomerados y lodolitas que no presentan bioturbación. La facies de conglomerado consiste en estratos que van de gruesos a muy gruesos, con una cima irregular, con clastos de tamaño guijarro de caliza anguloso, esquisto verde tabular y cuarzo, desorganizada y con gradación normal presente en algunos estratos. Intercalados con estratos delgados de geometría plana de lodolita con laminación paralela.

Asociación presente en La Magdalena Cuaxixtla, Cerro Roque y Cerro Colorado.

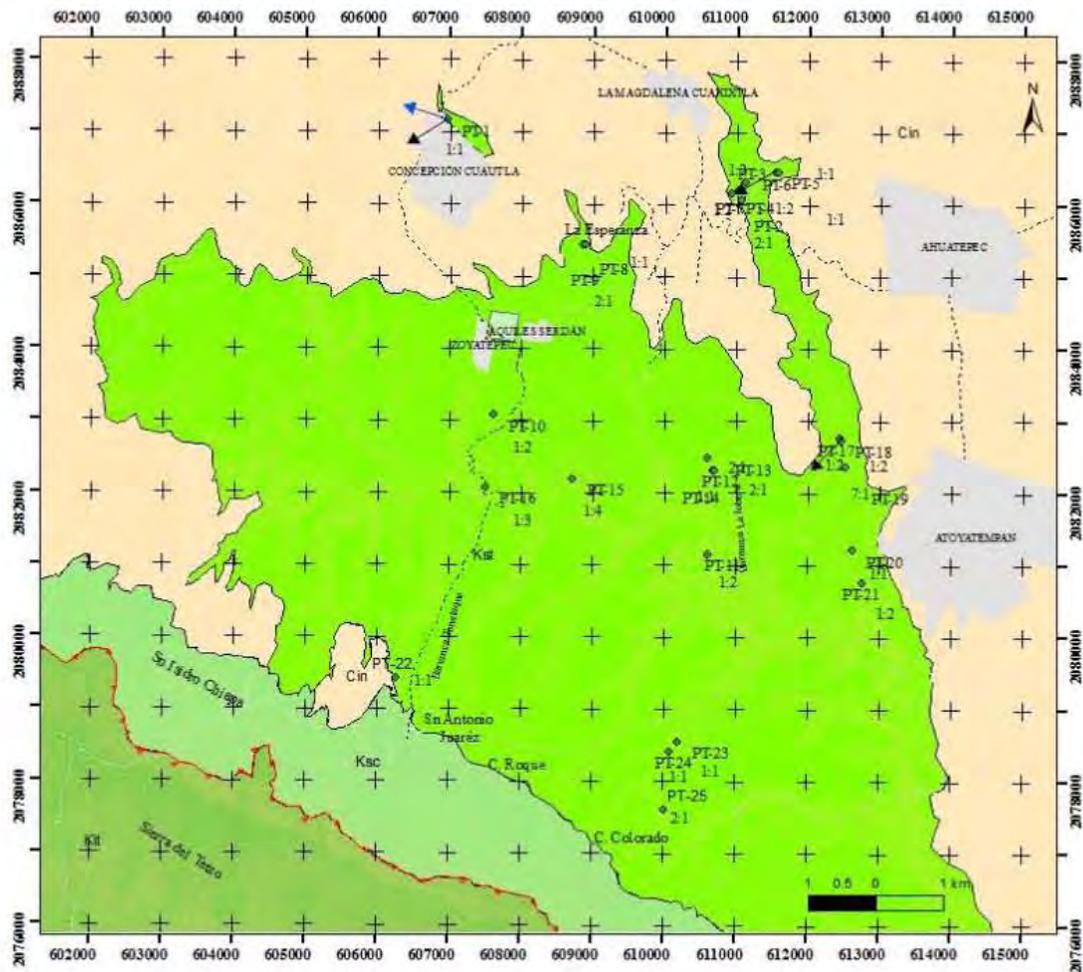
Asociación de facies de flujos de detritos

Estratos gruesos a muy gruesos de conglomerado polimíctico con bloques de caliza, cantos de cuarzo, esquisto verde, calcita; soportada por una matriz de lodo carbonatado. Intercalados con estratos de arenisca fina (con sucesión Bouma completa) con una abundancia moderada a alta de icnofósiles en la base y cima de los estratos. Intercalados con estratos de lodolita carbonatada que van de delgados a medianos con laminación paralela.

Asociación presente en Cerro Roque, Cerro Colorado, Barranca Tonalaque, La Magdalena Cuaxixtla y Atoyatempan.

Paleocorrientes

El análisis se realizó con base en trece pliegues sinsedimentarios (*slumps*) que nos indican la orientación del paleotalud. Se analizaron tres localidades, Concepción Cuautla (PT-2), La Magdalena Cuaxixtla (PT-6) y Atoyatempan (PT-18); indicando una dirección de deslizamiento hacia el suroeste. Por otro lado, también se tomaron datos de paleocorrientes locales con base en el análisis de turboglifos (*flute cast*) con una dirección al Norte. Los datos originales y rotados se pueden consultar en el Apéndice de paleocorrientes. En la Figura 2 se presentan las localidades con la dirección de flujo ya corregida y la relación arena/limo de cada perfil.



Simbología

- Cenozoico indiferenciado (Cin)
- formación Chiapa (Kac)
- formación Tecali (Kat)
- formación Tetzio (Kit)
- falla inversa

1:80,000

Localidades

Direcciones de paleocorrientes

- Slump
- Flute cast

Relación arena:limo

Autor: Saldaña-Monroy Francisco Enrique (2018)
 Mapa: Tesis de maestría, posgrado de Ciencias de la Tierra, UNAM
 Mapa de referencia: Zepeda-Martínez (2013)
 Cartas topográficas (INEGI): E14B53 Totimehuacán
 E14B54 Tepeaca

Elipsoide WGS 84
 Cuadrícula: UTM a cada 1000m
 Huso: 14Q
 Declinación magnética 4°16' E, con una variación magnética de 7' por año.



Figura 2. Direcciones de paleocorrientes en la formación Tecali; las flechas indican el sentido de las corrientes. En negro se presentan los datos asociados al paleotalud, obtenidos con base en *slumps*; en azul los datos de flujo local. De igual manera están representadas las proporciones de Arena/limo de cada perfil.

Paleotaludes y paleocorrientes en Concepción Cuautla

A continuación, se muestran los planos y la orientación de la paleopendiente obtenida a partir del análisis de un pliegue sinsedimentario (*slump*) localizado en el sector noroeste del área de estudio (Figura 2, PT-1); presenta un plano axial del slump 142.91°; 22.07 NE (Figura 3).

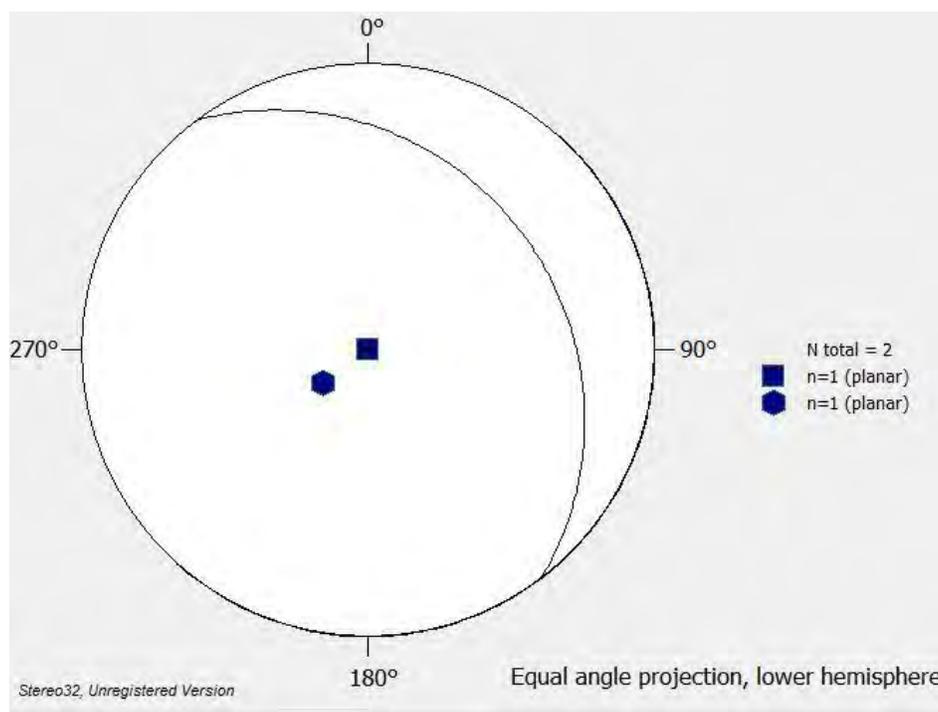


Figura 3. Estereodiagrama representando la inclinación del perfil donde se localiza el slump, ubicado en la localidad de Concepción Cuautla (CNC).

En la misma localidad Concepción Cuautla (Figura 2, PT-1) se tomaron veinticuatro direcciones de corriente con base en el análisis de *flute cast*, los cuales median de 1 a 3 cm de longitud. Los resultados reflejan dos direcciones principales divergentes, por lo que pueden asociarse a flujos localizados, con una dirección variable, pero con una tendencia general hacia el norte. (Figura 4).

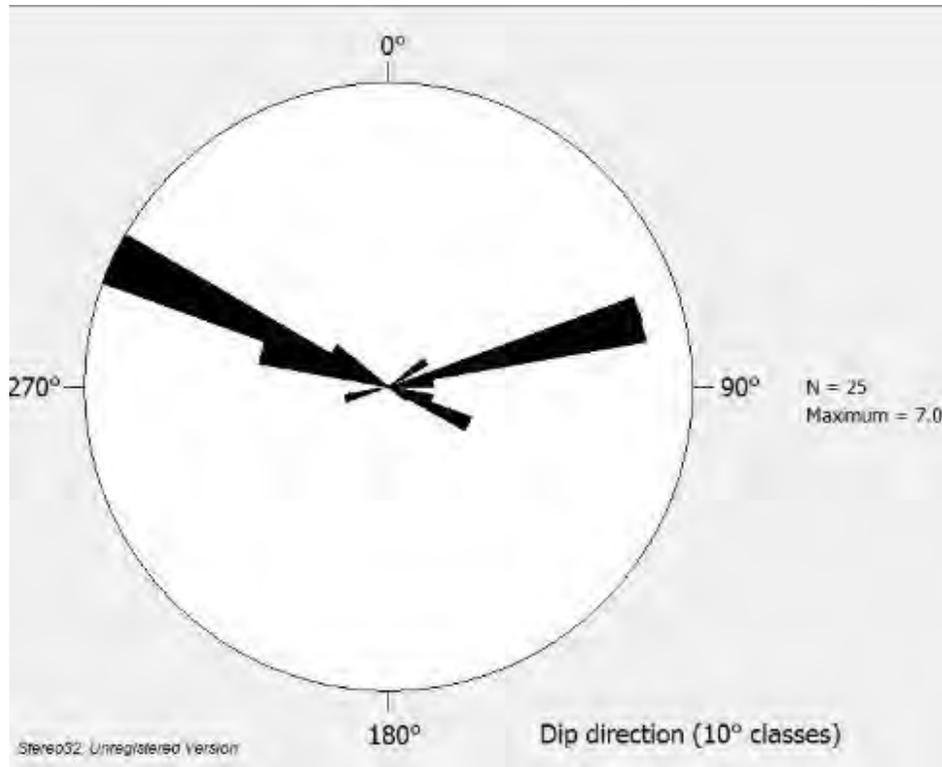


Figura 4. Direcciones principales de las paleocorrientes de CNC. Corresponden con datos de flute cast, tomados en la base de los estratos. Las direcciones ya fueron corregidas a la horizontal.

Paleotaludes en la localidad de La Magdalena Cuaxixtla (El Sifón).

En el punto PT-6 (Figura 2) se tomaron seis planos axiales de pliegues sinsedimentarios (*slumps*). En la Figura 5 se muestra el análisis de los planos axiales de los pliegues con los valores obtenidos de: 111.94, 38.47N; 155.97, 21.26 NE; 173.83, 29.19 E; 30.74, 75.16 NW; 144.35, 54.89 SW; 0.57, 40.60 E; lo cual permite interpretar una paleopendiente buzante hacia el suroeste.

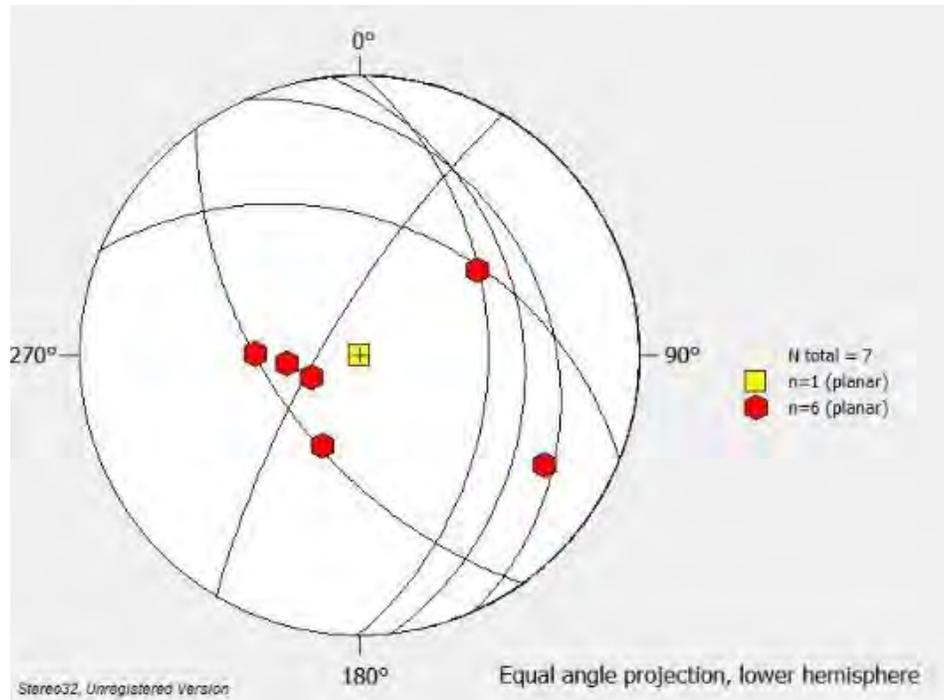


Figura 5. Planos axiales de los pliegues sinsedimentarios, ya corregidos a la horizontal. Los polígonos rojos representan los polos de los planos. El rectángulo amarillo representa el polo del plano de estratificación.

Localidad El sifón.

Datos de paleotaludes de la localidad de Atoyatempan

En la barranca al norte de Atoyatempan (Figura 2, PT-18) se analizaron seis pliegues sinsedimentarios (*slumps*). Los planos axiales presentan una orientación 136.31° , 81.02° NE; 119.32° , 64.99° NE, 128.28° , 58.79° NE; 107.84° , 38.35° N; 143.56° , 41.27° NE y 114.34° , 79.03° NE; esto indica que el paleotalud tenía una inclinación hacia el suroeste (Figura 6).

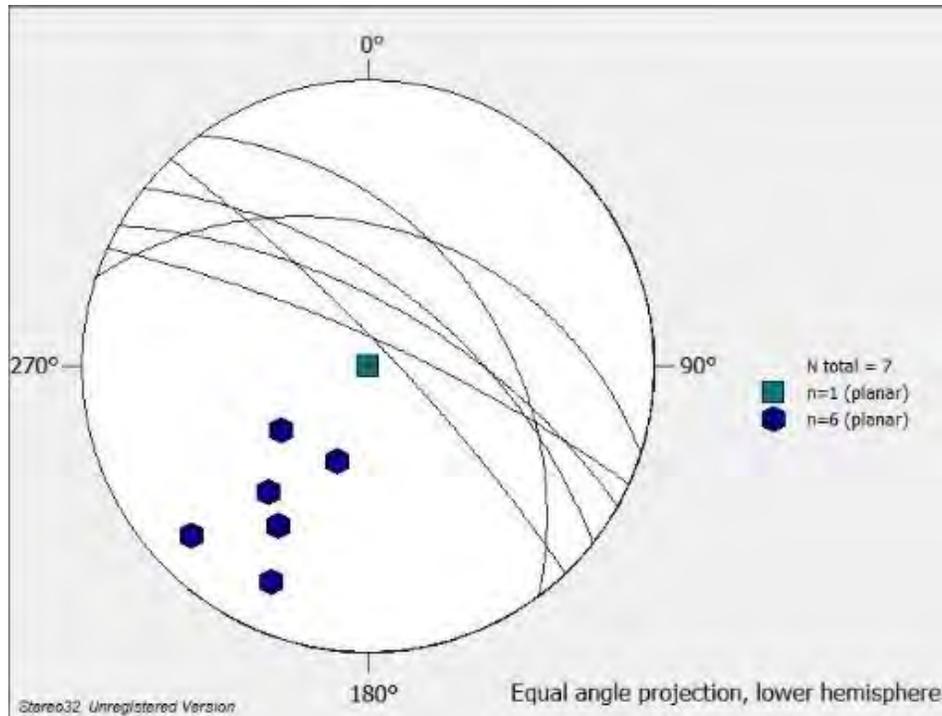


Figura 6. Planos axiales de los pliegues sinsedimentarios, ya corregidos a la horizontal. Los polígonos azules representan los polos de los planos. El rectángulo verde representa el polo del plano de estratificación.

Localidad PT-18 (Figura 2).

Edad de la formación Tecali

Zepeda-Martínez (2013) describe una asociación de microfósiles en la formación Tecali: *Dicyclina schlumbergeri* y *Nummuloculina heimi* y calciesferúlideos lo que le permite ubicar a dicha formación entre el Albiano-Cenomaniano.

Con el objetivo de precisar la edad y posición estratigráfica de la formación Tecali, se recolectó y analizó una muestra de circones detríticos con el método de ablación láser y espectrometría de masas (*Laser Ablation-Multicollector-Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, LA-MC-ICPMS) en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias de la Universidad Nacional Autónoma de México de acuerdo con las metodologías propuestas por Solari y Tanner (2011).

La muestra analizada (Dz/AT-2) corresponde con una arenisca colectada en la parte media de la columna general de la formación Tecali; se ubica al oriente del área de estudio

en la barranca, en las cercanías del poblado de Atoyatempan (14Q 612465 mE; 2082605 mN UTM WGS84).

La probable edad máxima de depósito de la formación Tecali es menor a ~90 Ma, la cual es la edad más joven obtenida con un circón detrítico lo que corresponde al Turoniano (Gradstein *et al.* 2012) (Apéndice de Circones detríticos). Y puesto que, al asociar el registro isotópico con los registros de foraminíferos reportados por Zepeda-Martínez en el 2003, nos da un intervalo de edad de finales del Cenomaniano al Turoniano (**Figura 7**).

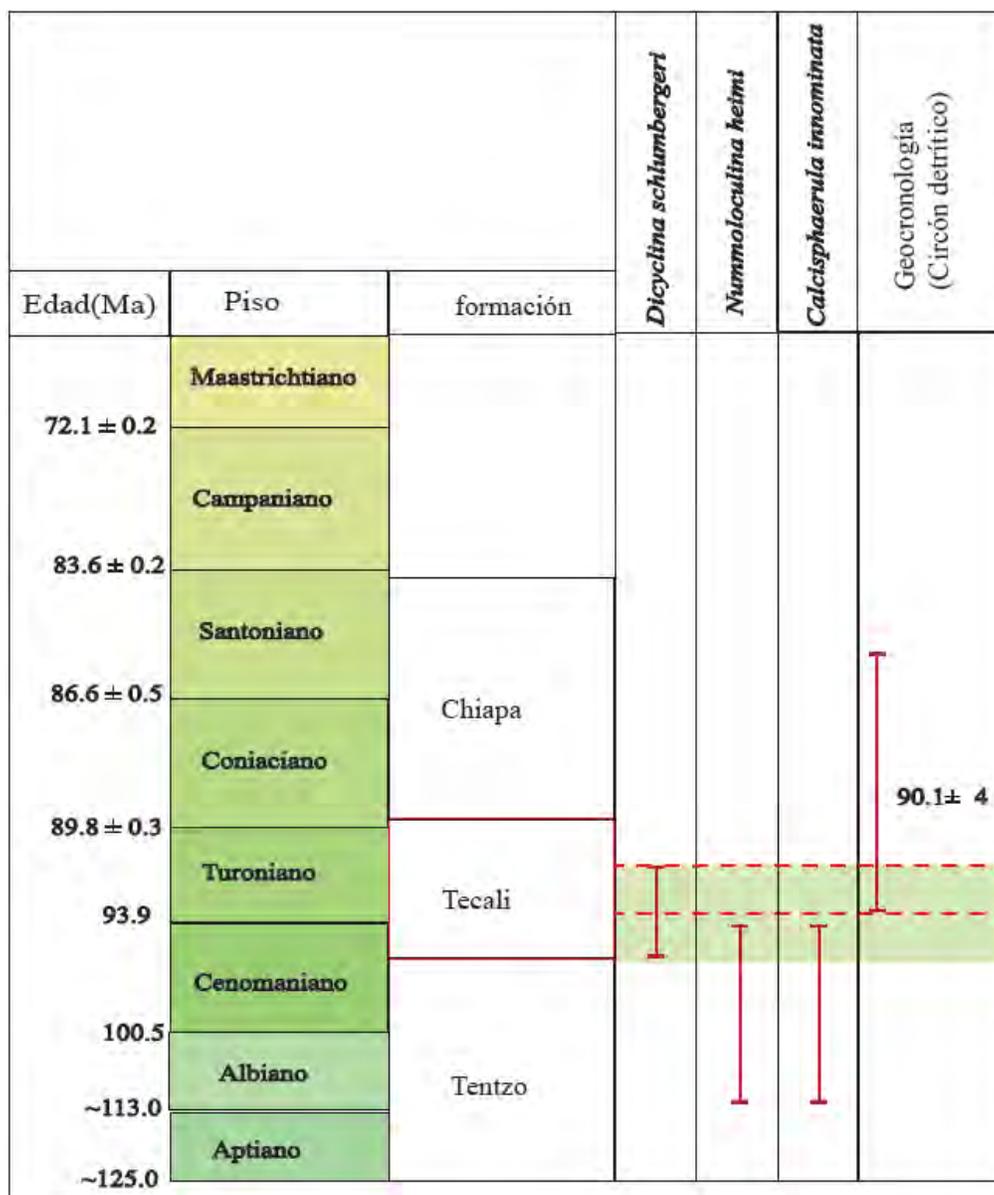


Figura 7. Intervalo de edad de la formación Tecali, basado en el registro de edad isotópica del presente trabajo y los foraminíferos reportados por Zepeda-Martínez, 2003.

Procedencia de los circones detríticos

Las edades de los circones detríticos en la formación Tecali comprenden desde el Paleoproterozoico hasta el Cretácico Superior, en un rango entre 2193 y 90 Ma, (apéndice de los circones detríticos), las cuales son compatibles con una procedencia de los terrenos metamórficos del Sur de México. Las edades de los circones detríticos en la formación Tecali muestran cuatro agrupaciones cuyos rangos coinciden con las edades reportadas en circones detríticos para el Sur de México: se reconocen las poblaciones correspondientes a la provincia Grenvilliana (72%), una pequeña población Panafricana (Talavera-Mendoza *et al.*, 2005; Gillis *et al.*, 2005); la Pérmica-Triásica (Torres *et al.*, 1999) y la más joven del Jurásico inferior - medio hasta el Cretácico Superior (Turoniano) (Figura 8).

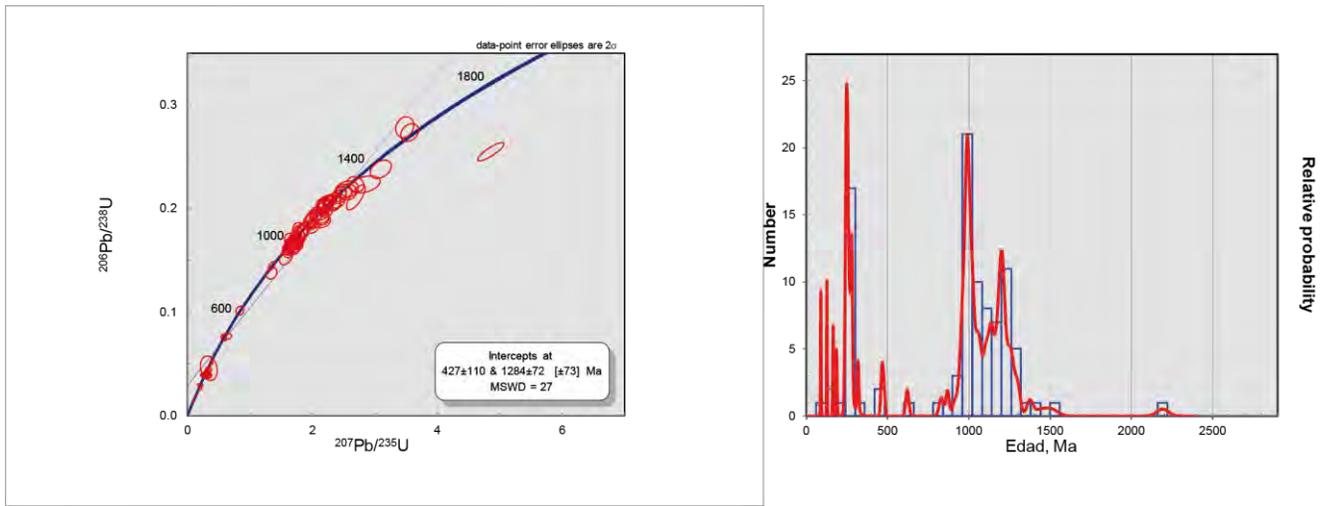


Figura 8. Gráfico de concordia y probabilidad relativa U-Pb de circones detríticos de la muestra ATO-2/ DZ colectada en la formación Tecali. Ver ubicación en el mapa anexo.

Iconofósiles

El rasgo más relevante que caracteriza y distingue a la formación Tecali son los iconofósiles que son muy abundantes en esta formación: Se identificaron un total de trece iconogéneros, cuatro icnoespecies y dos morfotipos de *Zoophycos*. La bioturbación en toda la formación es muy intensa (Reineck, 1963) va de media a alta, con un grado de 3 a 5, que va de un 30 a un 91 % de bioturbación.

La distribución de los icnofósiles identificados en los perfiles caracterizados se muestra en la Tabla 3. Por otro lado, la identificación y características de los icnofósiles será detallada en el capítulo 3.

Columna	<i>Bergaueria</i>	<i>Circulicrinis</i>	<i>Hallimedites</i>	<i>Lorenzina nowakii</i>	<i>Nereites</i>	<i>Ophiomorpha rudis</i>	<i>Planolites</i>	<i>Rhizocorallium</i>	<i>Rotundiscrinium</i>	<i>Scolicia prisca</i>	<i>Scolicia strozzi</i>	<i>Taenidium</i>	<i>Thalassinoides</i>	<i>Zoophycos Morfortipo I</i>	<i>Zoophycos Morfortipo 2</i>
PT-25	■		■			■		■		■			■	■	
PT-24						■									
PT-23							■						■	■	
PT-22	■					■				■			■	■	
PT-21						■							■	■	
PT-20															
PT-15				■	■										
PT-16			■		■										
PT-11/PT-10							■								
PT-12															
PT-19						■	■				■				
PT-14										■				■	
PT-13						■	■			■					
PT-18						■	■		■						
PT-17															
PT-9						■	■			■		■	■	■	
PT-8						■	■			■		■	■	■	
PT-7															
PT-3		■								■					
PT-2															
PT-7						■				■					
PT-6							■			■		■	■		■
PT-5							■	■		■		■	■		■
PT-5							■	■		■		■	■		■
PT-1	■						■			■		■	■	■	

Tabla 3. Presencia de icnofósiles en los 25 perfiles estratigráficos.

Capítulo 3. Conceptos Icnológicos

A continuación, se describirán de manera general algunos conceptos icnológicos importantes, que se utilizarán a lo largo del texto: la bioturbación, icnofacies, icnofábrica, icnoasociación y *trace-fossil suite*, (Bromley, 1990, Bromley, 1996; Hunt y Lucas, 2007; MacEachern *et al.*, 2007, Buatois y Mángano, 2011):

- **Bioturbación:** es un proceso donde las estructuras primarias de un sedimento son modificadas por la actividad de los organismos (Bromley 1996).
- El concepto de **icnofacies** de Seilacher (1967b) se basa en asociaciones de **ichnotaxones** que se repiten independientes del tiempo. De acuerdo con el tipo de ambiente, se dividen en icnofacies no marinas y marinas, de sustrato duro y suave. Las marinas de sustrato suave son: *Psilonichnus*, *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycus* y *Nereites*; las de sustrato duro son *Glossifungites*, *Trypanites*, *Gnathichnus* y *Teredolites*.
- Las **icnofábricas**, son cualquier aspecto de la textura y la estructura interna de un sustrato que es resultado de la bioerosión. Estas marcan eventos de colonización de una sola capa o sedimento, también indica una relación de corte, resultado de la colonización y la acreción de sedimentos como indica Wetzel y Uchman (2001). Así los depósitos más expuestos y recientes tendrán mayor cantidad de oxígeno y una mayor disponibilidad de nutrientes, lo cual se verá reflejado en el tipo de icnofábrica (Wetzel y Uchman 2001).
- El concepto de **icnoasociación** (*Trace fossil assemblage*) indica la relación del grupo de icnofósiles conservados en un estrato sin considerar el tiempo o la sincronía de estos (Mónaco y Uchman, 1999).
- **Trace-fossil suite** es un grupo selecto de icnofósiles que reflejan **cuando** se generaron (Buatois y Mángano, 2011).

Clasificación de los icnofósiles

La clasificación icnotaxonómica permite la identificación correcta y por tanto una apropiada comparación con el tipo de ambiente donde se formaron los icnofósiles (Knaust, 2017).

Ahora bien, el paradigma de los icnofósiles se basa en cuatro principios: 1) que sea toponómicamente acorde con el material que es su sustrato; 2) que esté relacionado con el organismo/s que lo generó; 3) estar asociado a la etología del organismo; y 4) que tenga una sistemática de acuerdo con su morfología (Frey y Seilacher, 1980). Hay que considerar que la ichnotaxonomía solo responde a la sistemática generada por Lineo (Knaust y Bromley 2012).

En 1973, Frey conceptualizó y homogeneizó el término *trace-fossil*; se puede considerar *trace* (rastros), a todo aquel objeto existente originado en un sustrato, el cual se ha modificado por la actividad biológica, posee una tridimensionalidad, presenta una orientación, además de material generado a partir del sedimento y/o material biogénico; además, poseen barreras que limitan las estructuras. Por todo lo anterior, la morfología es la principal manera de describirlos (Knaust y Bromley 2012).

Descripción de los icnofósiles

La descripción de los icnofósiles se realiza con base en el tipo de estructuras:

- **Sendero** (*track*), se define como una impresión única generada por los apéndices del animal en la cima del sustrato;
- **Vía** (*trackway*) es un conjunto de senderos, es decir donde una cantidad considerable de organismos transitaron.
- **Galería** es una estructura generada dentro del sustrato; al mencionar la orientación de la estructura, esta se refiere al ángulo respecto a la mayor dimensión de la estructura en el sustrato y va desde horizontal, subhorizontal, oblicuo, subvertical e inclusive vertical (Seilcher, 1953). De igual manera la presencia de material biogénico, en las paredes de las galerías se denomina *revestimiento* (Bromley, 1996).

Para clasificar a los icnofósiles, se han generado diferentes esquemas, como son: la clasificación estratinómica, toponómica, filogenética, ecológica, etológica y la sistemática (Knaust 2017).

Clasificación Toponomica

Con base al estudio de las formas, es decir la toponimia se han generado diferentes clasificaciones, la primera por Seilacher en 1953 y la segunda en 1965 por Martinsson (Figura 9).



Figura 9. Imagen que indica la clasificación toponómica de Seilacher (1953) y Martinsson (1970), inspirados en Bromley (1996), imagen tomada de Knaust, 2012.

De acuerdo con la clasificación toponómica de Martinsson, cuando un icnofósil se ubica en la cima del estrato se denomina *epichnia* en plural y *epichnion* en singular; si se ubica dentro del estrato se le llama *endichnia* y *endichnion* en singular; al ubicarse el icnofósil en la parte inferior del estrato se denomina *hypichnia* e *hypichnon* en singular; cuando la

estructura tiene un relieve cóncavo; es decir que retrude (cóncavo) se considera un relieve negativo y cuando protrude (convexo), es un relieve positivo (Martinsson, 1970).

Por otro lado, la clasificación de Seilacher (1953) considera un relieve completo, un **epirelieve** y un **semirelieve**, los cuales son un poco más inespecíficas que la clasificación de Martinsson.

Abanicos submarinos e icnología

Uchman y Wetzel (2012), indican que la icnología de ambientes marinos profundos se ha desarrollado de manera más lenta, fue en los años cincuenta del siglo pasado, cuando se empezó a comprender las estructuras, y posteriormente se dio un auge en la investigación del tema (Seilacher, 1962; Uchman, 2007a).

Hay dos clasificaciones para los icnofósiles marinos profundos, basadas en el momento de la sedimentación; los rastros pre-depositacionales y los post-depositacionales; es decir, los primeros se preservan en las cercanías de la parte superficial del sedimento, indicando que se originaron antes de que se diera el evento de depósito turbidítico (Książkiewicz, 1954). Mientras que los *trace-fossils* en estratos ya depositados se consideran post-depositacionales; porque son icnofósiles asociados a una colonización posterior al evento de aporte de sedimento (Leszczyński, 1993a; Seilacher, 1962). Ahora bien, respecto a los icnofósiles pre-depositacionales, estos se asocian a estructuras de tipo grafoglipto, es decir que son marcas que penetran muy poco en el sedimento (Kern, 1980). Sin embargo, es difícil identificar al o los organismos que generaron las marcas con excepción de algunas estructuras, como son los crustáceos, que se piensan asociados al icnofósil *Ophiomorpha* y *Thalassinoides*; bivalvos que se asocian con el icnogénero *Protovirgularia* y equinodermos asociados al icnogénero *Scolicia* (Uchman y Wetzel, 2012).

En los ambientes marinos profundos las conductas predominantes son: *Pascichnia* (*Scolicia* y *Protovirgularia*), *Fodinichnia* (*Zoophycus*), *Agrichnia* (*Spirorhappe*, *Helmintorhappe*, *Lorenzina* y *Paleodiction*), *Chemichnia* (*Chondrites* y *Trichichnus*), *Domichnia* (*Ophiomorpha rudis*) y *Repichnia* (*Helminthopsis*) (Uchman y Wetzel, 2012).

Dentro de los icnofósiles pre-depositacionales están los grafogliptos, que tienen un semirelieve, que resulta del acanalamiento y relleno de galerías poco profundas (Seilacher,

1977; Miller III, 1991; Uchman 1995; Uchman 1998; Uchman 2003). Los icnogéneros asociados a eventos pre-depositacionales son *Cosmorhaphe*, *Helminthorhaphe*, *Lorenzina*, *Megagraption*, *Paleodictyon*, *Spirorhaphe*, *Spirophycus* y *Scolizia strozzii* (Uchman, 1995., Uchman1998; Uchman y Wetzel, 2012).

Por otro lado, los icnogéneros asociados a eventos post-depositacionales son: *Chondrites*, *Dictyodora*, *Nereites*, *Ophiomorpha*, *Paleophycus*, *Phycosiphon*, *Planolites*, *Scolicia*, *Thalassinoides*, *Trichichnus* y *Zoophycos* (Uchman 1995; Uchman1998; Uchman y Wetzel, 2012).

De acuerdo con la asociación de icnofacies de Seilacher (1977), se consideraba que, en depósitos turbidíticos, predominaba la icnofacies *Nereites*, mientras que los depósitos de tipo lodoso se asociaban a la icnofacies *Zoophycos*. Posteriormente, diversos autores (Heard y Pickering, 2008; Knaust, 2009; Phillips *et al.*, 2011; Uchman, 2001; Uchman 2009) caracterizaron nuevas asociaciones: las subicnofacies *Ophiomorpha rudis* (asociada a estratos de areniscas gruesas en canales y sucesiones de lóbulos proximales en depósitos turbidíticos); la subicnofacies *Paleodictyon* en depósitos más arenosos, de espesor medio a delgado; mientras que la subicnofacies *Nereites* la asociaron a una zona más distal y rica en lodo (Seilacher, 1974).

Las subicnofacies *Nereites* descrita por Seilacher en 1974 (Buatois y Mángano, 2011) se encuentra en las zonas más distales del sistema turbidítico, es decir donde los depósitos más finos están presentes, como en las zonas distales de los lóbulos, la planicie de cuenca y/o zonas de bypass; dominando los icnogéneros *Nereites*, *Phycosiphon*, *Dictyodora* y *Zoophycos*, mientras que la subicnofacies *Paleodictyon* también descrita por Seilacher (*op cit.*), se asocia a zonas más proximales en donde las arenas forman estratos resistentes que protegen la base, desarrollándose los icnogéneros *Paleodictyon*, *Helicolithus*, *Urohelminthoidea* y *Desmograption*.

En el caso particular, cuando se encuentran icnofósiles de zonas someras en zonas profundas, corresponde a un proceso de transporte, ya sea por una tormenta o por corrientes, como ejemplifica *Ophiomorpha* y *Thalassinoides* (Crimes, 1977; Föllmi y Grim, 1990; Wetzel, 1984). Sin embargo, la presencia continua de *Ophiomorpha rudis* en zonas profundas, responde a que los organismos que la generan soportan los cambios batimétricos

y que tal vez en realidad sean organismos de zonas profundas y no de un origen incidental como se consideraba anteriormente (Uchman, 1995).

Es importante considerar que en algunos casos se notará una diferencia de características a nivel de ambiente sedimentario o a nivel de estrato, que estará asociado a la presencia de algunos icnofósiles, representando zonas donde las condiciones ambientales cambiaron de manera abrupta, o a una transición de paleoambientes (Crimes y Crossley, 1991).

Cummings y Hodgson (2011) indican que la mayor icnodiversidad por lo tanto una mayor bioturbación, al igual que marcas predeposicionales se asocian a zonas marginales de los canales o a la zona de lóbulos, mientras que la zona axial del canal tiene una baja icnodiversidad, predominando icnoformas postdeposicionales.

En las zonas del margen del abanico se ubican icnofósiles de ambos tipos (pre y postdeposicionales), mientras que en el piso del abanico *Zoophycos* es el icnofossil dominante (Heard y Pickering, 2008; Książkiewicz, 1977; Uchman, 2001).

La estructura de los icnofósiles (*trace fossil assemblage*) resultado de la composición y diversidad, nos indica condiciones ecológicas y ambientales (Uchman, Wetzel, 2012). Dentro de estas condiciones ambientales y ecológicas, se puede considerar que no todas las corrientes turbidíticas aportan suficiente oxígeno como para que se desarrollen comunidades de organismos marino profundas, como indica Leszczyński (1991); Uchman (1991), Uchman (1995); Wetzel y Uchman (2012).

ICNOLOGÍA DE TURBIDITAS CARBONATADAS

De acuerdo con Giannetti y McCann (2010), Savdra (2012), Uchman (1999) existen diferencias entre los icnofósiles presentes en depósitos completamente siliciclásticos y los carbonatados. En los depósitos carbonatados predominan los icnofósiles de tipo postdeposicionales, con excepciones (Monaco *et al.*, 2010). Esto se explica debido a que las margas jóvenes tienen un mayor contenido de microfósiles que actúan como partículas de arcilla o limo, evitando la erosión necesaria para preservar los icnofósiles predeposicionales, así mismo la presencia de lodos calcáreos, se asocia con ambientes

eutróficos (ricos en oxígeno) y por ello las condiciones anóxicas para que estén presentes los organismos quimiótrofos no son propicias y por ende hay pocos grafogliptos, a excepción de *Nereites irregularis* que está presente en ambos ambientes (Uchman, 2003, Uchman 2007b; Leszczyński y Uchman, 1993).

Icnofósiles como indicadores de parámetros sedimentarios ecológicos y físicos

En el caso de algunos parámetros sedimentarios, se pueden comparar de manera indirecta, como es el caso de la temperatura, ya que en la actualidad en las zonas marinas profundas se vuelve constante, y si se considera que la oxigenación se relaciona con la temperatura, se sabe que esto se ve reflejado en la icnodiversidad (Thomas *et al.*, 2000). Ya que la mayoría son organismos asociados al sedimento, la oxigenación de este permitirá a los organismos excavadores colonizar las turbiditas y el que algunos paquetes de turbiditas no sean colonizadas, puede asociarse a eventos anóxicos, de manera particular si el sedimento es oscuro, como lo menciona Uchman (2004a).

Uchman (2004b) registró cambios en la icnodiversidad de los Cárpatos Polacos del Cretácico Temprano, en un depósito turbidítico. Uchman explica que cuando en algunos estratos las icnofábricas muestran una dominancia de uno o dos icnofósiles, como lo hace el icnogénero *Scolicia*, es debido al fenómeno de *bulldozing* (que explica que excavadores grandes inhiben la colonización del sustrato), fenómeno descrito por Thayer (1979).

Así mismo, dentro de los parámetros sedimentológicos, los icnofósiles pueden indicar direcciones de paleocorrientes, cuando las galerías presentan un acanalamiento asimétrico asociado a un flujo de corriente; o de igual manera la orientación del patrón reticular de *Paleodictyon* (Crimes y Crossley, 1980).

También son indicadores de la cohesividad del sustrato, clasificándose de acuerdo con Uchman y Wetzel 2011 en:

- Sustrato suelto (Loose ground): galerías dentro de sustratos arenosos sueltos, estabilizados por mucosa o por paredes de pellets.
- Sustrato tipo sopa (Soup ground): estructuras asociadas a un desplazamiento de “nado” por parte de los organismos.
- Sustrato suave (Soft ground): Paredes delgadas tipo *Palaeophycus*.

- Sustrato rígido (Stiff ground) Galerías no muy bien definidas, pero estables, tipo *Thalassinoides* o *Zoophycos*.
- Sustrato firme (Firm ground): Galerías donde se presentan ornamentaciones o marcas de excavación.

Iconología de la formación Tecali

Iconofósiles identificados

En el presente trabajo se lograron identificar en la formación Tecali; trece icnogéneros, tres icnoespecies y dos morfotipos de *Zoophycos*, con una abundancia muy alta. La preservación de los iconofósiles es excepcional, lo que se relaciona con el tipo de material en el que se encuentran y las condiciones de sedimentación. (Tabla 4).

Tabla 4. Iconofósiles de la formación Tecali.

	Iconogénero	ICnoespecies	ICnoespecies
1	<i>Bergaueria</i>	Isp	
2	<i>Circulichnis</i>	Isp	
3	<i>Halimedides</i>	Isp	
4	<i>Lorenzina</i>	<i>nowakii</i>	
5	<i>Nereites</i>	Isp	
6	<i>Ophiomorpha</i>	<i>Rudis</i>	
7	<i>Planolites</i>	Isp	
8	<i>Rhizocorallium</i>	Isp	
9	<i>Rotundusichnium</i>	Isp	
10	<i>Scolicia</i>	<i>prisca</i>	<i>Strozzi</i>
11	<i>Taenidium</i>	Isp	
12	<i>Thalassinoides</i>	Isp	
13	<i>Zoophycos</i>	morfotipo 1	morfotipo 2

Descripción de los icnofósiles

Para generar una mejor comprensión de los icnogéneros e icnoespecies identificados se llevó a cabo una descripción general de los mismos, basándose en trabajos especializados (Uchman, 1998, Uchman 1995; Monaco *et al* 2016; Gaillard y Olivero, 2009; Vaziri y Fürsich, 2007). A continuación, se presenta la descripción sistemática de los ejemplares identificados.

Bergaueria Prantl 1945

Diagnosis: Se considera un icnofósil de tipo hypichnia. El icnogénero *Bergaueria* presenta estructuras cilíndricas o semiesféricas, con estructuras verticales, tiene paredes lisas y no ornamentadas, una sección transversal circular y/o elíptica; con una base redonda, con o sin depresión central y bordes radiales (Uchman, 1995) (Figura 10).

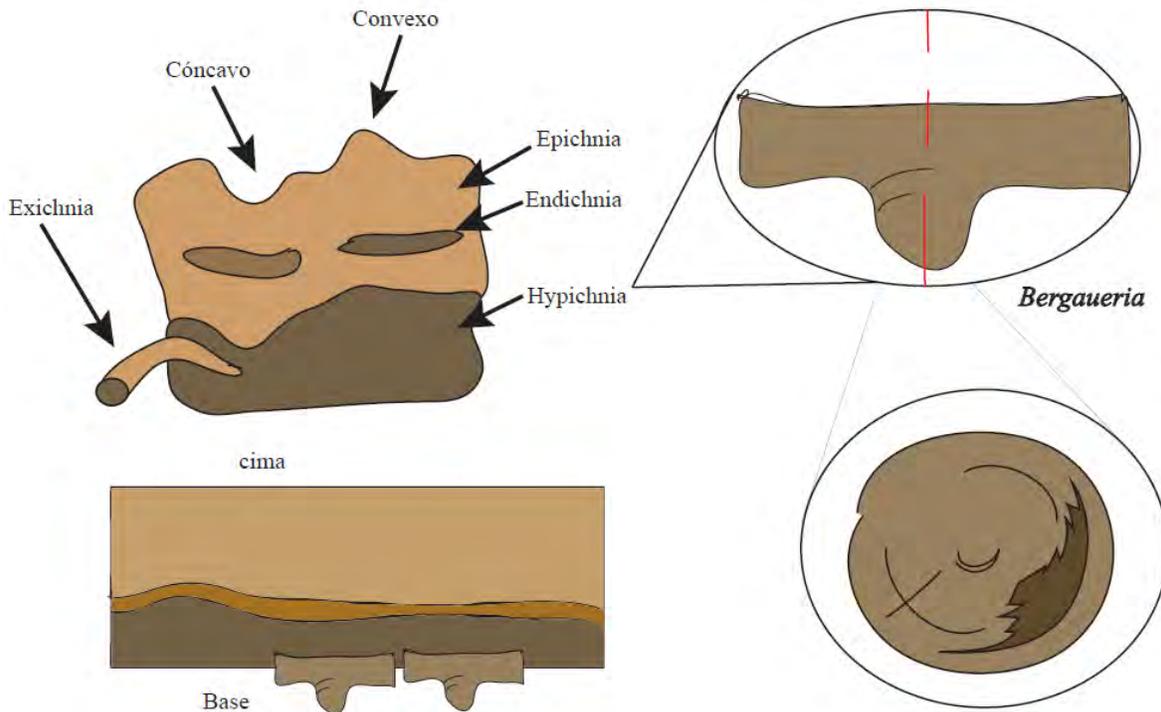


Figura 10. Icnogénero *Bergaueria*, indicando también su toponimia de acuerdo con Martinsson (1970).

Observaciones: es un icnofósil tipo *cubichnia* o *domichnia*, el cual está generado por organismos suspensivos (Fürsich, 1975). De acuerdo con lo que menciona Uchman (1998), se piensa son estructuras generadas por anémonas similares a las especies actuales *Cerianthus* o *Edwardsia*.

Se ha reportado en depósitos tipo turbidíticos (Prantl, 1945) o en ambientes someros (Narbonne, 1984) (Figura 11).

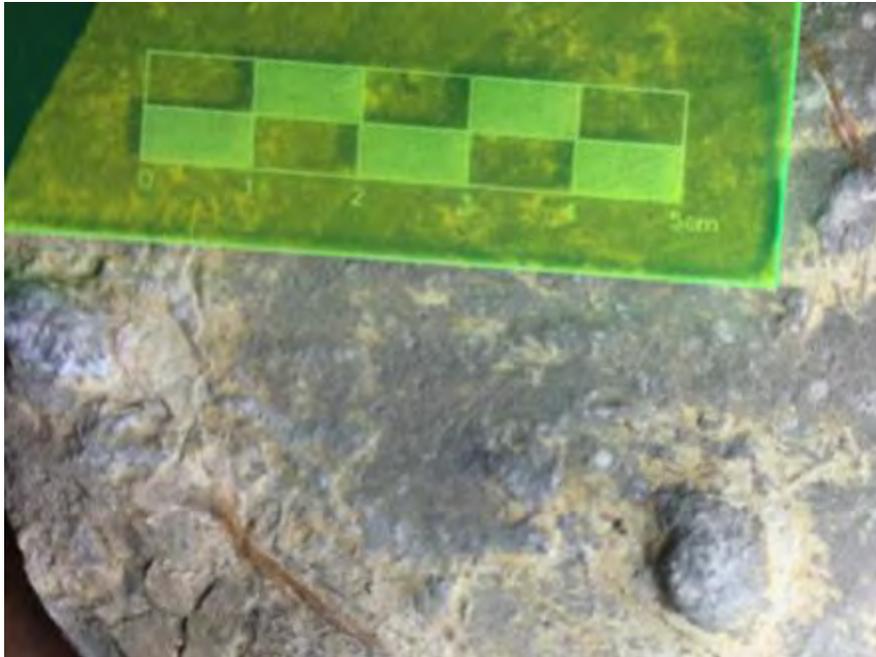


Figura 11. Icnogénero *Bergaueria*, colectado en el presente trabajo, con un diámetro de 4 cm.

El ejemplar de la Figura 11 tiene un diámetro de cuatro centímetros, su posición en la base del estrato permite que sea usado como indicador de polaridad. Es un ejemplar abundante en la zona sur de Tecali, donde muchos de los estratos se encuentran invertidos.

Circulichnis Vyalov, 1971

Diagnosis: Es un icnofósil tipo *epichnia*, aunque también se puede encontrar la impresión tipo *hypichnia* en estratos muy delgados, con una estructura con hiporelieve, convexa o cóncava, son excavaciones circulares o elípticas, que colapsaron localmente, con un relleno de grano idéntico, sin estructura, cuyas dimensiones se han registrado con un diámetro que

va desde 1.9 cm de largo o más, con una profundidad de 1.9 mm, de acuerdo a Vaziri y Fürsich, 2007 (Figura 12).

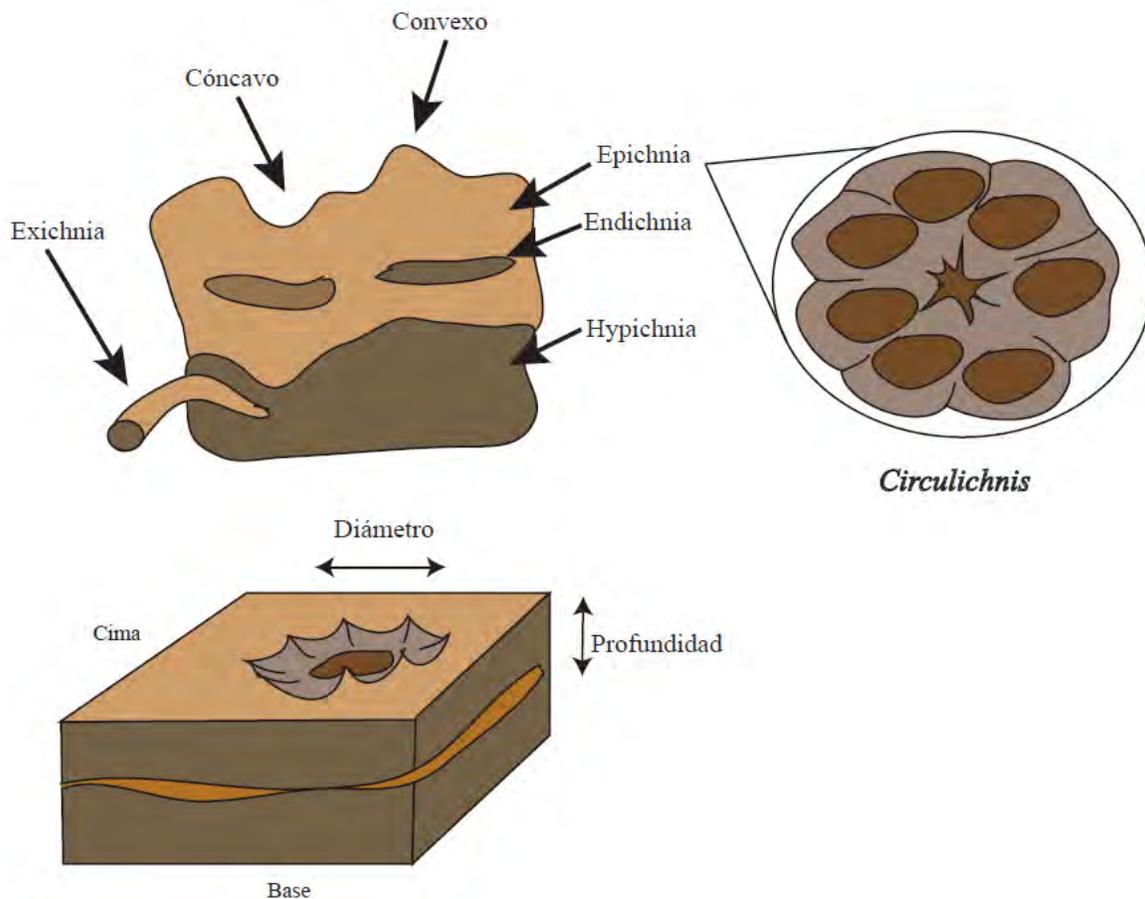


Figura 12, Esquema del icnogénero *Circulichnis*, indicando también su toponimia de acuerdo con Martinsson (1970).

Observaciones: es un icnofósil tipo *fodinichnia*, se ha descrito en zonas marinas profundas, someras y marinas marginales (Buatois *et al.*,1998), lo que lo asocia a un organismo de amplia distribución batimétrica (Figura 13).

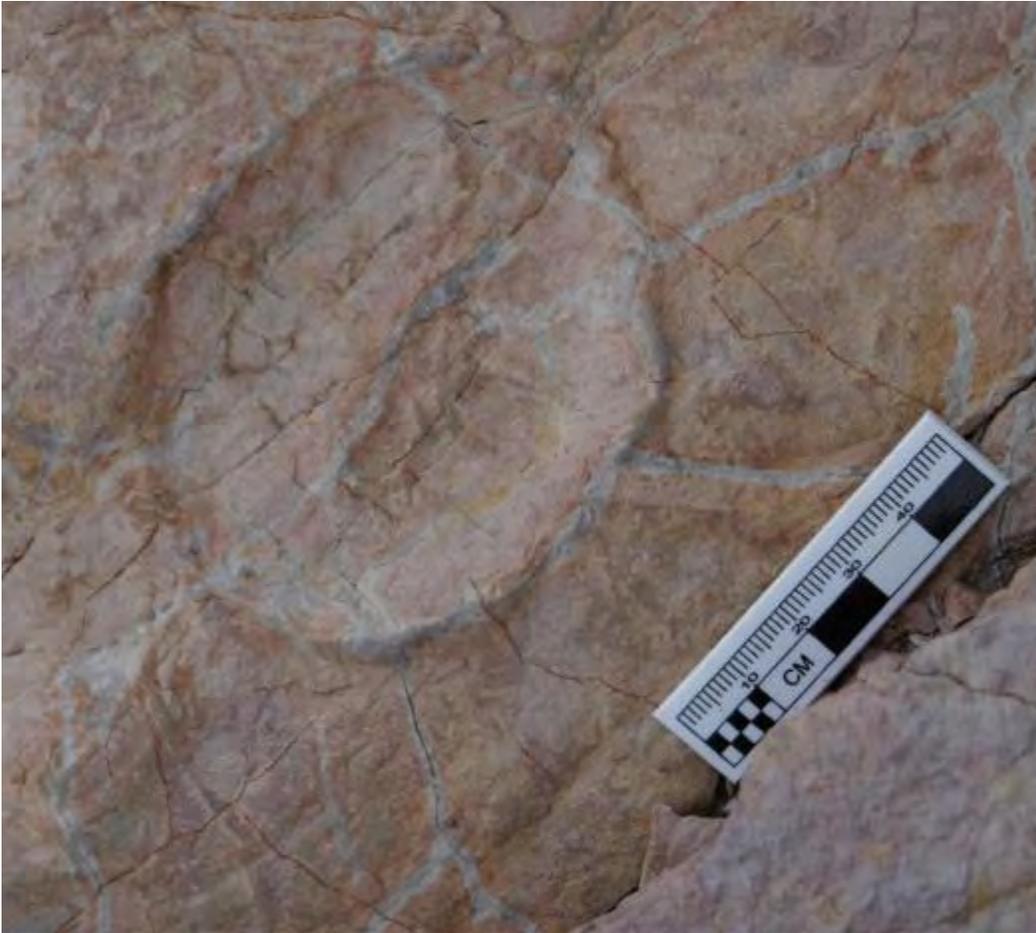


Figura 13. *Circulichnis*, presentando un diámetro de 7 cm.

El icnogénero observado en campo presenta un diámetro de siete centímetros, y nos permite inferir condiciones de la energía de corriente baja, lo que permitió se asentara algún organismo y dejara esta impresión en la cima del estrato. En la formación Tecali es poco abundante en el perfil PT-3, en tres estratos, sin embargo, hace falta una búsqueda más minuciosa.

Halimedides

Diagnosis: es un icnogénero de tipo epichnia, son galerías generadas, con una sucesión de cámaras en forma de corazón. Consta de tubos cilíndricos, rectos, o ligeramente curvados (Figura 14).

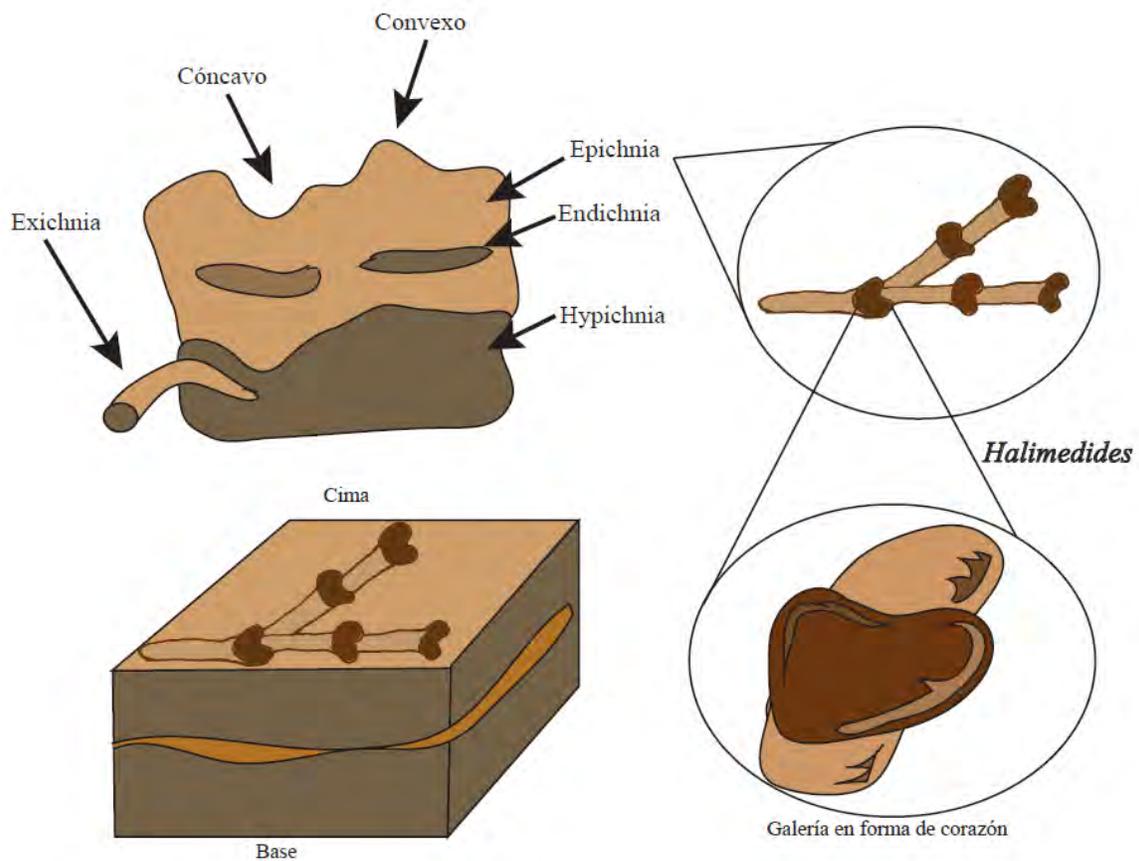


Figura 14. Icnogénero *Halimedes*, indicando también su toponimia de acuerdo con Martinsson (1970).

Observaciones: El organismo que lo genera sigue siendo desconocido, de manera general se consideró un icnofósil tipo *rhabdoglyphido* (Figura 15).

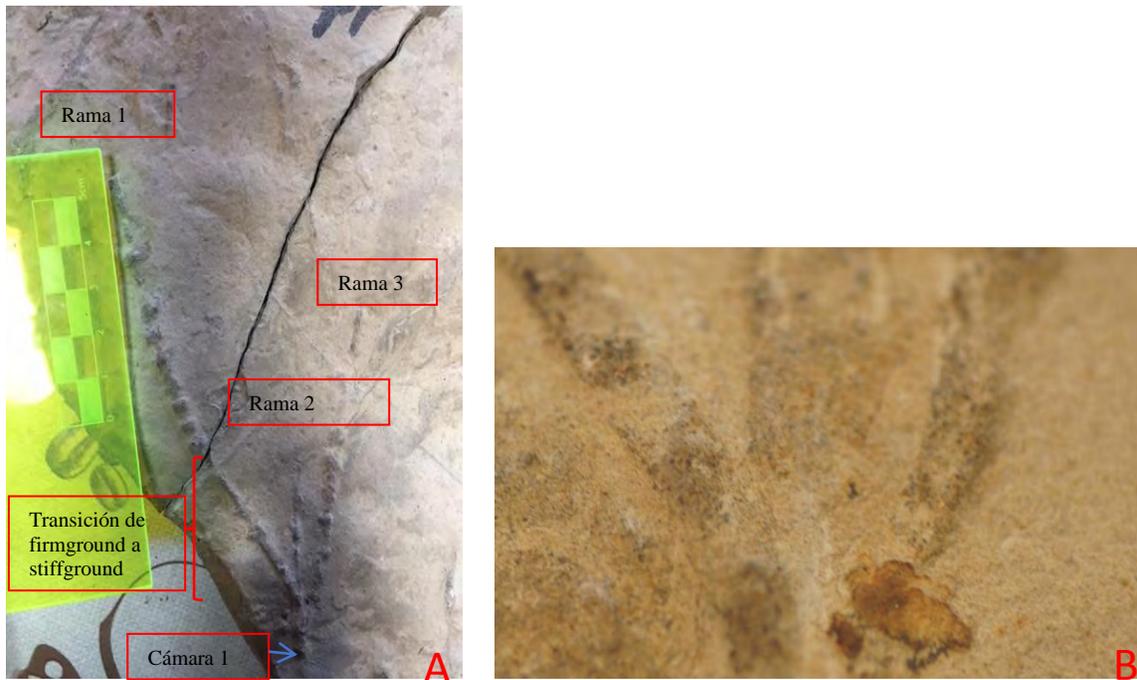


Figura 15. Icnogénero *Halimedes*, con una estructura lineal, presentando cámaras en forma de corazón; imagen A indica un cambio de cámaras separadas a una transición a cámaras muy juntas (ejemplar de PT-16); La figura B es una macrofotografía de la ramificación de *Halimedes*.

***Lorenzina* Gabelli 1900**

Icnogénero caracterizado por ser simple, liso, con crestas hipichnicas, arregladas en uno o dos filas circulares, radiando de un área central circular u oval, en algunos casos las crestas sobresalen de un aro rodeando el área central (Uchman, 1995)

Puede presentar bordes cortos, de crestas hipichnicas radiando de un área central. Posiblemente la estructura original constaba de ocho bordes. Los bordes miden desde 10 mm y con un ancho de 1.6 mm, el diámetro del aro central es de 9 mm; se presentan en la base del estrato (Figura 16).

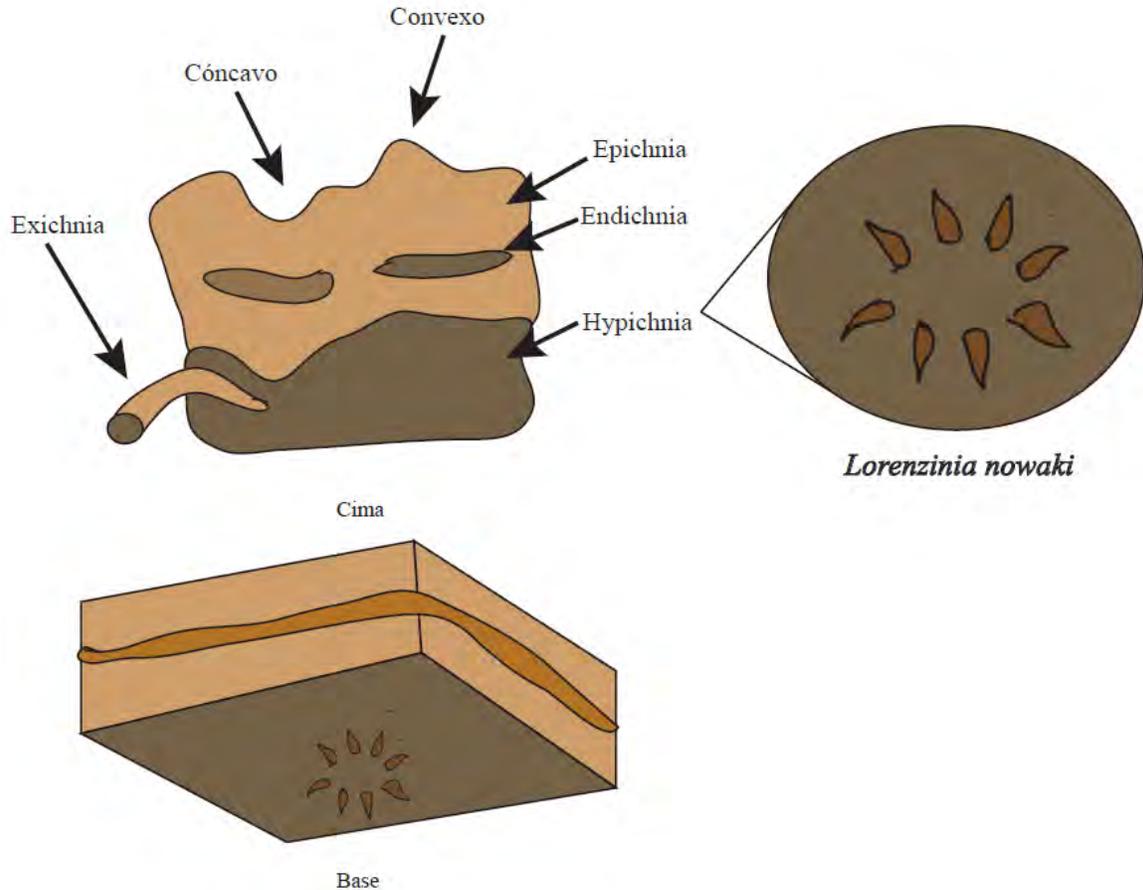


Figura 16. Icnogénero *Lorenzina*, indicando también su toponimia de acuerdo con Martinsson (1970).

Lorenzina se incluyó dentro de los **grafogliptidos** por Seilacher (1977); se ha interpretado que se origina por diversos organismos, anélidos, sipunculidos, poliquetos e inclusive holotúridos. Se han presentado reportes de *Lorenzina* desde el Precámbrico/Cámbrico en depósitos turbidíticos (Uchman, 1998).

Lorenzina nowaki

Descripción: Bordes hipícnicos rodeando un área central. Presenta cinco crestas, la cual originalmente se piensa tendría nueve crestas ya que los icnofósiles más antiguos de *Lorenzina* presentaban más crestas. Las crestas miden de largo 14 mm y de ancho 3.4 mm, el aro central mide 12 mm (Vaziri y Fürsich, 2007) (Figura 17).

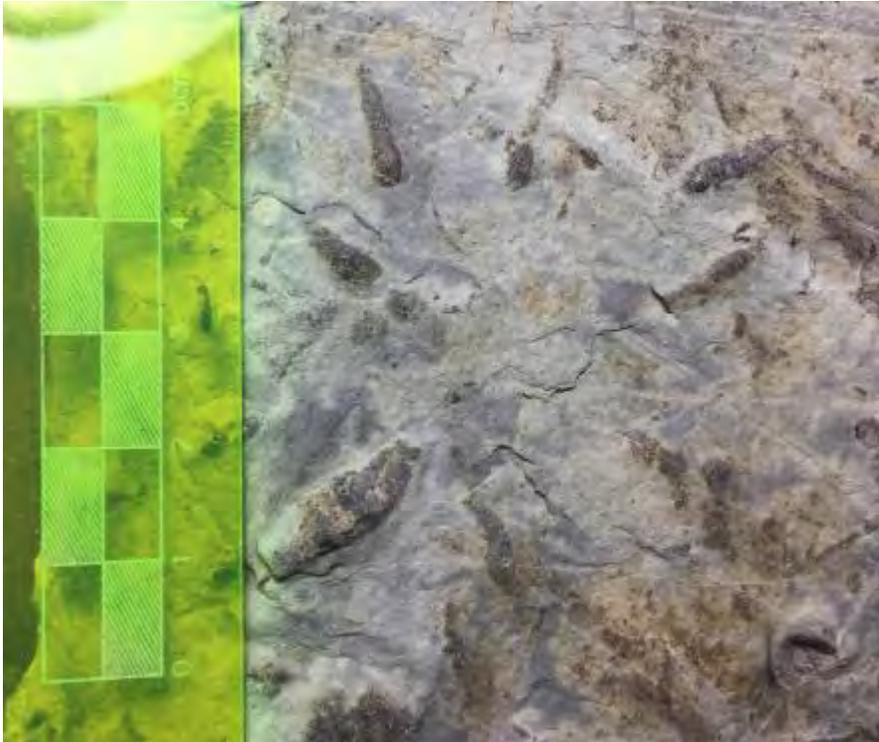


Figura 17. *Lorenzinia nowaki*, con ocho crestas sobresalientes radiales definiendo un círculo interno.

El ejemplar de la Figura 17, tiene un diámetro de cinco centímetros, y cada cresta mide aproximadamente un centímetro. Se encontró en las litofacies finas de la formación.

Nereites MacLeavy 1839

Diagnosis: Es un icnofósil de tipo hypichnia, con marcas irregulares, de ángulos curvos y asociados a medios túneles rellenos. Están cubiertos por una zona pareja o lobulada de sedimento retrabajado (manto). Por lo general solo la parte externa del manto se conserva (Uchman, 1995) (Figura 18).

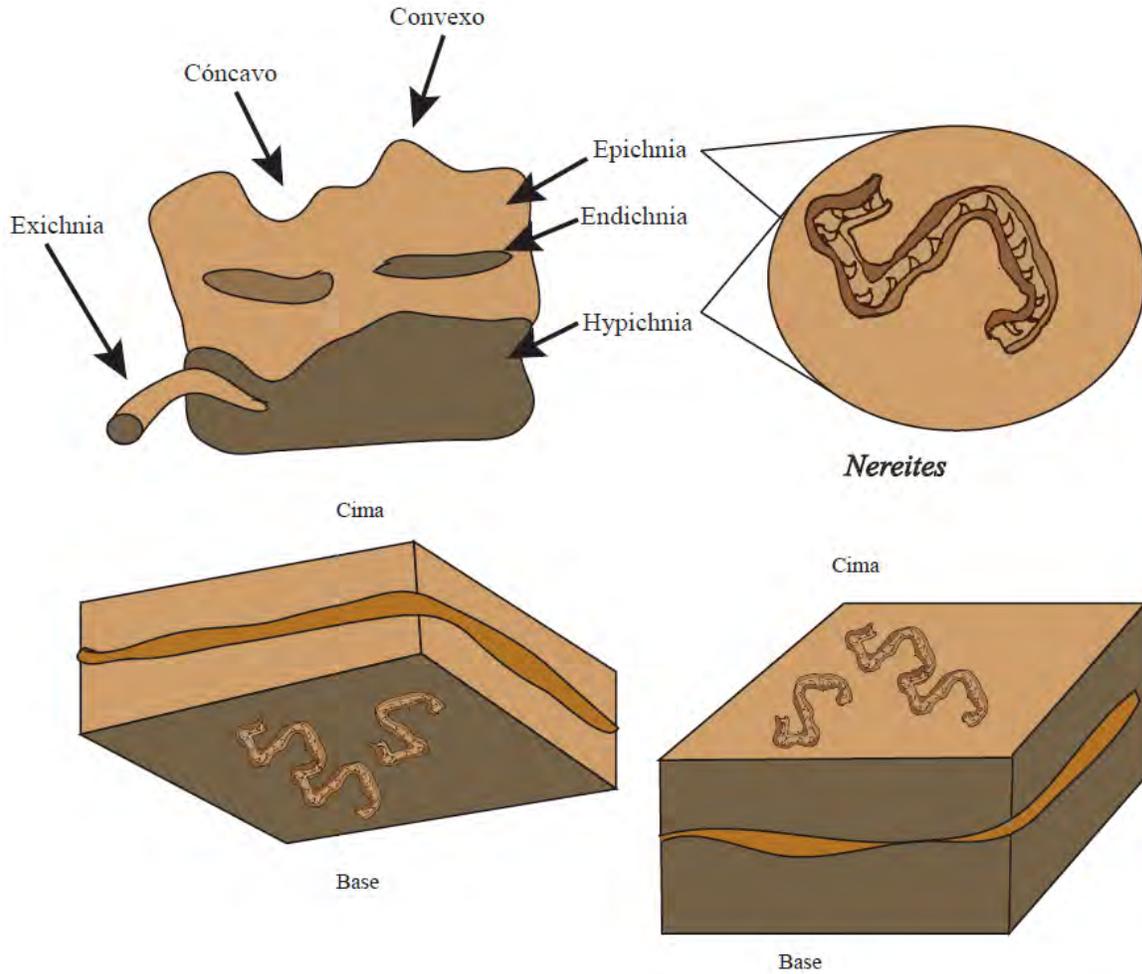


Figura 18. Icnogénero *Nereites*, indicando también su toponimia de acuerdo con Martinsson (1970).

El ejemplar encontrado en la formación Tecali cuenta con trazos irregulares característicos de *Nereites*, sin embargo, faltan más detalles para darle una asignación a nivel de icnoespecie (Figura 19).



Figura 19; Icnogénero *Nereites* encontrado en el campo, presentando marcas sinuosas e irregulares.

Ophiomorpha Lundgren, 1891

Descripción: El icnofósil puede ser de tipo epichnia, endichnia e hypichnia, consta de galerías cilíndricas que puede tener 67 mm y 4 mm de diámetro, por lo general conservada como **epirelieve** completo (Figura 20).

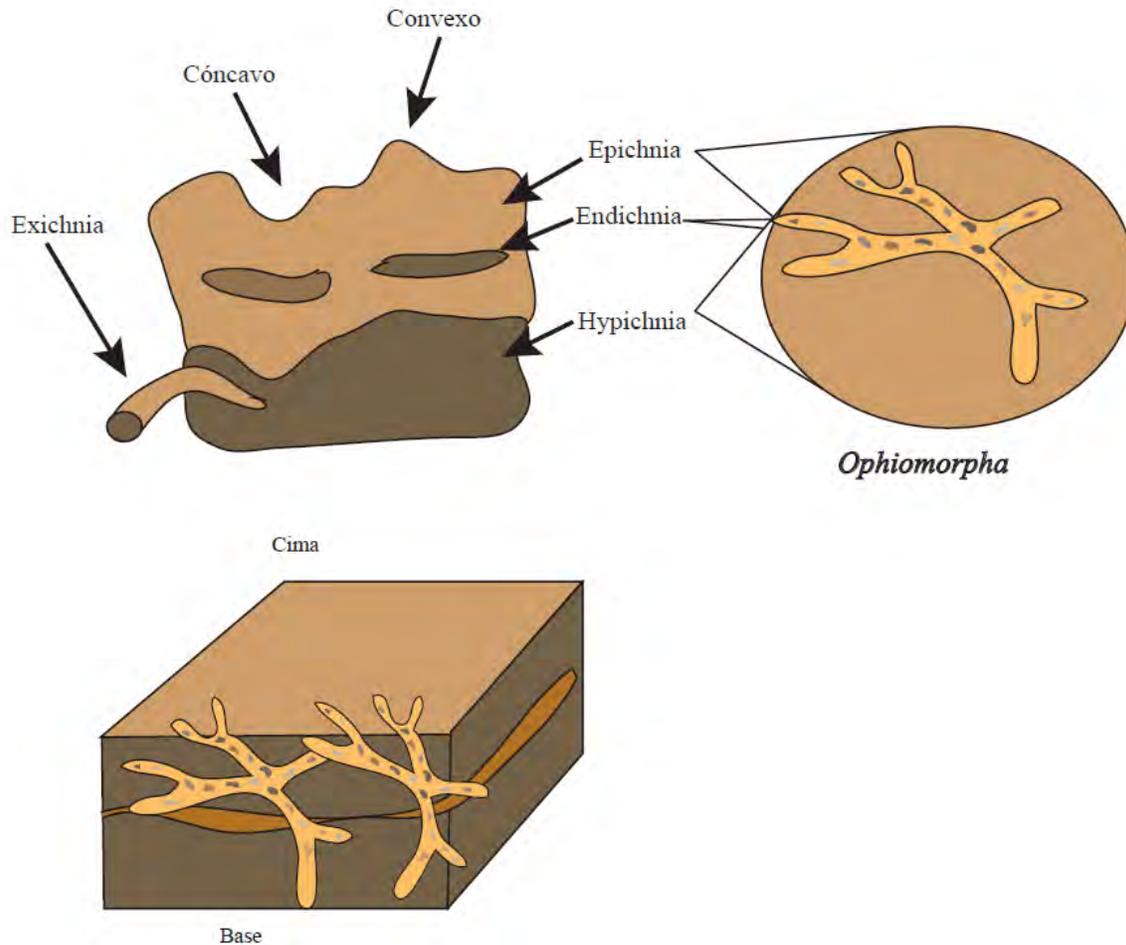


Figura 20. Icnogénero *Ophiomorpha*, indicando también su toponimia de acuerdo con Martinsson (1970).

Observaciones: Es un icnofósil presente desde zonas someras a zonas marinas profundas, asociado a depósitos turbidíticos. Cuando está relacionado con turbiditas, implica condiciones de buena oxigenación; se encuentra en estratos medianos a gruesos, ubicados en las cercanías de los canales o facies proximales de lóbulos proximales.

Ophiomorpha rudis (Książkiewicz, 1977)

Diagnosis: Presenta paredes de galerías cubiertas al menos parcialmente con gránulos irregulares, los segmentos largos son lisos o con marcas de rayones locales, con túneles y conductos oblicuos, con ramificaciones rectas y horizontales o a veces angulosós.

Los ejemplares identificados de *Ophiomorpha rudis* son muy abundantes en la formación Tecali, y están presentes como pavimentos que se extienden varios metros horizontalmente en el estrato. De hecho, algunos se encontraron en la zona donde están presentes las estructuras similares a estratificación Hummocky (Figura 21).

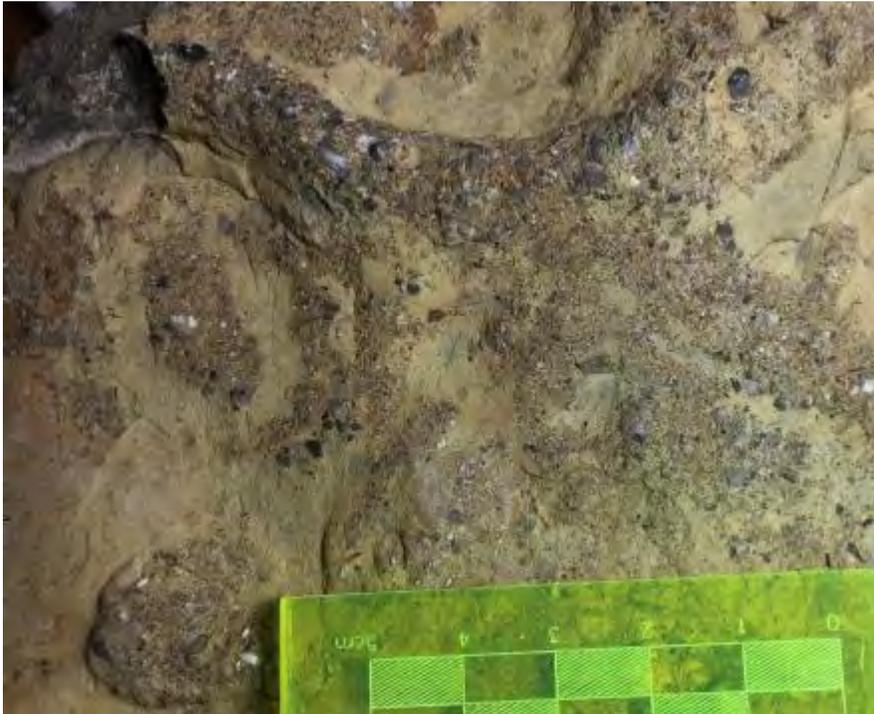


Figura 21; Icnofósil *Ophiomorpha rudis*, proveniente de Cerro Colorado, PT-25.

***Planolites* Nicholson 1873**

Diagnosis: el icnofósil *Planolites* puede ser de tipo epichnia, endichnia, hypichnia y exichnia, presenta estructuras no lineales, rara vez ramificados, rectos a angulosos, pueden ser circulares o elípticos en sección transversal, con un diámetro variable (Uchman, 1998) (Figura 22).

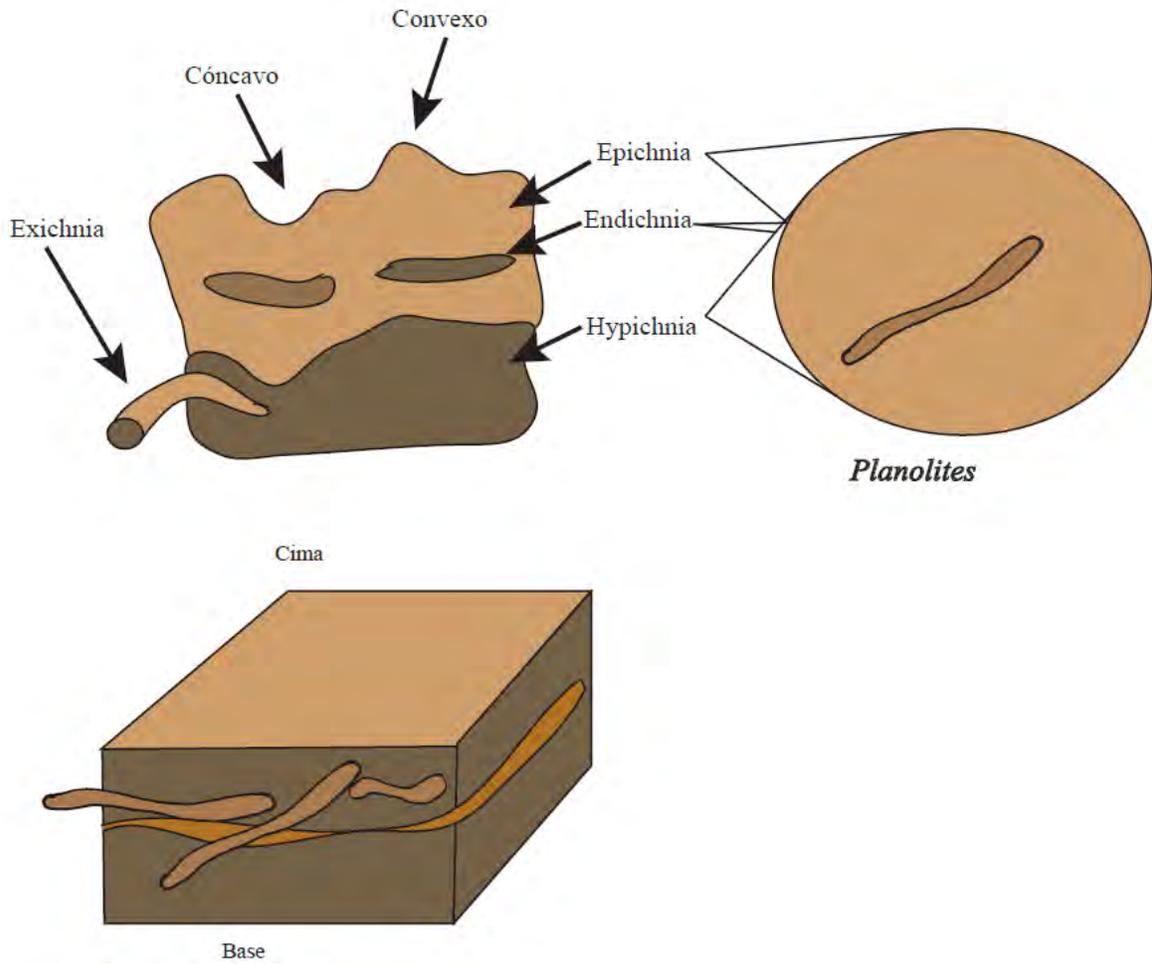


Figura 22. Icnogénero *Planolites*, indicando también su toponomía de acuerdo con Martinsson (1970).

Los icnofósiles de *Planolites*, son poco abundantes en la formación Tecali, pero, como se encuentran asociados a litofacies de finos, a veces solo era posible ver una fracción de este, mostrando galerías de cinco centímetros de largo y un centímetro de diámetro de la galería (Figura 23).



Figura 23. Imagen del icnogénero *Planolites*.

***Rhizocorallium* Zenker 1836**

Diagnosis: *Rhizocorallium* es un icnofósil de tipo epichnia, con galerías en forma de U, paralelas u oblicuas respecto al estrato, con un radio de 1:5 respecto al diámetro del *spreite* (Uchman, 1998) (Figura 24).

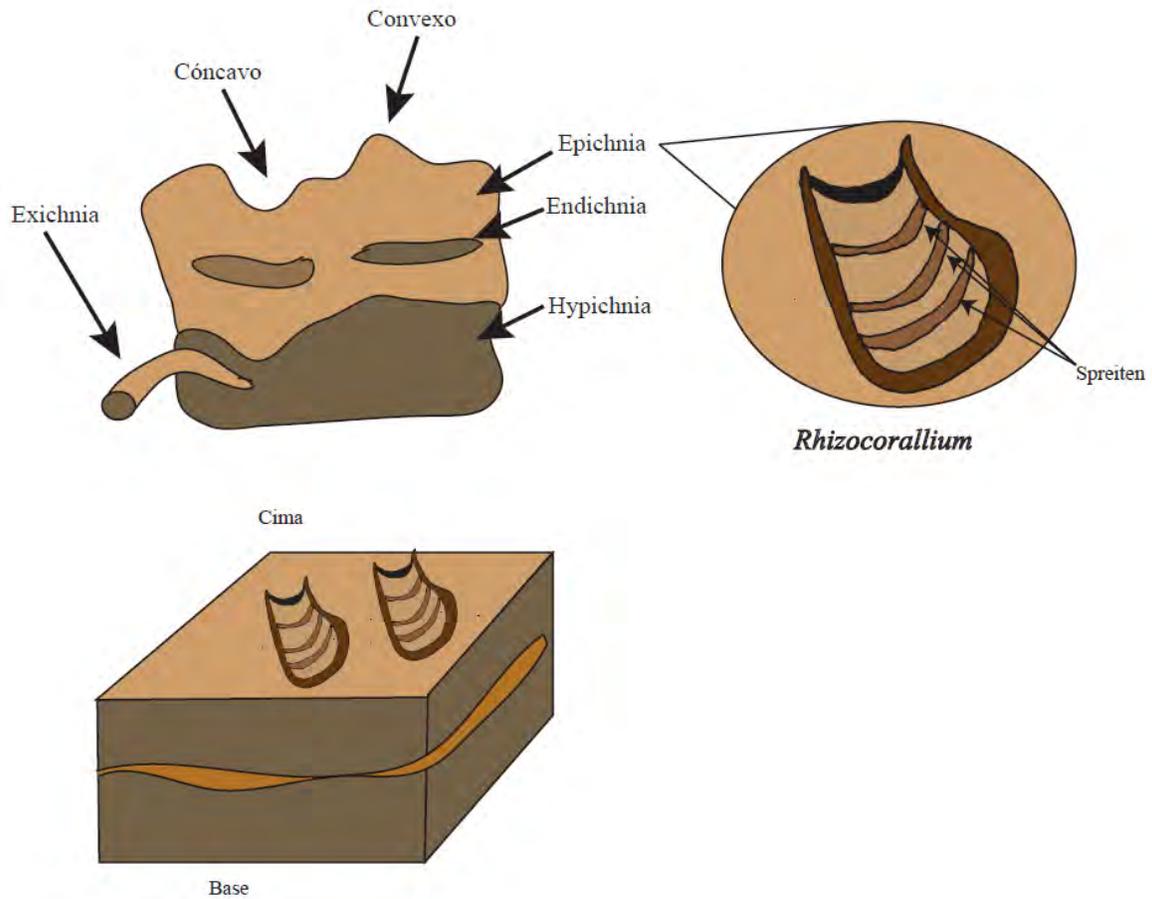


Figura 24. Icnogénero *Rhizocorallium*, indicando también su toponimia de acuerdo con Martinsson (1970).

Los icnofósiles *Rhizocorallium* se presentan en la zona norte (PT-5) y sur del área de afloramiento formación Tecali (PT-25), son moderadamente abundantes (Figura 25).



Figura 25. Imagen del icnogénero *Rhizocorallium*, con 6 cm de largo y 2 cm de espesor, obtenido en campo.

Rotundusichnium Plička 1989

Diagnosis: es un icnofósil de tipo epichnia, con marcas sedimentarias de un enrollado espiral, con cordones sobrelapados parcialmente, inclinado hacia el centro de la espiral. Los cordones pueden estar estriados perpendicularmente. Anteriormente tipificado como *Spirorhappe* (Uchman, 1998) (Figura 26).

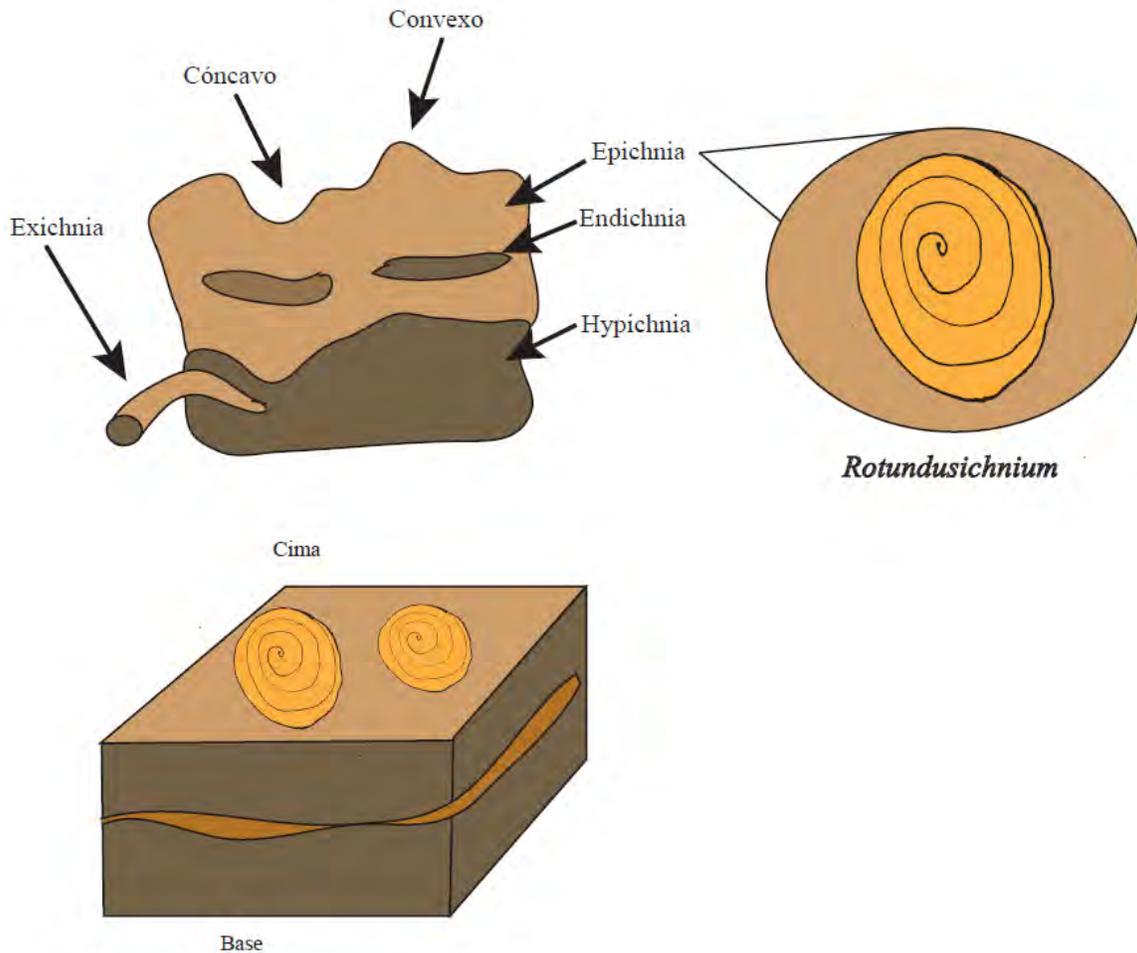


Figura 26. Icnogénero *Rotundusichnium*, indicando también su toponomía de acuerdo con Martinsson (1970).

El icnofósil *Rotundusichnium* encontrado se asocia con los icnofósiles de tipo predeposicionales, y es más abundante en zonas de mayor contenido siliciclástico, (Uchman, 2009) (Figura 27); los ejemplares identificados se encontraron en la asociación de facies de Arenisca, presente solo en la sección de Atoyatempan (Figura 2, PT-18), al oriente del área de estudio.



Figura 27. Icnofósil *Rotundusichnium*, que posee una estructura similar a huella digital.

Scolicia isp

Se interpreta como un icnofósil tipo endichnia, con cinturones angulosos y curvos, con un patrón zigzagueante. Los cinturones presentan crestas medianas asociadas al patrón sinuoso epichnial convexo (Figura 28).



Figura 28; Icnofósil perteneciente al icnogénero *Scolicia*, con 19 cm de largo.

Scolicia prisca de Quatrefages 1849

Diagnosis: *Scolicia prisca*, es un icnofósil de tipo epichnia, preservado como un surco trilobulado con un fondo ligeramente cóncavo y semicircular con pendientes oblicuas, dos líneas paralelas pueden estar presentes a lo largo de los bordes del fondo (Figura 29).

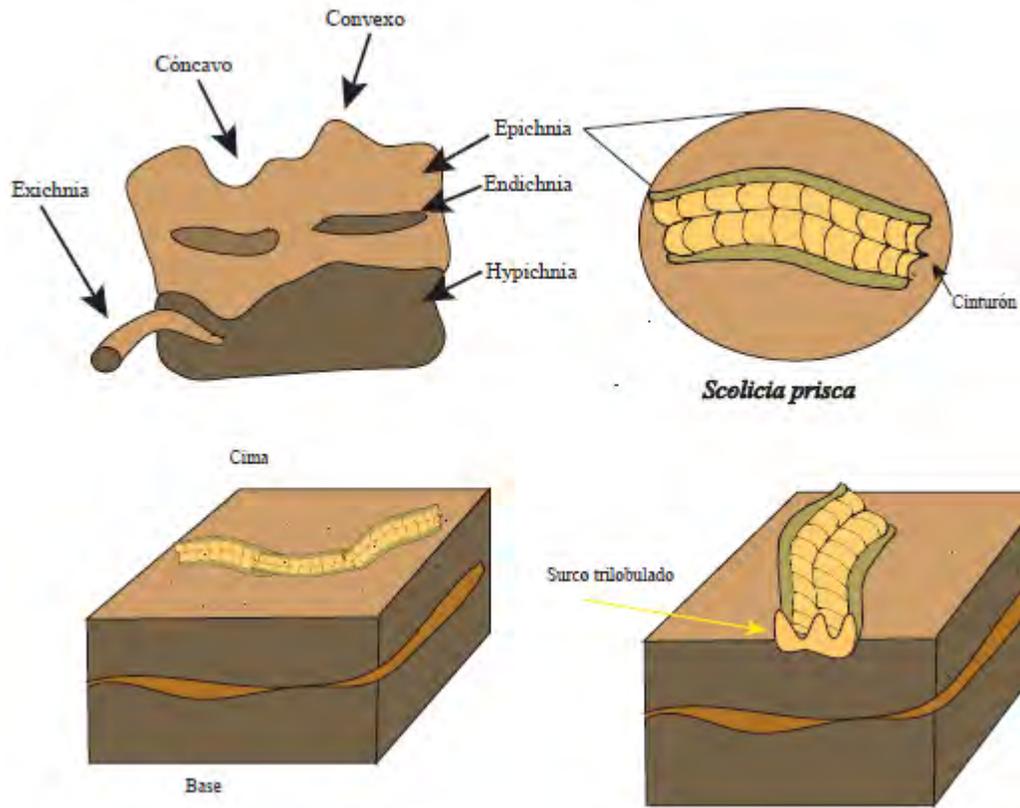


Figura 29. *Scolicia prisca*, indicando también su toponimia de acuerdo con Martinsson (1970).

Observaciones: Es un icnofósil asociado con el género de equinodermos spatangoideos, las costillas en los surcos se asocian con órganos de locomoción del equinodermo. Por lo general este icnofósil se ubica en la parte media de las turbiditas, asociada a las facies Tc y Td, en la transición de arenisca a lodolita (Figura 30).



Figura 30. Icnofósil *Scolicia prisca*, mostrando los rasgos distintivos de la icnoespecie.

En la formación Tecali son los icnofósiles más abundantes. Hay pavimentos llenos con estas trazas; se asocian con zonas del abanico submarino en el cual pueden ser preservados, como son los overbanks/levée (Callow, *et al.*, 2013).

Scolicia strozii (Savi y Meneghini 1850)

Diagnosis: este icnofósil es de tipo hypichnia, con crestas rectas o meándricas de bordes bilobulados, conservadas como **semi-relieve**. Un surco en la parte media separa las zonas prominentes de las crestas (Uchman, 1998) (Figura 31).

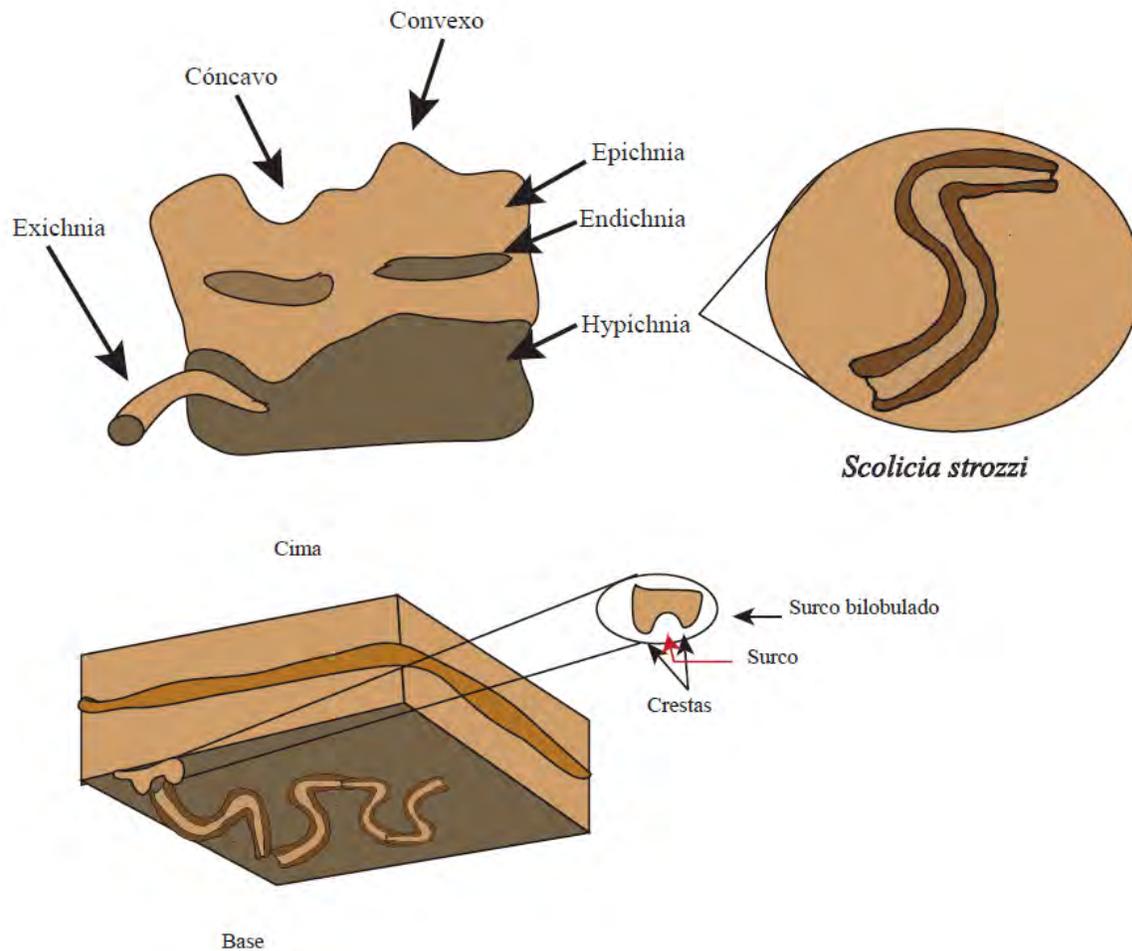


Figura 31. Icnogénero *Scolicia strozzi*, indicando también su toponomía de acuerdo con Martinsson (1970).

El icnofósil *Scolicia strozzi* fue encontrado en la zona de Atoyatempan (Ver mapa anexo), siendo uno de los icnofósiles de tipo predepositacionales. En un solo estrato, tenía un largo de 20 cm aproximadamente y dos de ancho, siendo poco abundante en la formación (Figura 32).



Figura 32. Icnofósil *Scolicia strozii*, preservado en un estrato de arenisca gruesa.

Taenidium Heer 1877

Diagnosis: es un icnofósil que puede ser de tipo epichnia o endichnia, con una estructura no lineal o muy poco lineal, simple, recta a sinuosa, de geometría cilíndrica con un relleno tipo menisco (Uchman, 1998) (Figura 33).

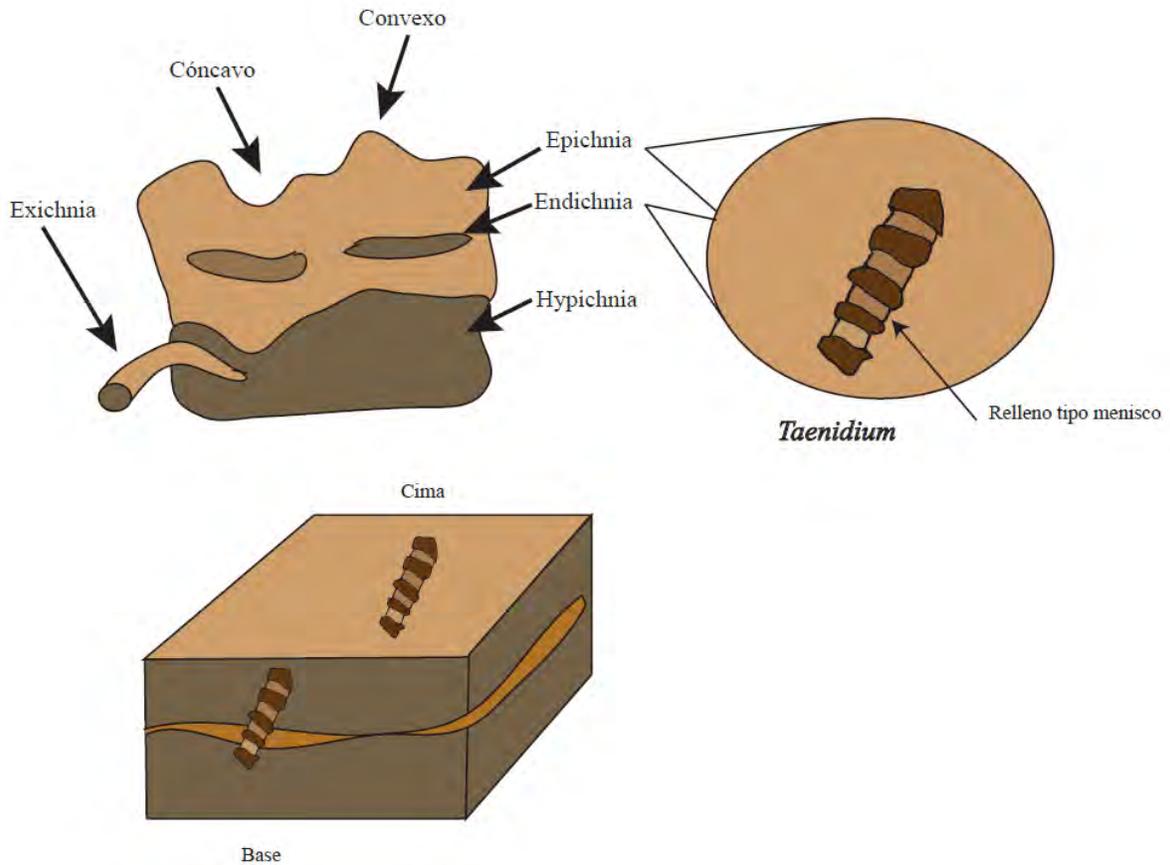


Figura 33. Icnogénero *Taenidium*, indicando su toponomía de acuerdo con Martinsson (1970).

Observaciones: no se sabe a qué organismo está asociado, se piensa que es *Scolicia* en corte horizontal y está presente desde el Cámbrico inferior al Cuaternario (Uchman, 1998) (Figura 34).



Figura 34. Icnofósiles *Taenidium*, mostrando una estructura tipo *spreite* o menisco.

El icnofósil identificado mide aproximadamente tres cm de largo y 0.5 cm de ancho, es poco abundante a raro en la formación (Figura 34).

***Thalassinoides* Ehrenberg 1944**

Diagnosis: Es un icnofósil que puede estar en casi todas las partes del estrato, consta de galerías tridimensionales con paredes lisas, estructura cilíndrica y ramificaciones en forma de Y o T, con partes alargadas en la zona de las bifurcaciones (Uchman, 1998) (Figura 35).

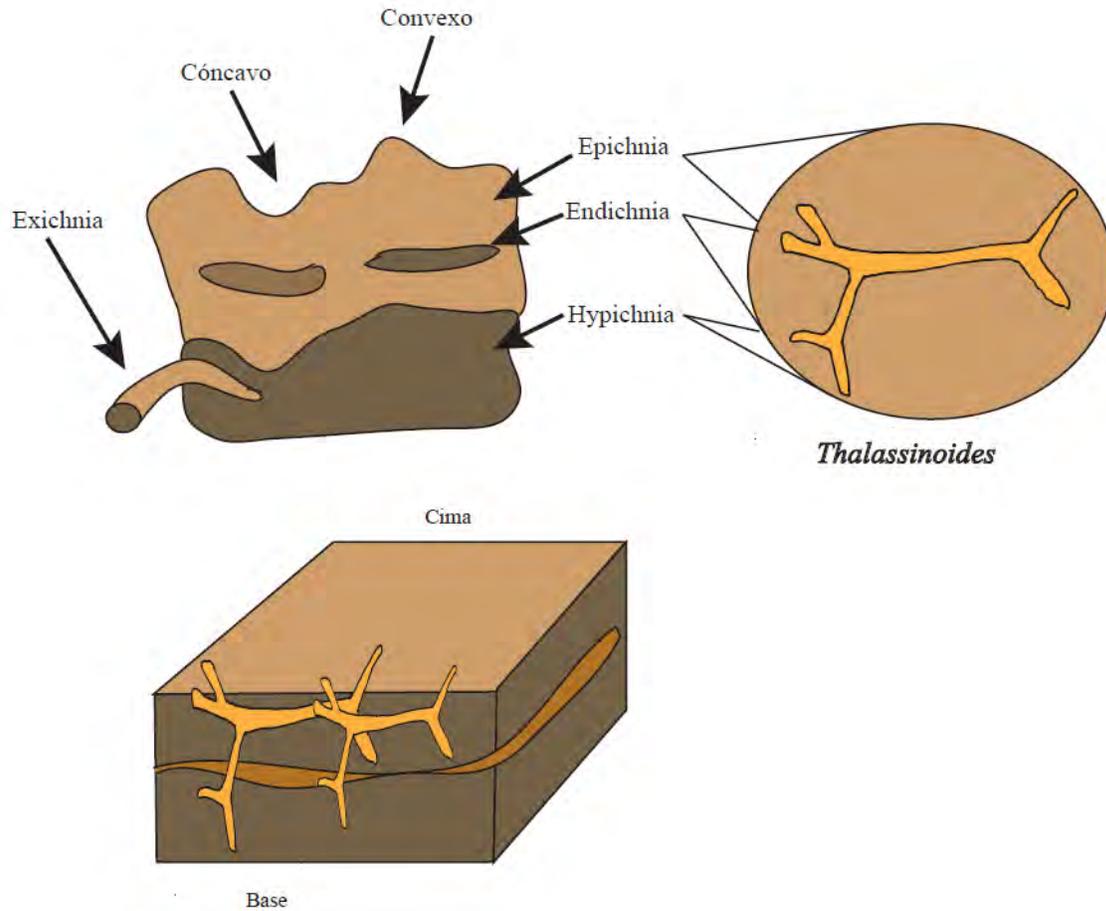


Figura 35. Icnogénero *Thalassinoides*, indicando su toponimia de acuerdo con Martinsson (1970).

Observaciones: Se asocia a facies marinas someras, sin embargo, se menciona que es producido por crustáceos, los cuales pueden ser transportados por corrientes turbidíticas, soportando condiciones anóxicas por días inclusive, o que en realidad pueden existir en zonas profundas (Uchman, 2009) (Figura 36).



Figura 36. Icnogénero *Thalassinoides* con múltiples galerías encimadas, mostrando ramificaciones.

Es un icnofósil común y abundante en la formación Tecali, el cual se piensa asociado a zonas de corriente que aporten nutrientes al organismo/s que la genera, por lo cual su ubicación puede ayudar a modelar la distribución de un paleoambiente como el caso de un abanico submarino (Uchman, 2009) (Figura 36).

***Zoophycos* Massalongo 1855 (morfortipo 1)**

Diagnosis: es un icnofósil de tipo epichnia, con estructuras de *spreite* compuestas de excavaciones en forma de U o J, formas protusivas de dimensiones variables. Los lóbulos elípticos o lobulados pueden o no presentar una estructura tubular en el margen (Uchman, 1998; Monaco *et al.*, 2016) (Figura 37).

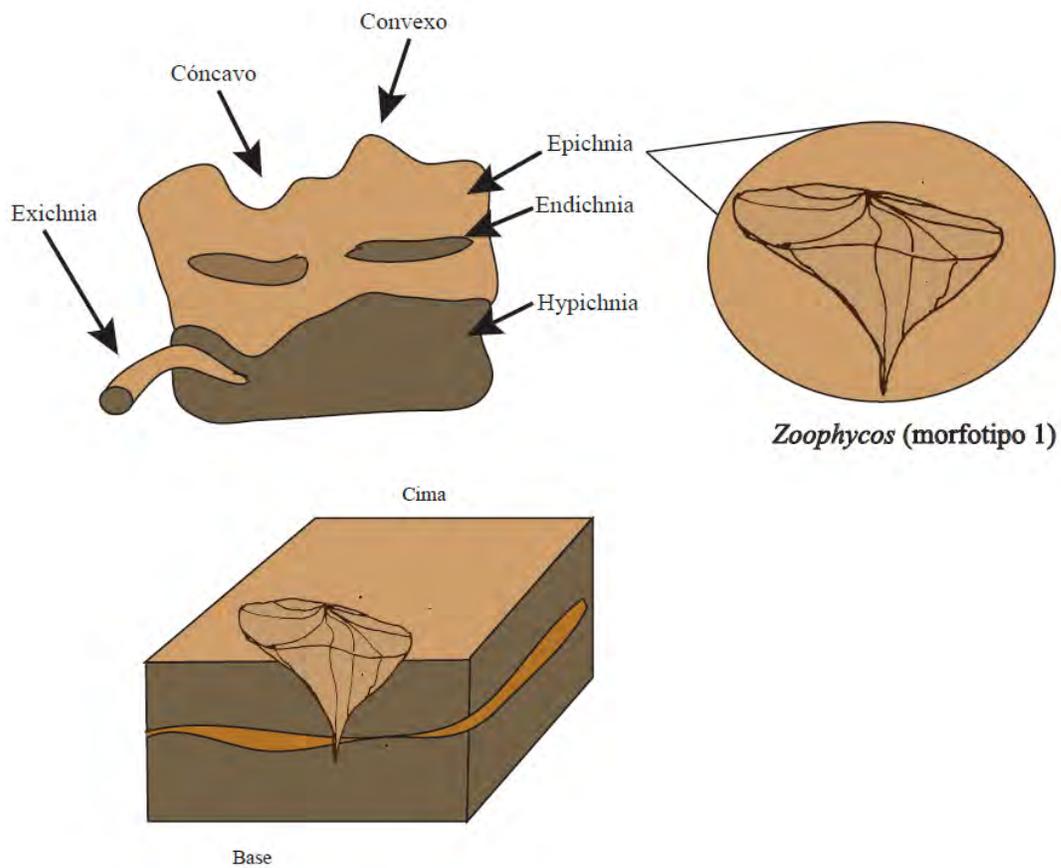


Figura 37. Icnogénero *Zoophycos* (morfortipo 1) indicando también su toponimia de acuerdo con Martinsson (1970).

Observaciones: no se sabe que organismo generó estas marcas, se menciona asociado a zonas marinas profundas, por lo general a zonas de pendientes (Figura 38).



Figura 38. Icnogénero *Zoophycos*, (morfortipo 1) mostrando la estructura tipo spreite.

Los *Zoophycos* morfortipo 1, que son los descritos por Monaco y colaboradores en el 2016, en el área tienen un diámetro de 20 centímetros. Presentan una abundancia común en la formación a excepción de la zona del sifón, donde predomina el morfortipo 2 (ver adelante). En el caso del morfortipo 1, se puede ver que concuerda con la descripción estándar de *Zoophycos*.

Zoophycos isp (morfotipo 2)

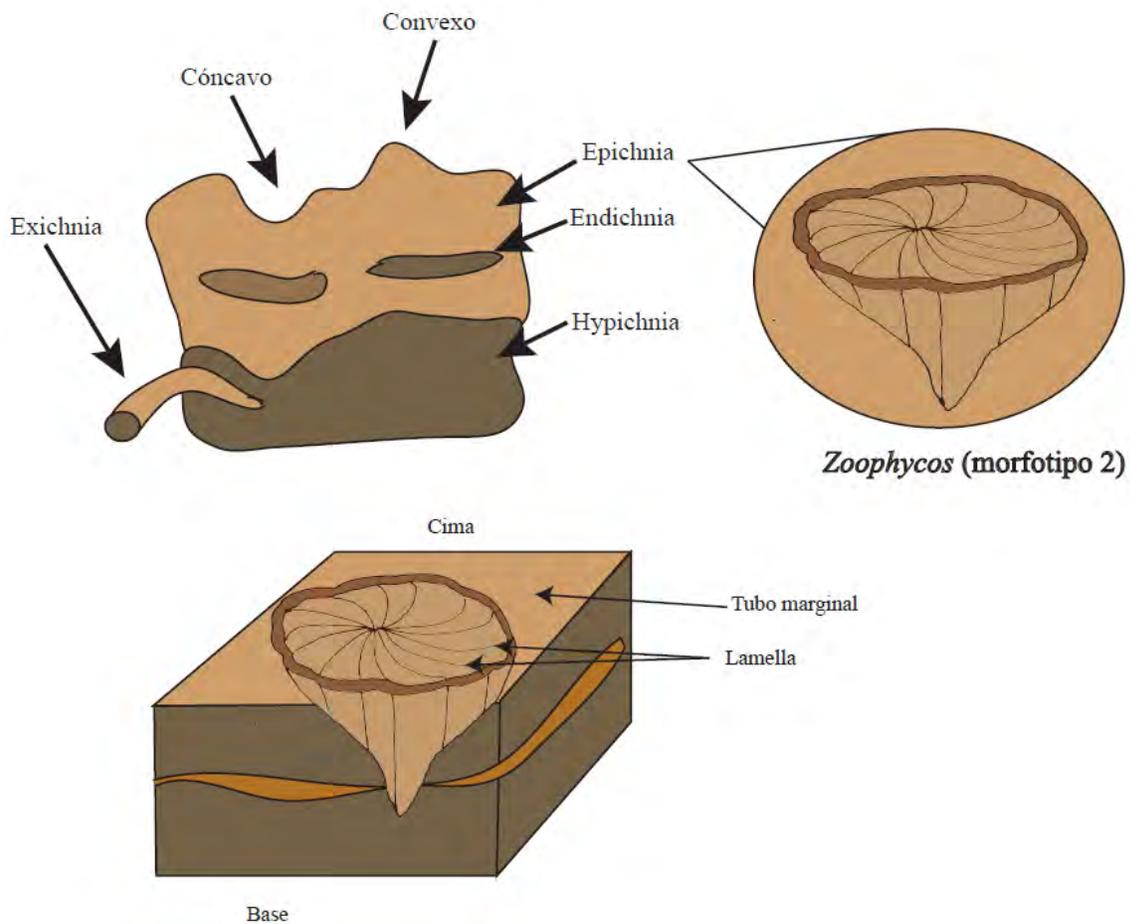


Figura 39. Icnogénero *Zoophycos* (morfotipo 2) indicando también su toponimia de acuerdo con Martinsson (1970).

Observaciones: En el esquema ilustrativo se puede ver que es un icnofósil de tipo epichnia y de acuerdo con la revisión de Monaco *et al.*, (2016), los *Zoophycos* de la zona SF-2 son similares a los descritos por él mismo en el 2016, excepto por la presencia del tubo marginal en los extremos de los *Zoophycos*, por lo que esta puede ser una variedad diferente de *Zoophycos*, siendo similar al descrito por Olivero y Gaillard, 1996; Olivero 2003 (Figura 40).



Figura 40. *Zoophycos* (morfortipo 2) encontrado en la zona de PT-6, más detalles se indicarán al mencionar la columna donde se ubica.

Capítulo 4. Icnosociaciones de la formación Tecali

Se caracterizaron siete zonas en el área de estudio basadas en las icnosociaciones identificadas a partir del análisis de los perfiles estratigráficos levantados en la región. Esta zonación se basa en las similitudes icnológicas presentes y las relaciones que existen con las litofacies identificadas. En la Figura 41. Mapa que muestra los icnofósiles presentes en la formación Tecali, mostrando cada uno de los perfiles levantados, la relación arena-arcilla y las paleocorrientes..

1) Icnosociación de transición canal mixto/levée interno

Distribución: Esta icnosociación se puede observar en el perfil (PT-1) localizado al norte del área de estudio, en las cercanías del poblado de Concepción Cuautla.

Litofacies: Se desarrolla en facies de turbiditas en estratos delgados y gruesos, con una relación de arena-arcilla 1:1; estos depósitos se asocian a eventos de sedimentación generada por tracción y suspensión, en la zona media del canal de un abanico submarino, asociado a corrientes turbidíticas de alta densidad, interpretación realizada a partir de las facies descritas (Ver Tabla de facies); presenta estratos de areniscas con gradación, laminación cruzada y marcas de corriente (*flute cast*) en la base. También es frecuente el desarrollo de slumps, los cuales están asociados a una inestabilidad de una pendiente y/o eventos catastróficos (Walker y James 1992).

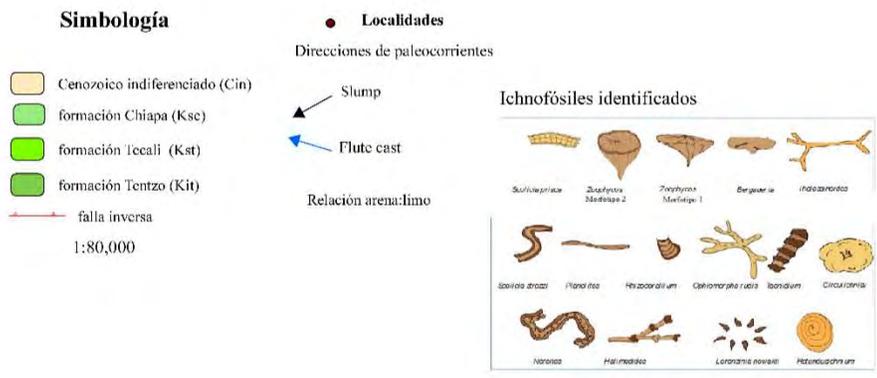
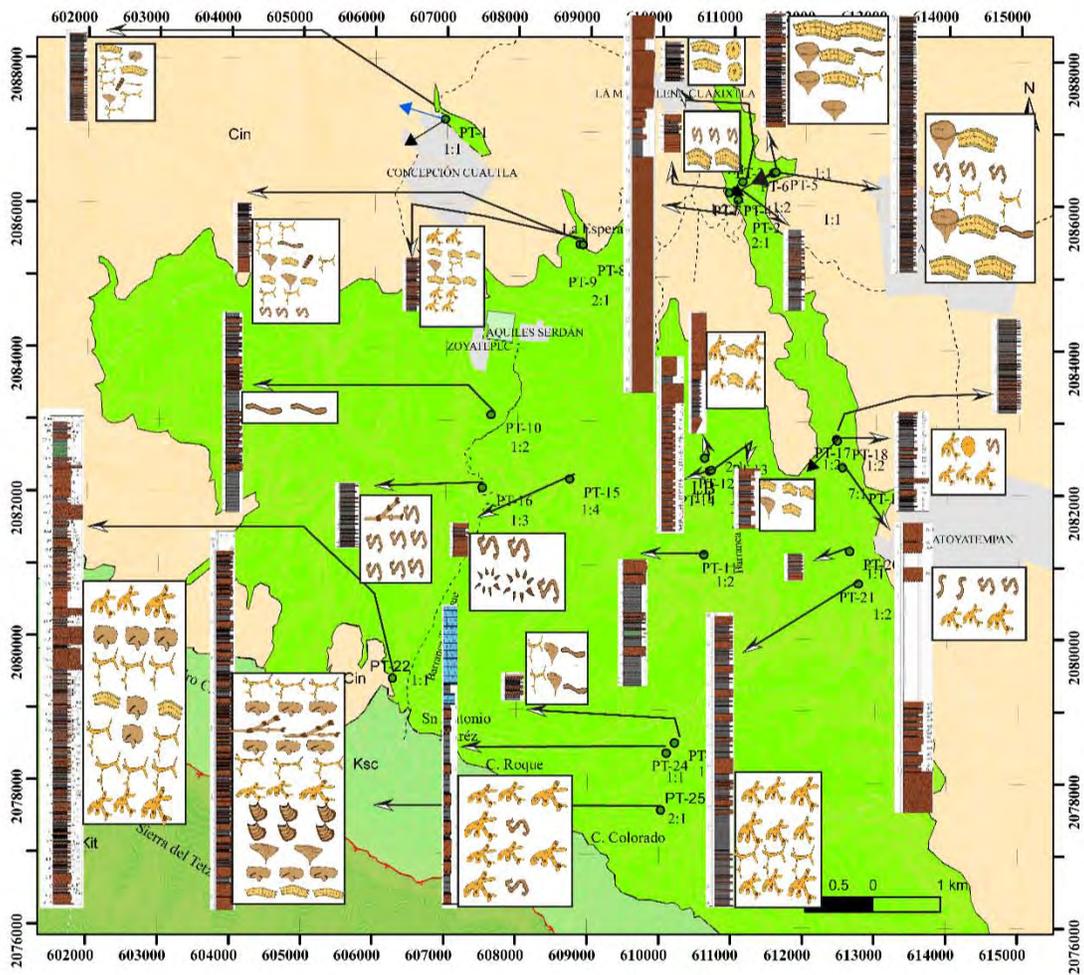
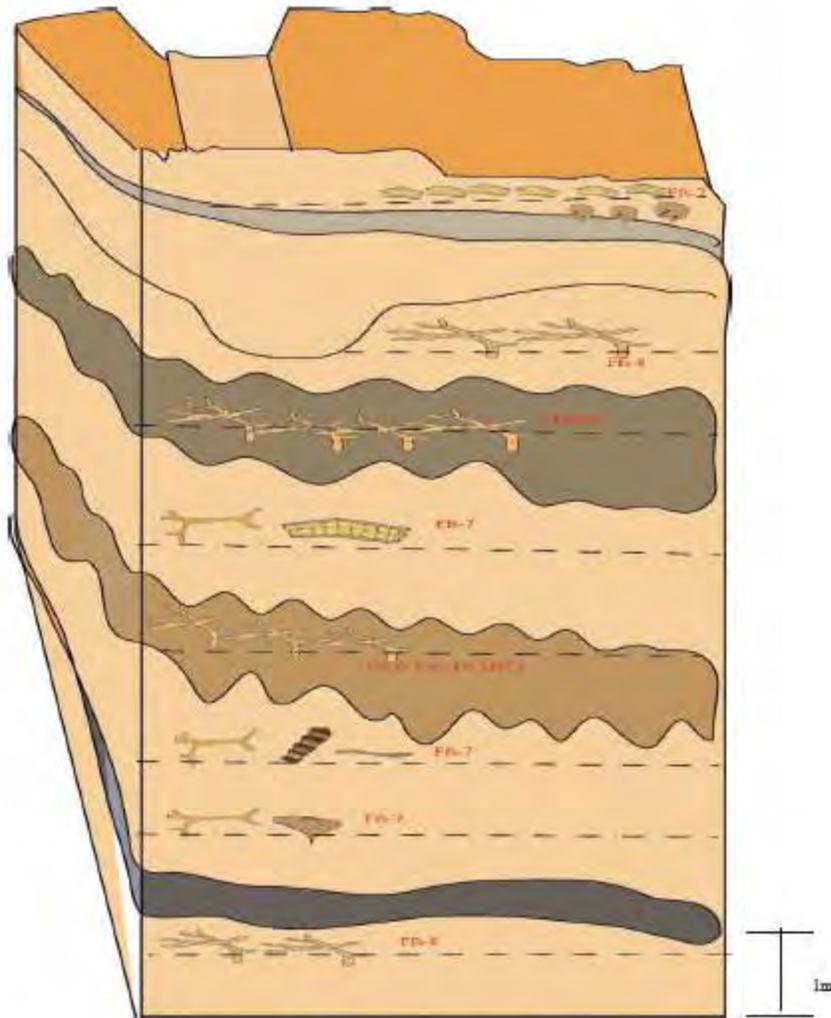


Figura 41. Mapa que muestra los icnofósiles presentes en la formación Tecali, mostrando cada uno de los perfiles levantados, la relación arena-arcilla y las paleocorrientes.

Icnoasociación: Esta zona presenta una abundante cantidad de icnofósiles, el índice de bioturbación (BI) varía de 3 a 5 de la base a la cima de los estratos. En la cima de los estratos, se encuentra la icnoespecie *Scolicia prisca*, teniendo un BI de 3, por lo cual podríamos pensar que se trata de la icnofábrica *Scolicia* (Callow *et al.*, 2013), la cual se desarrolla comúnmente en las zonas no axiales de los canales. La presencia de *Scolicia prisca* nos indica eventos postdepositacionales y su presencia en la cima, corrobora un cambio de una zona de canal depositacional/erosivo a una zona de levée interno, lo cual concuerda con el aumento en el índice de bioturbación. De igual manera *Scolicia* es un icnogénero asociado con el equinodermo (*Hemiaster expergitus*) el cual tiene registros de estar presente en la actualidad, hasta los 2200 m de profundidad (Fu y Werner., 2000).

En la base domina *Thalassinoides*, con raros *Zoophycos* en el mismo intervalo. De acuerdo con Uchman (2009), los pavimentos de *Thalassinoides* se asocian a zonas con corrientes, ya que esto permite el aporte de nutrientes y condiciones aeróbicas Figura 42.



Ichnoasociación de transición canal mixto/levée interno

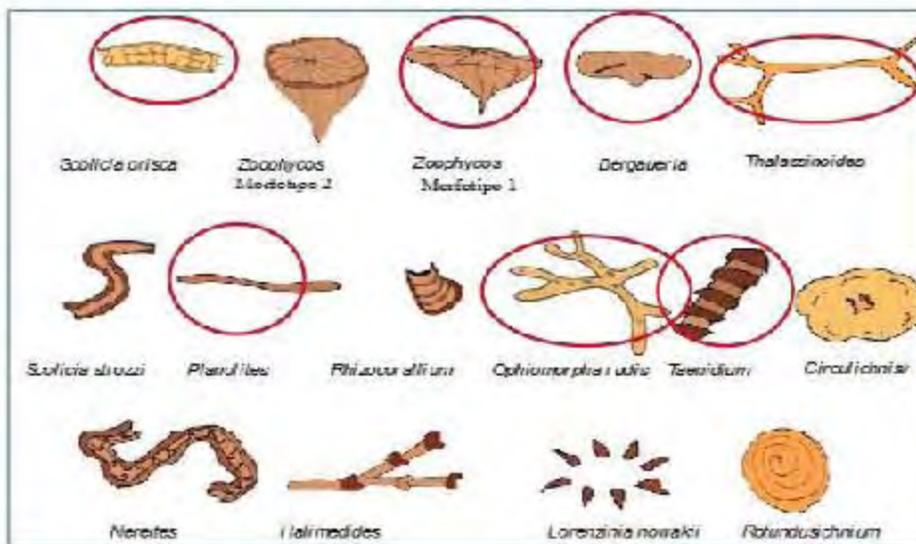


Figura 42. Ichnoasociación 1, de transición canal mixto/ levée interno.

Interpretación:

Esta icnoasociación se desarrolló probablemente en una zona de levée interno y complejos de canales generados por una baja erosión. De acuerdo con Mutti y Normark (1987) sería un canal mixto, con facies de arenisca gruesa; mientras que hacia la zona de levée interno, sería un *overbank wedge*, representado por los estratos de sedimento fino, con estratos de lutita, la presencia de *slumps* y las estructuras como *hummocky*, que pueda indicar un cambio de densidad asociado a cercanías con un aporte de agua diferente. Ahora bien, un estrato presenta (*flute cast* y *gutter cast*), que son estructuras sedimentarias asociadas a canales, y en la cima de este estrato, esta *Scolicia prisca*, lo que nos indica un cambio en las condiciones de sedimentación. Se puede inferir una migración en la parte apical del lóbulo de arena en algún momento. Esto pudo ser factible al considerar los cambios en las paleopendientes (con inclinación al suroeste) asociadas a los *slumps* (ubicados en la base del perfil), posiblemente causado por eventos tectónicos o cambios en la tasa de aporte sedimentario.

Ahora bien, el análisis petrográfico de las areniscas con *Scolicia*, indica la presencia de clastos de wackestone con foraminíferos planctónicos micritizados, clastos de cuarzo monocristalino, clastos de feldespato, indicando que los clastos proceden de la erosión tanto de una plataforma carbonatada ya litificada y de un basamento expuesto.

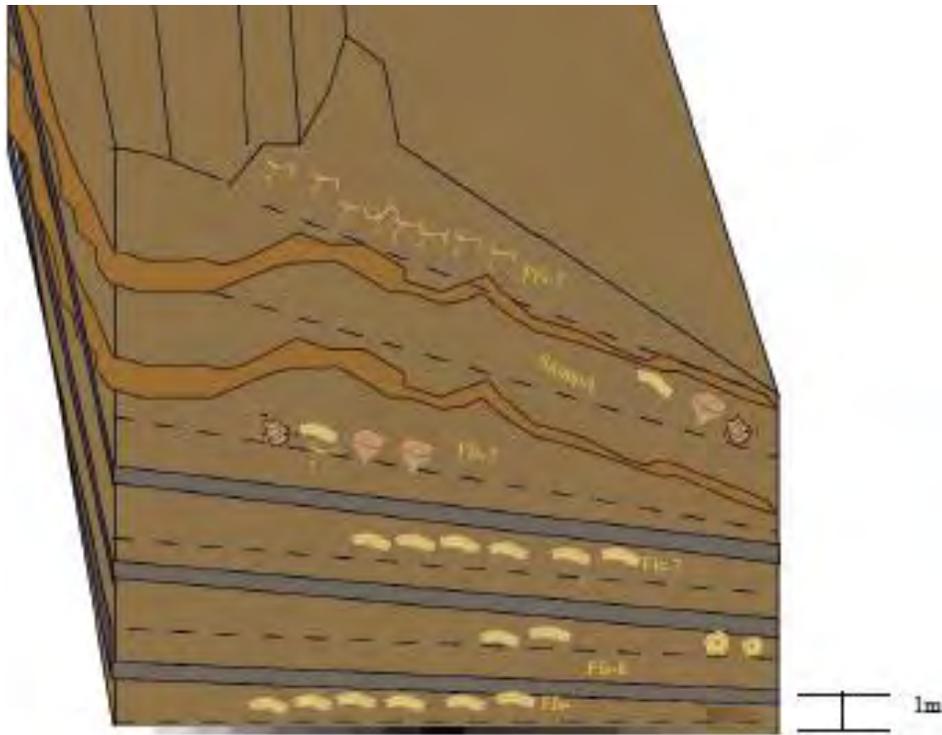
La presencia de *slumps* en esta asociación, y a partir de la reconstrucción de la paleopendiente, se interpreta la presencia de un alto estructural ubicado en el sector noreste, por lo que esta icnoasociación nos representa un sector del abanico submarino desarrollado en el borde de la cuenca (Figura 42).

2) Icnoasociación de Levée externo (profundo)

Distribución: Esta icnoasociación se puede observar en los perfiles (PT-5, PT-6 y PT-3) localizados al norte y oriente del área de estudio, en las cercanías del poblado La Magdalena Cuaxixtla.

Litofacies: Asociación de facies de turbiditas en estratos delgados y gruesos de areniscas. Presenta una relación arena-arcilla de 1:1 en la parte Norte donde están los perfiles (PT-6 y PT-5) y de 1:2 en donde está caracterizado el perfil PT-3; indicando un depósito generado principalmente por eventos de sedimentación por suspensión, en condiciones de baja energía, alternando con episodios de corrientes turbidíticas de baja densidad. Es frecuente la presencia de slumps, asociados a paleotaludes. Lo que coincide con la asociación de facies de flujos de detritos y asociación de facies de conglomerados en el perfil PT-2 (Figura 2).

Iknoasociación: Los icnogéneros presentes son *Rhizocorallium*, *Thalassinoides*, *Planolites*, *Circulichnis*, *Scolicia prisca* y *Zoophycos* (morfortipo 2). Presenta bioturbación, con un índice BI que varía de 3 a 5 en la cima de los estratos, y de 2 en la base (en un solo estrato), la alta abundancia de *Scolicia prisca* y *Zoophycos* (morfortipo 2) están asociados a eventos postdepositacionales) Figura 43.



Ichnoasociación de Levée externo (profundo)

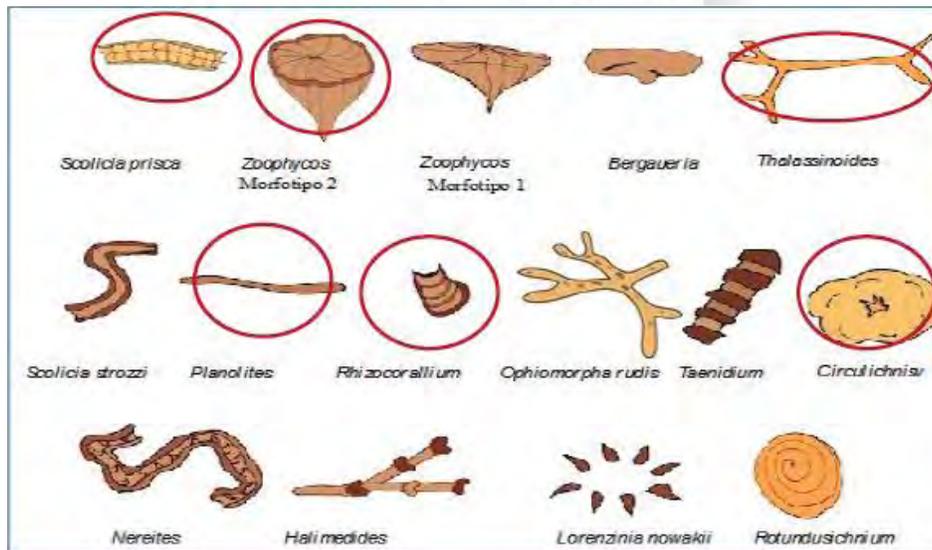


Figura 43. Ichnoasociación 2, de Levée externo (profundo). Se observan los icnogéneros

Al estar presente el *Zoophycos* (morfotipo 2) cuyos ejemplares alcanzan dimensiones de alrededor de 80 cm de diámetro, indica condiciones favorables respecto a nutrientes, temperatura y cambios en los niveles de oxigenación, es decir un periodo de estabilidad entre un episodio de depósito y el siguiente (Olivero y Gaillard, 1996). Y se puede mencionar que

después colonizó *Scolicia*, lo que se puede clasificar como la icnofábrica *Scolicia* (Callow, *et al.*, 2013)

De igual manera, la presencia de los icnogéneros descritos, con excepción de *Scolicia prisca* y la ausencia de *Spongelimorpha* y *Chondrites* nos permiten interpretar que esta icnoasociación podría corresponder con la icnofacies distal de *Glossifungites* de acuerdo con MacEachern y Burton (2000). Además, la presencia del *Zoophycos* morfotipo 2, está asociado a discontinuidades estratigráficas como mencionan Olivero y Gaillard (1996).

Interpretación: De acuerdo con Mutti y Normark (1987) sería una zona de *overbank wedge*, con base en las litofacies encontradas, caracterizado por la presencia de estratos de arenisca fina, alternando con estratos de lutitas. El conjunto de litofacies, la relación arena - limo, la presencia de *slumps* y los icnogéneros presentes, nos permite interpretar que se trata de una zona de levée externo, asociado a una pendiente cercana, inclinada al suroeste y a un canal activo en un sector (PT-1, PT-2).

Ahora bien, en los sectores donde la relación arena-arcilla es de 1:2 (aumentando la cantidad de finos), con el desarrollo de los icnofósiles *Circulichnis* y *Scolicia prisca*, podemos interpretar que nos encontramos en la parte más externa del levée. Lo anterior es resultado de la preservación de las estructuras debido a eventos de sedimentación por suspensión con baja energía, ya que *Circulichnis* se asocia al desplazamiento de un gusano o debido a una trampa de mucosa (Pickerill y Keppie, 1981); mientras que *Scolicia prisca* se asocia con equinodermos del género **espatangoideo** que se han encontrado a dos mil metros de profundidad (Fu y Werner, 2000). Esto nos indica que podría tratarse de una zona de *overbank* distal, donde los icnofósiles se conservaron postdepósito. El BI de 3 indica una baja actividad biológica, lo que se asocia con una zona donde las corrientes tienen una baja energía y por ello no aportan una cantidad suficiente de nutrientes. Sin embargo, los episodios de suspensión asociados a corrientes de baja energía permitieron el asentamiento de los organismos/generación de trampas, como es el caso de *Circulichnis*.

3) **Iconoasociación de lóbulo depositacional distal**

Distribución: Esta iconoasociación se puede observar en el perfil PT-4 localizado al suroeste, respecto a los perfiles PT-6 y PT-5 del área de estudio, en las cercanías del poblado de La Magdalena Cuaxixtla.

Litofacies: Asociación de facies de turbiditas en estratos delgados y gruesos de areniscas y lutitas predominando las lutitas, con una relación arena-arcilla de 1:2. El depósito de esta litofacies, se asocia a episodios de sedimentación generada por suspensión en un ambiente de baja energía.

Iconoasociación: Presenta un BI que va de 2 a 3 en la cima y de 2 en la base; con los icnofósiles *Nereites* y *Scolicia prisca* presentes (asociados a eventos postdepositacionales) (Uchman y Wetzel, 2012) (Figura 44).

Interpretación: La presencia asociada de *Nereites* y *Scolicia prisca* concuerda con la disminución en el índice de bioturbación (de 3 a 2) hacia la cima del perfil. Esto indica menor cantidad de nutrientes en el ambiente, lo que podría interpretarse como un aumento en la batimetría. De acuerdo con el modelo de Mutti y Normark (1987), las litofacies asociadas con los icnofósiles anteriores indican un lóbulo depositacional distal, con una alternancia de facies de arena fina y arcilla continuas, (Figura 44).

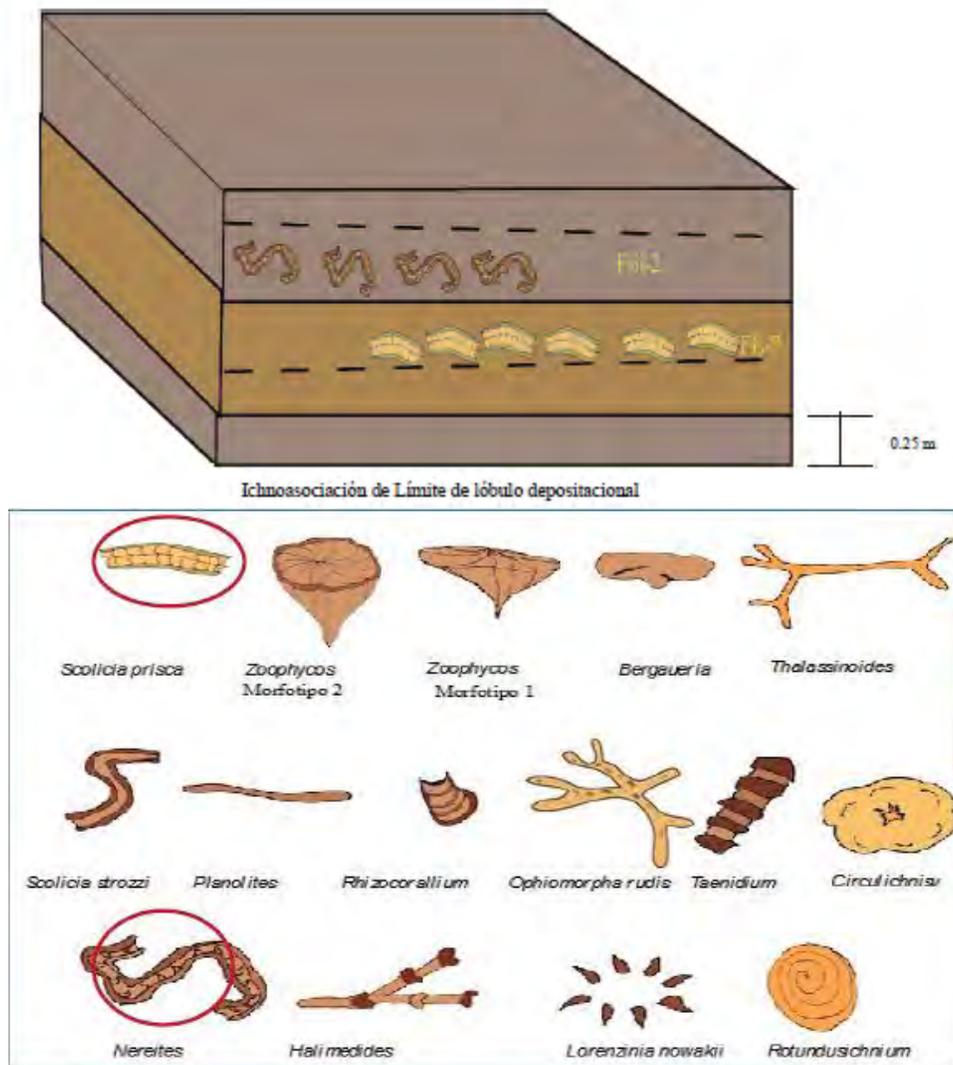


Figura 44. Ichnoasociación 3, de límite de lóbulo deposicional distal

4) Ichnoasociación de Lóbulo desprendido de arenisca

Distribución: Esta ichnoasociación se puede observar en los perfiles (PT-8 y PT-9) localizados al oriente del área de estudio, en las cercanías del poblado La Esperanza.

Litofacies: Presenta una sucesión de facies con una alternancia de estratos de arenisca de grano fino (calcarenitas) y lodolitas. Los estratos de arenisca van de finos a medianos, predominando los estratos de arenisca con intervalos de episodios de depósito generados por flujos turbulentos de alta densidad, con una relación arena:arcilla de 2 a 1.

Interpretación: De acuerdo con Mutti y Normark (1987) se trataría de un lóbulo desprendido, con una alternancia de facies de arena fina y lodo continuas. La presencia de *Nereites* en la parte basal nos hace pensar que se presentó una migración de una zona de borde de lóbulo a una zona tipo levée-canal activo (hacia la cima donde presenta *Zoophycos*, *Ophiomorpha*, *Scolicia*), ya que la presencia de mayor abundancia de icnofósiles hacia la parte media de la columna, nos indican cambios en las condiciones ambientales, específicamente mayor aporte de nutrientes y oxígeno disuelto, respecto a la base donde se encuentra *Nereites* y predomina la lutita. Es decir, nos indican cambios en el nivel de oxigenación como resultado de la transición entre episodios de depósito.

Por otro lado, los clastos presentes en las areniscas (clastos de cuarzo monocristalino, fragmentos de plagioclasa, micas y foraminíferos micritizados), lo que podría indicar una procedencia asociada al borde de la cuenca, si se consideran los perfiles cercanos indicando paleopendientes buzantes al suroeste (Figura 45).

5) Icnosociación de Transición canal/Levée/crevasse splay

Distribución: Esta icnosociación se puede observar en los perfiles PT-19, PT-18 y PT-17 localizados en la parte central del área de estudio, en las cercanías del poblado de Atoyatempan.

Litofacies: Se pueden identificar las asociaciones de facies de flujos de detritos y asociación de facies de turbiditas clásicas/areniscas masivas. Predominan los gruesos sobre los finos (arena:arcilla 7:1) en el perfil PT-18 y PT-19. Mientras que en el perfil PT-17 tiene una asociación de facies de turbiditas clásicas/ areniscas masivas, presenta eventos de flujos turbulentos de alta densidad, con una relación arena-arcilla de 1 a 2, intercalado con episodios de sedimentación por suspensión en un ambiente de baja energía.

Icnosociación: La presencia de *Nereites* y *Scolicia strozii*, con un Índice de Bioturbación (BI) de 3 (en la base de los estratos) indican una preservación predeposicional. Los icnofósiles *Ophiomorpha rudis* y *Nereites* pudiesen indicar una subicnofacies *Ophiomorpha rudis* / *Nereites* (Uchman y Wetzel, 2012).

Se puede considerar que en los estratos donde tiene un BI de 2 y 4 en la cima del estrato, con intervalos los icnofósiles *Ophiomorpha rudis*, *Nereites* y *Rotunusichnium* que se asocian con eventos de predeposición y pudiera corresponder con una subicnofacies *Ophiomorpha rudis/Nereites* que indica una zona distal (Uchman, 2009; Uchman y Wetzel, 2012) (

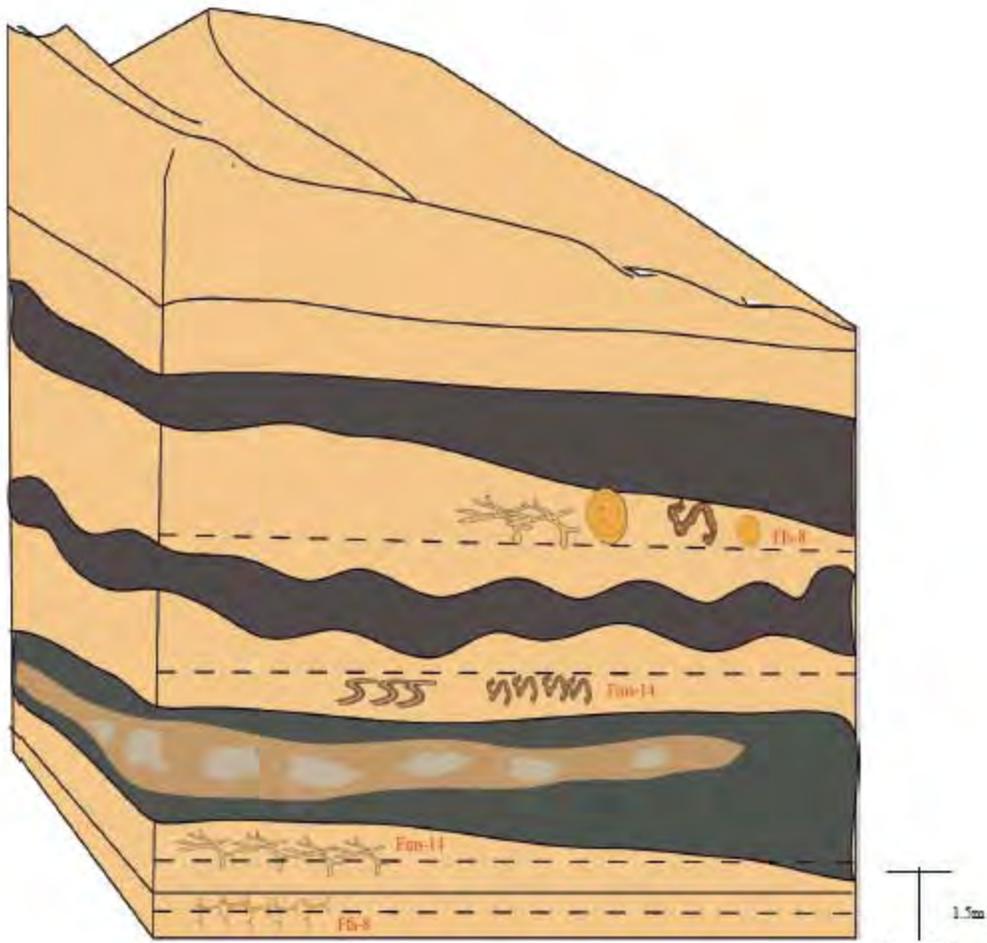
Figura 46).

Interpretación: Las litofacies indican una zona de *overbank wedge*, caracterizado por la presencia de estratos de arenisca fina alternando con estratos de lutitas, con *slumps*, de acuerdo con el modelo de Mutti y Normark (1987). Ahora bien, en los estratos donde están presentes *Scolicia strozzi*, *Ophiomorpha rudis* y *Nereites* se puede interpretar que existieron condiciones favorables respecto al aporte de nutrientes; la disminución en el índice de bioturbación en PT-19 nos indica una disminución en el aporte de nutrientes y un cambio de las condiciones de oxigenación, lo que representa la transición a levée distal.

Por otra parte, las litofacies y los icnofósiles (*Ophiomorpha rudis*, *Nereites* y *Rotunusichnium*) presentes, nos indican que nos encontramos en una zona asociada a canales cambiando a una zona tipo *crevasse splay*, con cercanías a una zona canales-levée, con pendientes, en una zona profunda, por los flujos de detritos y facies de conglomerados presentes.

Es importante mencionar que las areniscas de este sector tienen una composición cuarzo lítica feldespática, lo cual señala que esta zona tiene una fuente de sedimento diferente a los otros sectores analizados. En conjunto con el análisis de paleopendientes de los *slumps* de este sector, indican una inclinación de la paleopendiente hacia el suroeste (

Figura 46).



Ichnoasociación de Transición canal/Levé/ crevasse splay

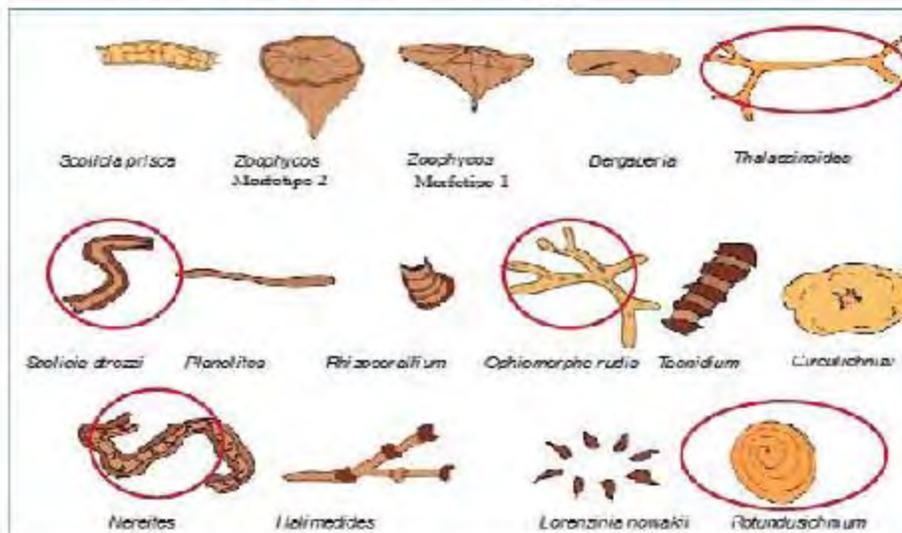


Figura 46. Ichnoasociación 5, de Transición de canal a levée a crevasse splay.

6) **Iconoasociación de Planicie de la cuenca/ Bypass sedimentario**

Distribución: Esta iconoasociación se puede observar en los perfiles PT-15, PT-16 y PT-10 localizados en la parte central y al oriente del área de estudio, en las cercanías del río Atoyac.

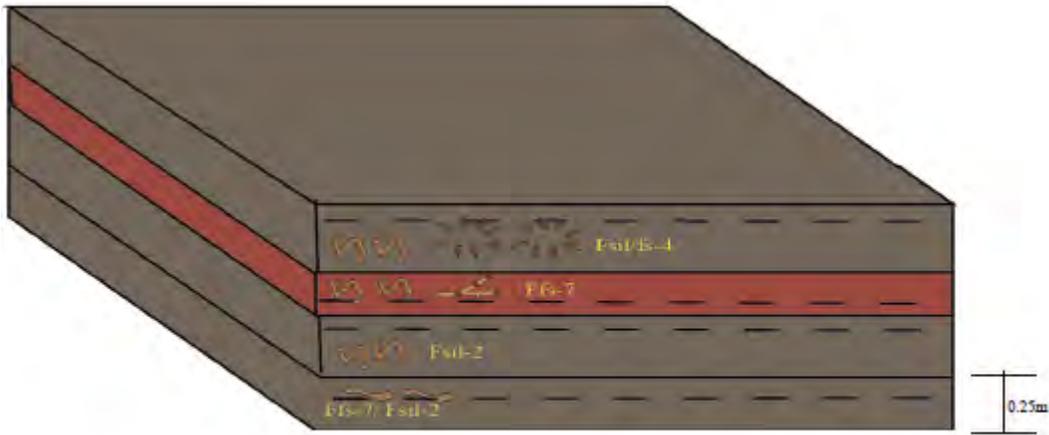
Litofacies: Presenta una asociación de facies de lutitas y areniscas, predominando las facies de lodolitas, indicando una sedimentación por suspensión en un ambiente de baja energía. Tiene relaciones de arena:arcilla que van de 1 a 2, 1 a 3 y 1 a 4.

Iconoasociación: Tiene índices de bioturbación que van de 1 a 4 en la base de los estratos; y de 3 en la cima. La presencia de *Planolites* en algunos estratos nos indica que la carga hidrostática aun permitía que se enterrasen los organismos (*soupground*).

La existencia de icnofósiles *Nereites* principalmente y *Halimedides* indican una zona más profunda, lo que concuerda con la relación arena-arcilla presente en estos perfiles, por lo que indicaría que se trata del depocentro de la cuenca.

Por otro lado, la presencia de *Halimedides* indica un cambio de cohesión y una disminución del aporte de sedimento de la cuenca, un *gap* sedimentario (Gaillard y Olivero, 2009). El cambio de los parámetros de *Halimedides* con ramificaciones presentes (Figura 51) indica una transición de un sustrato firme a uno rígido asociado a condiciones buenas de oxigenación (*com. pers.* Olivero). Con la presencia de los icnofósiles *Lorenzina nowakii* y *Nereites* en otro estrato, con un BI de 3, con una preservación predeposicional (Uchman y Wetzel 2012) (

Figura 47).



Ichnoasociación de Planicie de la cuenca/ Bypass sedimentario

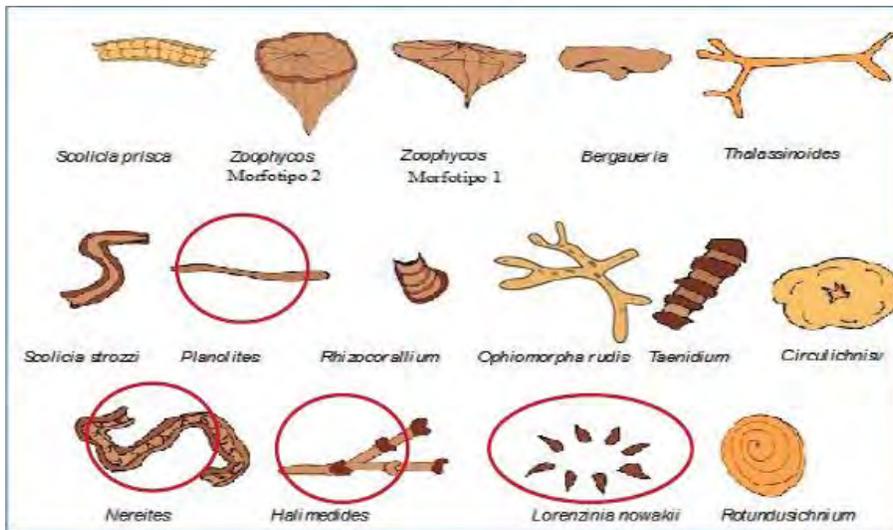


Figura 47. Ichnoasociación 6, de planicie de cuenca/bypass sedimentario.

Interpretación: La presencia de *Planolites*, *Nereites* y *Halimedes* en conjunto con las litofacies, indican que se trata de un lóbulo desprendido en la planicie de la cuenca / bypass sedimentario (

Figura 47), con episodios asociados a condiciones anóxicas (*Lorenzina nowakii* y *Nereites*), con condiciones propicias para el desarrollo de comunidades anaerobias de bacterias, que fueron la fuente de nutrientes en esta zona, por el índice de bioturbación de 3 en los niveles donde están presentes.

7) **ICNOASOCIACIÓN DE TRANSICIÓN CANALES MIXTOS-LEVÉE SOMEROS.**

Distribución: Esta icnoasociación se puede observar en los perfiles PT-25, PT-24 y PT-22 localizados al sur del área de estudio, en las cercanías de los poblados de San Antonio Juárez, Cerro Colorado y Cerro Roque.

Litofacies: Presenta dos asociaciones de facies de conglomerados y la asociación de facies de flujos de detritos. Tiene una relación arena-arcilla de 1:1 y de 2:1.

Icnoasociación: Presenta un índice de bioturbación (BI) de 4 a 5 en la cima y de 1 a 2 en la base. Los icnogéneros se ubican en la parte inferior a los flujos de detritos, presenta intervalos con *Ophiomorpha rudis* y *Nereites*, esto en conjunto indica una probable zona de pendiente canalizada, que pudiera ser descrita como una subicnofacies de *Nereites* de manera general tipo *Ophiomorpha rudis* (Uchman, 2009).

En PT-25 tiene un BI que va de 2 a 4 en la cima y de 2 en la base. Estando presentes los icnofósiles (*Zoophycos* (morfotipo 1), *Rhizocorallium*, *Bergaueria*, *Ophiomorpha rudis*) los cuales nos indican una zona asociada a un canal/levée activo, con transiciones hacia la parte inferior de un levée. Respecto a la parte superior de la columna, donde se ubica *Halimedides*, donde podríamos pensar en condiciones regulares de oxigenación, ya que las cámaras están separadas a intervalos regulares, además podemos inferir que se trata de un evento donde el sustrato aumentó de cohesión (Gaillard y Olivero, 2009). En conjunto estos icnofósiles pudieran representar una icnofacies tipo *Glossifungites* (Figura 48).



Ichnoasociación de Transición canales mixtos-Levéé someros.

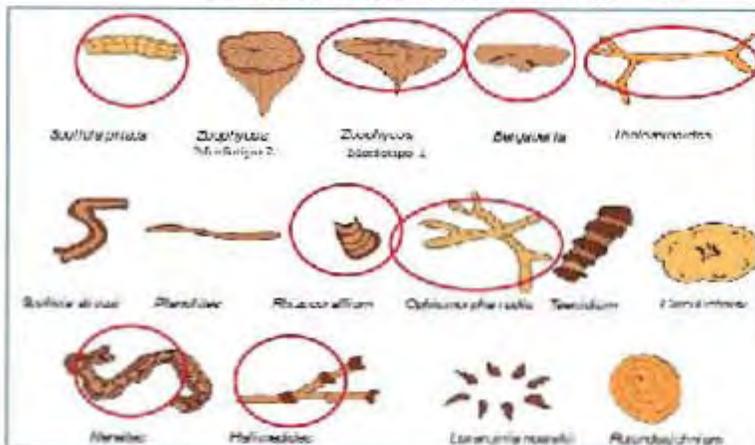


Figura 48. Ichnoasociación 7, de transición de canales mixtos-Levéé someros.

Interpretación: La presencia y las litofacies donde están los icnofósiles (*Zoophycos* (morfortipo 1), *Rhizocorallium*, *Bergaueria*, *Ophiomorpha rudis*) indican una zona asociada a un canal/levée activo, con transiciones hacia la parte inferior de un levée.

Ahora, la posible icnofacies Glossifungites nos indica una somerización de la cuenca (Seilacher, 1953; Yang *et al.*, 2009; Uchman *et al.*, 2000). De acuerdo con el modelo de Mutti y Normark (1987) se puede tratar de un canal mixto, que presenta un estado erosional de grano grueso y residuos conglomeráticos asociados a episodios de sedimentación de arena.

Las areniscas están compuestas de clastos de wackestone-lutita de foraminíferos bentónicos, calciesferas (*Whiteinella* y *Numoloculina heimi*) y fragmentos de ostrácodos. Clastos de packstone con bioclastos de pelecípodos bioturbado, clastos de grainstone con bioclastos de pelecípodos, con fragmentos de cuarzo presente. Clastos de cristales de cuarzo monocristalino, fragmentos de plagioclasa. Lo anterior indica una fuente de aporte asociada a una plataforma carbonatada ya litificada; debido a la cercanía con la formación Tentzo, podría pensarse que proceden de ella.

En el sector sur del área (San Antonio Juárez, Cerro Colorado y Cerro Roque) las areniscas están compuestas de clastos con cuarzo monocristalino (asociado a rocas ígneas), fragmentos de plagioclasa, fragmentos de moscovita y cristales de calcita; indicando probablemente la exposición de rocas ígneas/metamórficas (posiblemente el basamento) (Figura 48).

Al considerar la distribución espacial de las icnoasociaciones descritas para la formación Tecali, se propone el siguiente modelo, mostrado en la

Figura 49.

Discusión

Relación paleoambiental entre *Zoophycos* y *Thalassinoides*

En las icnoasociaciones de levée externo (profundo), transición canales mixtos levée someros y la icnoasociación de lóbulo desprendido, se presenta el icnofósil *Zoophycos* asociado frecuentemente con el icnofósil *Thalassinoides*. Para evitar la confusión que se puede generar por la presencia de *Thalassinoides* o de *Zoophycos* donde se mencionan condiciones ambientales de baja o buena oxigenación, se retoma en este caso particular el concepto de icnofábrica. Es importante precisar que en este trabajo no se describen las icnofábricas, *trace-fósil suite* o icnocenosis, que presentan los diferentes estratos de la formación Tecali, es decir la asociación y relación de corte en y entre los icnofósiles en los distintos estratos. Diversos trabajos (Ekdale y Bromley., 1991; Tapanila., 2008; Buatois y Mangano, 2004) indican que los eventos de colonización del sedimento están representados por la formación del icnofósil *Zoophycos*, lo que nos representa condiciones disaeróbicas. Posteriormente, al aumentar la oxigenación, se desarrolla el icnofósil *Thalassinoides*, es decir, se presentan en forma aparente coexistiendo, pero en realidad nos están indicando eventos de colonización en distintos tiempos en un mismo estrato (Figura 50).

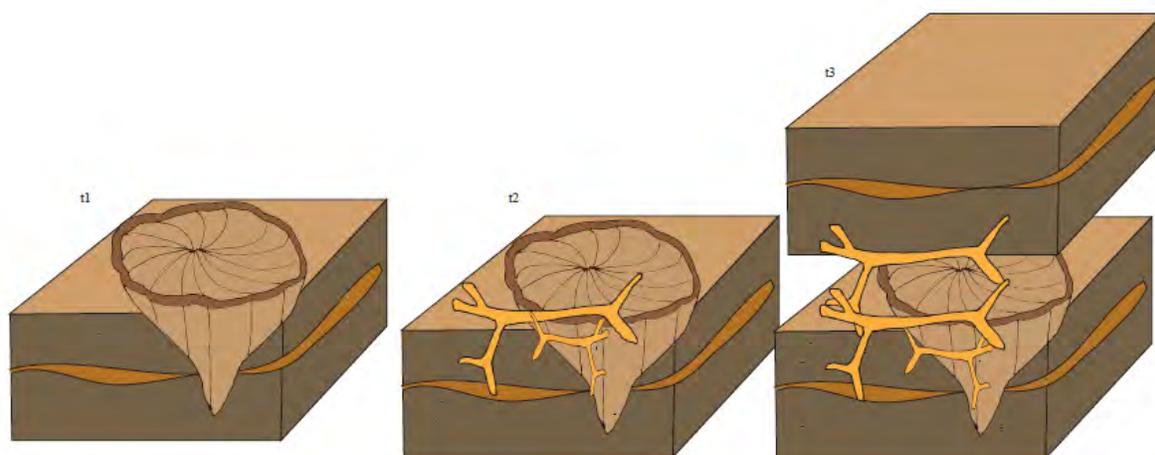


Figura 50. Ejemplificación de la icnofábrica; t1) Se tiene la colonización de *Zoophycos*, indicando condiciones disaeróbicas en la oxigenación y aporte sedimentario constante; para t2) cambian las condiciones de oxigenación (aumenta el O_2), permitiendo el asentamiento de *Thalassinoides*. Finalmente, en t3) se deposita sedimento encima de los dos icnogéneros (icnocenosis) sepultándolos.

Significado paleoambiental indicado por *Halimedes* y *Zoophycos* morfotipo 2

El icnogénero *Halimedes* se identificó en dos zonas, una en facies de limo/arena y otra en facies de arena fina. Es poco abundante en la formación Tecali, sin embargo, es un indicador de cambios en la cohesividad y oxigenación del sustrato, por lo que el buscar más y caracterizarlos, permitiría además establecer cómo se dan esos cambios, ya que el organismo que los genera al existir bajo condiciones de baja oxigenación (disminuye el intervalo de separación entre sus cámaras) y al darse cambios en la cohesividad del sustrato, presenta una separación entre cámaras (las cámaras tipo corazón), lo que se asocia a un *gap* sedimentario, es decir un periodo de no depositación o un aporte sedimentario bajo, como proponen Gaillard y Olivero (2009); Olivero 1994.

Se encontró un ejemplar que presentó una ramificación en forma de (Y), con una distancia de separación de un centímetro o menos entre las cámaras (Figura 51); los datos se especifican en la **Tabla 1**

4 branch	B1-B4	un poco de FeO2 presente				n
		cm	cm	cm	cm	
		S	D	W	L	
B1	c1-c2	1	0.4	0.9	0.7	1
	c2-c3	1.5	0.4	0.4	0.8	2
	c3-c4	0.9	0.4	0.3	0.2	3
	c4-c5	0.9	0.4	0.3	0.3	4
	c5-c6	0.8	0.4	0.6	0.2	5
	c6-c7	0.7	0.4	1.5	0.2	6
	c7-c8	1.2	0.4	1	0.4	7
	c8-c9	1.3	0.4	0.8	1	8
	c9-c10	2.1	0.4	0.8	0.2	9
	c10-c11	0.5	0.4	0.8	0.9	10
	c11-c12	0.5	0.4	0.8	0.7	11
	c12-c13	0.4	0.4	0.8	0.8	12
	c13-c14	1.5	0.4	0.8	0.5	13
	c14-c15	1	0.4	0.8	0.8	14
	c15-c16	1.1	0.4	0.8	0.8	15
	c16-c17	1.4	0.4	0.8	0.8	16
	B2	c3-c18	2	0.2	1.6	0.8
c18-c19		1.7	0.2	0.3	0.3	18
B3	C2-C20	2	0.4	0.9	0.3	19
	c20-c21	2	0.4	0.8	0.3	20
	c21-c22	1.1	0.4	0.8	0.5	21
	c22-c23	0.8	0.4	0.8	1	22
	c23-c24	0.7	0.4	1	0.7	23
	c24-c25	0.8	0.4	0.5	0.6	24
	c25-c26	2.3	0.4	1	0.8	25
B4	c26-c27	0.5	0.2	0.5	0.5	26

Tabla 5. Tabla con los valores morfológicos de acuerdo con Gaillard y Olivero (2009) (las especificaciones se muestran en la Figura 51).

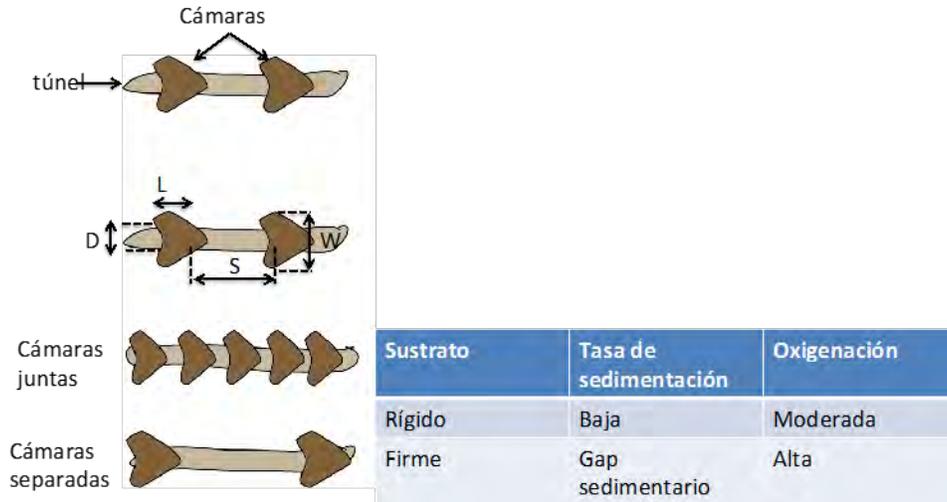


Figura 51. Morfología y significado paleoambiental de acuerdo con Gaillard y Olivero, 2009; D: diámetro del túnel; L: largo de la cámara; S: espacio entre cámaras; W: ancho de la cámara.

Ahora bien, el *Zoophycos* morfotipo 2, se caracterizó de acuerdo con Mónaco *et al.* (2016) Tabla 6, Tabla 7.

Tabla 6. Caracterización del *Zoophycos* encontrado en PT-6.

Ejemplar	Diámetro (mm)	Forma externa	Dirección de rotación	Presencia de túnel marginal	TM (túnel marginal)
1	700 mm	Forma compleja en espiral / ligeramente cónica	Derecha	Sí	10 mm
2	570mm	Forma compleja en espiral / ligeramente cónica	Derecha	Sí	10mm
3	700mm	Forma lobular compleja/ lóbulo se enrolla aumentando el tamaño	Derecha?	Sí	10 mm
4	640mm	Forma compleja en espiral / ligeramente cónica	Derecha	No	
5	indefinido	Forma lobular compleja/ lóbulo se enrolla aumentando el tamaño	No reconocible	No	
6	700mm	Forma compleja en espiral / ligeramente cónica	Derecha	No	
7	250mm	Forma lobular compleja/ lóbulo se enrolla aumentando el tamaño	Izquierda	Sí	10mm
8	460mm	Forma compleja en espiral / ligeramente cónica	Derecha	No reconocible	

Tabla 7 Los parámetros de las tablas presentadas, corresponden a los propuestos por Monaco *et al.*,2017, para caracterizar a *Zoophycos* morfotipo 2.

Ejemplar	LI (Lamellae interna)	Ápice	Lóbulos	Espirales
1	Presencia de lamellae interna en los lóbulos	apuntando hacia arriba	Lóbulo interno	Presencia de 1 o más espirales de amplitud considerable
2	Presencia de lamellae interna en espirales	apuntando hacia arriba	No presente	Presencia de 1 o más espirales de amplitud considerable
3	Presencia de lamellae interna en los lóbulos	apuntando hacia arriba	Lóbulos que aumentan sus dimensiones hacia arriba	Espirales lobuladas
4	Presencia de lamellae interna en espirales	apuntando hacia arriba	No presente	Presencia de 1 o más espirales de amplitud considerable
5	No reconocible	No reconocible	No presente	No reconocible
6	Presencia de lamellae interna en espirales	apuntando hacia arriba	No presente	Presencia de 1 o más espirales de amplitud considerable
7	Presencia de lamellae interna en los lóbulos	No reconocible	Lóbulos que aumentan sus dimensiones hacia arriba	Espirales lobuladas
8	Presencia de lamellae interna en espirales	apuntando hacia arriba	No presente	Presencia de 1 o más espirales de amplitud considerable

De acuerdo con Olivero y Gaillard (1996), este tipo de *Zoophycos* está asociado a zonas de buena oxigenación, su estructura presenta un túnel marginal, el cual no colapsa, lo que indica que se formó durante periodos de baja o nula depositación en sedimento de arenas finas, desarrollados usualmente en una zona hemipelágica (Figura 52.Imagen que muestra el túnel marginal al cual se asocia un sustrato firme (imagen tomada y modificada de Olivero y Gaillard, 1996).); de estar presentes, se asocian a un límite de secuencia.

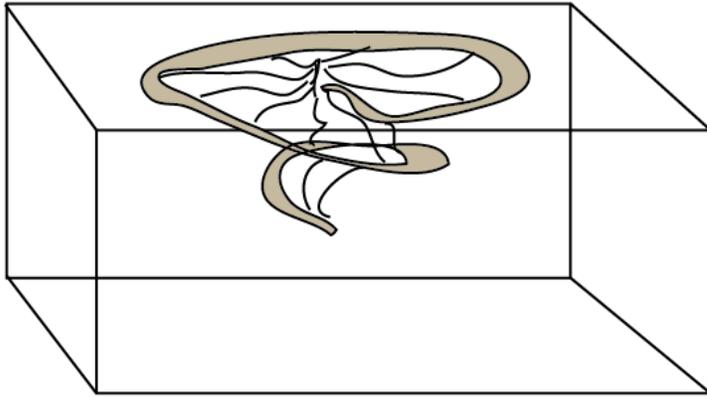


Figura 52. Imagen que muestra el túnel marginal al cual se asocia un sustrato firme (imagen tomada y modificada de Olivero y Gaillard, 1996).

Cambios en las condiciones paleoambientales durante el desarrollo del complejo turbidítico Tecali

En la columna estratigráfica general de la formación Tecali (Figura 53) se indica de manera general la ubicación de los icnofósiles registrados en cada perfil levantado; donde se muestran las condiciones relativas de oxigenación que se han reportado para cada icnogénero, reflejando las variaciones en la oxigenación. Dichos episodios están asociados a cambios en la tasa de sedimentación y tipo de sustrato, por lo que podemos inferir si hubo o no, aporte de sedimento. El esquema propuesto se basa en la descripción hecha por Olivero *et al.*, 2010.

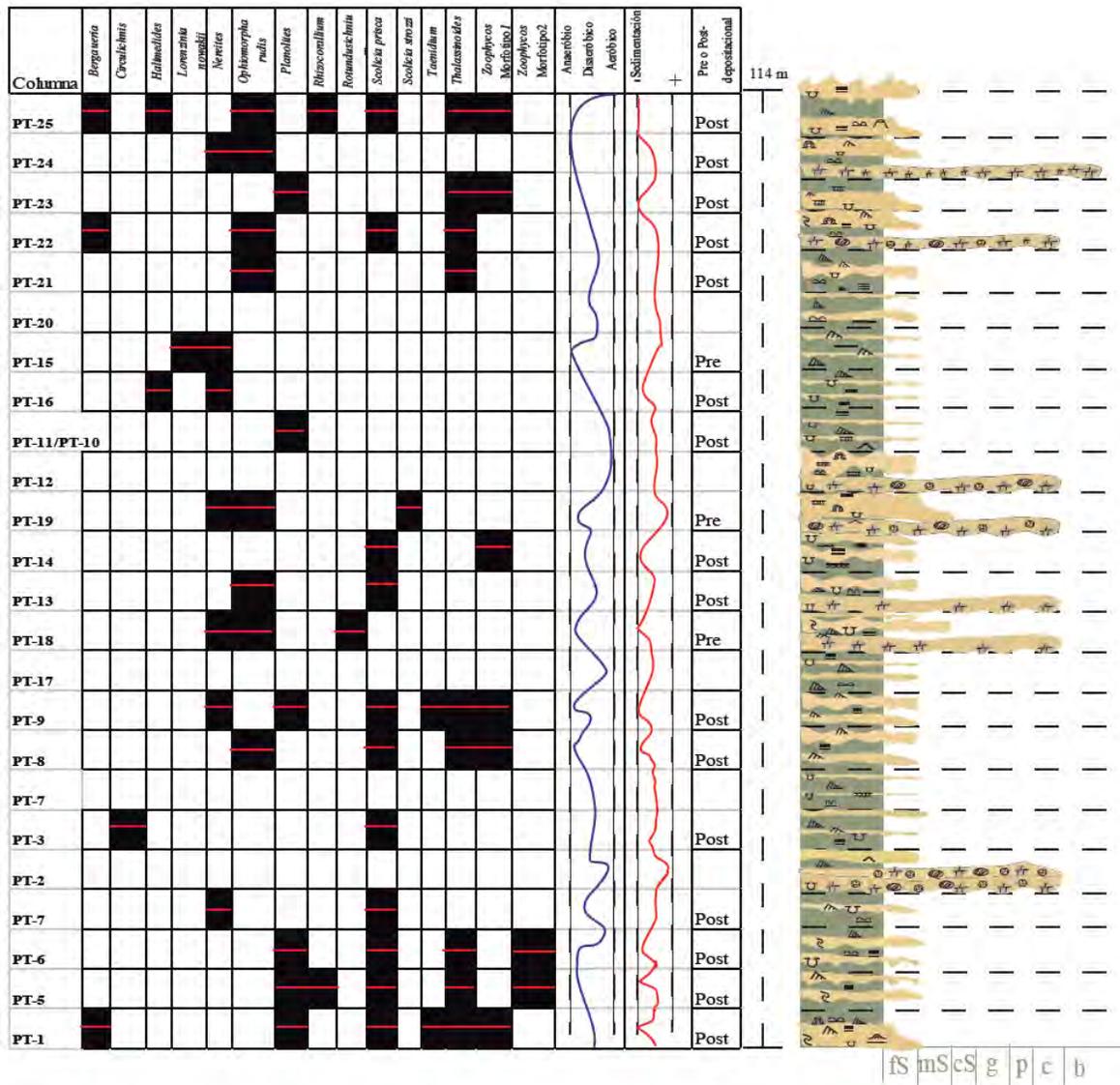


Figura 53. Icnogéneros presentes en cada una de las localidades visitadas (La Magdalena Cuaxitla, La Esperanza, Concepción Cuautla, Atoyatempan, San Antonio Juárez, B. Tonalque, Cerro Colorado y Cerro Roque).

A continuación se describe la columna a partir de la base de la unidad, mencionando a las diferentes localidades descritas en las Figura 54 y Figura 53, donde se muestra que en un inicio las condiciones de sedimentación para la formación Tecali correspondían con un aporte sedimentario muy limitado, relacionado con condiciones disaeróbicas, demostradas por la presencia de *Zoophycos* morfotipo 1, como se puede apreciar en la localidad de Concepción Cuautla (PT-1), al norponiente del área de estudio; la evolución a *Zoophycos* morfotipo 2

(similar al descrito por Olivero y Gaillard, 1996,) indica episodios de no depositación muy marcados y condiciones disaeróbicas, además la presencia de *Rhizocorallium* y *Thalassinoides* están asociados con una posible icnofacies tipo *Glossifungites* distal (PT-5 y PT-6).

Al noreste del área de estudio, en la localidad de la Magdalena Cuaxixtla PT-7, está presente *Nereites* y *Scolicia prisca*, lo que indica cambios en la oxigenación, tendiendo a condiciones anaeróbicas. Estos niveles son cubiertos por flujos de escombros (PT-2), lo cual se asocia con un posible evento tectónico que aportó oxígeno y sedimento a la cuenca. Después, se establece un periodo de estabilidad asociado con la presencia de *Circulichnis* y *Scolicia prisca*, icnofósiles asociados a anemonas (el primero) y equinodermos detritívoros de amplio intervalo de distribución (PT-3). Después se presenta un perfil con mayor proporción de finos, que pudo ser un exceso de materia orgánica que impidiera la existencia de los organismos (PT-4), ya que no presenta icnofósiles. En PT-8 y PT-9 (La Esperanza) se presenta *Zoophycos* morfotipo 1, el cual por la temporalidad se asocia a eventos disaeróbicos y de una disminución del aporte sedimentario. En PT-17 (Atoyatempan), durante el Turoniano presenta condiciones constantes de depositación, al no presentar icnofósiles. En PT-18 se presenta otro evento de inestabilidad, por la presencia de flujos de detritos, también en PT-18 los icnofósiles *Rotundusichnium* (el cual es un icnofósil de tipo grafoglipto) tienden a ser poco abundantes, sin embargo, en el estrato donde están presentes tiene una alta bioturbación, lo que indica que dejó de haber aporte sedimentario y con condiciones tendiendo a anaeróbicas. En PT-13 (Barranca La Lobera), presenta condiciones estables, ya que existen icnofósiles asociados a organismos con amplios intervalos de profundidad y zonas del abanico submarino; PT-14 (Barranca La Lobera) presenta *Zoophycos* morfotipo 1, lo que indica disminución en el aporte de sedimento y condiciones disaeróbicas en un intervalo de tiempo; en PT-19 se presenta un evento tectónico, ya que hay un nuevo aporte de flujos de detritos acompañado de arenisca tamaño medio y presenta icnofósiles predepositacionales, como es *Scolicia strozii* que indica que se dio el aporte. Además, también concuerda con un contenido más siliciclástico, mismo que contiene menos oxígeno; PT-12 (Barranca La Lobera) indica condiciones constantes en oxigenación y aporte de sedimento, ya que presenta un intercalado de areniscas y con baja proporción de lutitas, además de flujos de detritos. En PT-11/PT-10 se presentan condiciones aeróbicas asociadas

al sedimento tipo *soupground*, donde está presente *Planolites*; En PT-16 (en las cercanías del río Atoyac) por las características de *Halimedides* se puede inferir que se dio un periodo donde dejó de haber aporte y que las condiciones de oxigenación eran buenas con un cambio de *soupground* a *stifground*. En PT-15 (en las cercanías del río Atoyac) está presente *Lorenzinia nowakii* y *Nereites* lo que indica un cambio en las condiciones oxigénicas tendiendo a anaeróbicas; en PT-20 (parte sur de Atoyatempan) puede considerarse continuo, igual en PT-21 y PT-22 (Barranca Tonalaque y la parte más al sur de Atoyatempan), en el último se presenta otro evento de flujo de detritos asociado a un nuevo episodio tectónico; los depósitos posteriores en PT-23 (hacia Cerro Colorado) indican un evento donde comienza a dejar de haber depositación asociado a la presencia de *Zoophycos* morfotipo 1; en PT-24 (Cerro Roque) hay un nuevo evento de flujo de detritos con la presencia de *Nereites* y *Ophiomorpha rudis* que pudiesen indicar una disminución en la oxigenación en el sedimento; en PT-25 (Cerro Colorado) indicando una posible icnofacies tipo *Glossifungites* asociada a otro evento donde deja de haber aporte y cambia la cohesividad del sustrato con tendencias disaeróbicas. De manera general podemos observar que encima estratigráficamente de PT-19 (en Atoyatempan, que es una nueva fuente de aporte sedimentario) se vuelven más finos los estratos y hacia PT-22, PT-23, PT-24 y PT-25 (El sur de la zona de estudio, hacia San Antonio Juárez) tiende a somerizarse la cuenca.

De manera general, las localidades en las que disminuye el aporte de sedimento están asociados a *Zoophycos*, morfotipo 1 o 2, al igual que en las partes donde están presente las posibles icnofacies tipo *Glossifungites*, superficies asociadas a discontinuidades estratigráficas.

Los cambios en la sedimentación y en la oxigenación, asociados a la evolución de la cuenca indican eventos tectónicos y además marcan una influencia de surgencias, posiblemente asociadas con un flujo lateral, generado por corrientes de fondo y corrientes turbidíticas, lo cual se ve reflejado en una alta bioturbación, asociada a organismos bentónicos presentes en la formación Tecali. Esto también tiene lógica al considerar la topografía planteada de la cuenca, al presentar dos altos estructurales (al menos en distintos tiempos).

Las asociaciones presentes en Tecali son similares a las descritas por Monaco *et al.*, 2010, en la zona Norte de los Apeninos, Uchman (2001) (el grupo Hecho de los Pirineos del Norte de España); con una zona de *bypass* sedimentario asociado a dos altos estructurales (no contemporáneos), y con casi todos los icnofósiles por ellos reportados, presentes en Tecali.

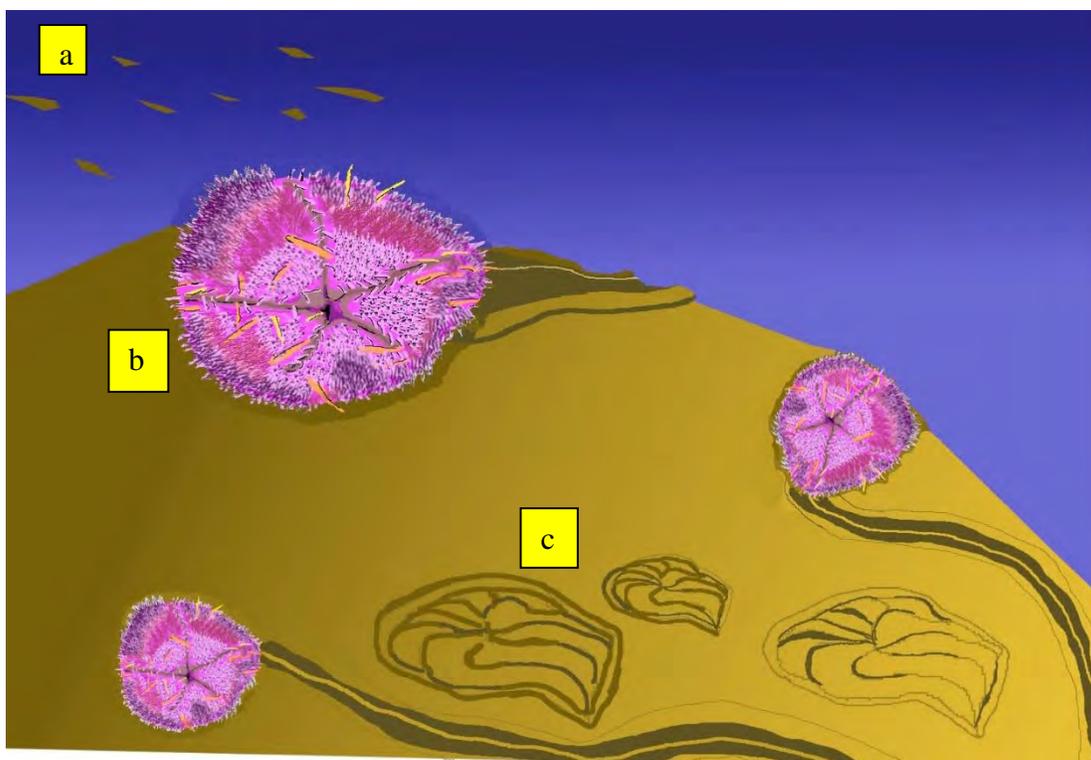


Figura 54. Se ejemplifican las condiciones ambientales que predominaban en las zonas de levée del abanico; a) detritos siendo aportados por corrientes marina profundas; b) equinodermos detritívoros de zonas profundas asociados al icnofósil Scolicia. c) Zoophycos morfotipo 2, asociado a condiciones de talud y por el tamaño a un aporte considerable de nutrientes, con variaciones en la oxigenación; su presencia indica límites de secuencias.

Evolución del complejo turbidítico

La formación Tecali es producto de diferentes fuentes de sedimento, lo que indica la posibilidad de que sea producto de un conjunto de abanicos submarinos coalescentes acumulados a lo largo del tiempo. Proponemos que corresponden con abanicos submarinos de tipo mixto (Mutti y Normark, 1987).

El complejo turbidítico de Tecali tiene una evolución propuesta de la siguiente manera:

1) Depósito de facies turbidíticas de grano fino en la zona Norte, con presencia de flujos de detritos, slumps, que indican actividad tectónica y cambios de un canal mixto a una zona de levée interno, con una paleopendiente hacia el suroeste (Icnoasociación de transición canal mixto/levée), señalado por los slumps; dónde en conjunto con los icnofósiles *Zoophycos* morfotipo 2, *Scolicia prisca* y *Rhizocorallium*, indican zonas asociadas a un levée externo, en las cercanías con un canal. Las paleopendientes en este sector también se inclinan hacia el suroeste. Además, los perfiles aledaños mantienen una correlación icnológica y litológica con las zonas de levée externo pasando a una zona de planicie (Icnoasociación de Levée externo (profundo) Figura 43.. De igual manera, lo anterior concuerda con la presencia del icnogénero *Paleodictyon*, que nos da una noción de una correlación de profundidad en ese sector (*com pers* Centeno-García).

Lateralmente se van generando los lóbulos depositacionales (Icnoasociación de Lóbulo desprendido). Por lo anterior, se interpreta un alto estructural en el sector noreste, probablemente con una plataforma carbonatada ya litificada, que aportaba clastos de caliza, proponiendo la ubicación de la línea de costa en el noreste.

2) Posteriormente, se dio un cambio de aporte en la parte central de la formación Tecali lo que se ve en Atoyatempan, donde presenta areniscas cuarzo feldespáticas de grano medio, mientras que los perfiles anteriores son calcarenitas (PT-6 y PT-1). En Atoyatempan se presenta la Icnoasociación de Transición canal/Levée/ crevasse splay, con facies de flujos de detritos y transiciones de canales mixtos a zonas de levée interno/ externo, posiblemente durante el Turoniano. Mientras el depocentro se ubicaba al centro del área de estudio, dónde está la Icnoasociación de Planicie de la cuenca/ Bypass sedimentario, donde se notan cambios de cohesividad, y facies finas de lodolitas y areniscas finas, siendo la zona de planicie del abanico. Cabe mencionar, que contemporáneas a este nuevo aporte en la formación Tecali, existen otras formaciones: Maltrata y Guzmantla asociadas a plataformas carbonatadas en la plataforma de Orizaba, lo que indica una línea de costa en la parte este del país durante ese tiempo (Ortuño-Arzate *et al*, 2003).

3) Hacia el final del levantamiento del sector noreste, la zona de planicie se convierte en la zona de bypass sedimentario, al darse un levantamiento en la zona suroeste, representada por la Icnosociación 6, con la asociación a la icnosociación 7 ubicada estratigráficamente en la cima de la icnosociación 6. Las láminas petrográficas de la icnosociación 7, presentan clastos calcáreos con foraminíferos similares a los presentes en la formación el Tentzo (*Numoloculina heimi*), lo cual indica que la formación Tentzo se litificó en un tiempo anterior al depósito de la formación Tecali, y posteriormente se erosionó, lo que concuerda con la presencia de flujos de detritos presentes en ese sector de la cuenca (tal vez generado por un levantamiento de la Sierra del Tentzo, causado por el levantamiento Laramídico durante el Cretácico tardío (Silva-Romo, 2010). Lo que llevó a la somerización de la formación Tecali, lo que concuerda con icnofósiles asociados a zonas más someras (la icnofacies *Glossifungites*) en la zona sur de la cuenca en San Antonio Juárez, Cerro Colorado y Cerro Roque, esto pudiese haber ocurrido durante o posterior al Turoniano. Sin embargo, hace falta un fechamiento con una mayor población de circones, un análisis sedimentológico y un estudio de procedencia.

4) Se infiere que no era un abanico con una pendiente muy abrupta, pues no presenta estructuras erosivas que dejaran impresos canales en los afloramientos estudiados, sin embargo, tiene un aporte de sedimento constante, aunque se puede inferir que por la batimetría las condiciones de oxigenación eran variables, con un aporte de nutrientes constantes. Sin embargo, hace falta elaborar descripciones de icnofábricas e icnocenosis de la formación, para explicar a detalle los cambios ambientales que representan los icnofósiles (Figura 55).

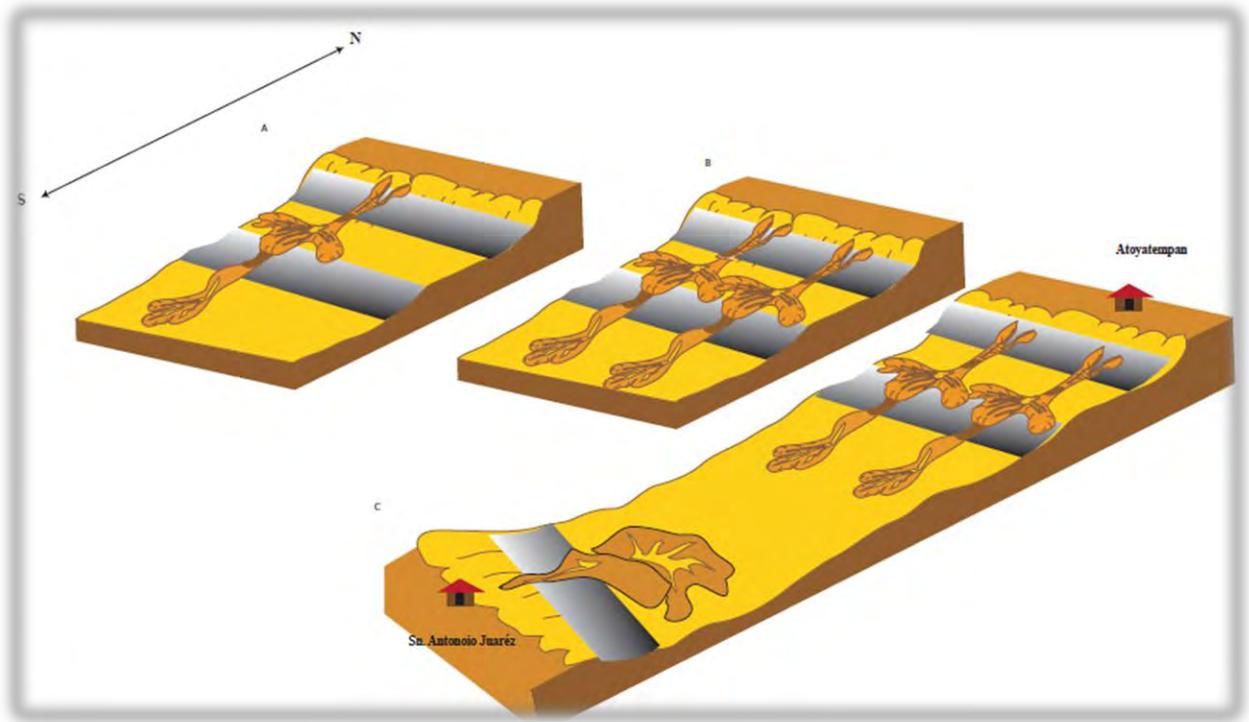


Figura 55. Modelo de evolución del complejo turbidítico de Tecali, Puebla, mostrando su evolución de izquierda a derecha. Mostrando los poblados cercanos como referencia actual. El modelo se basó en el esquema de Stevenson *et al.*, 2015.

Conclusiones

1. Respecto a la reconstrucción paleoambiental, se puede considerar que la formación Tecali es un abanico donde el sustrato fino y la cercanía con al menos dos fuentes de aporte permitieron la abundancia muy marcada de organismos detritívoros, como es el caso de *Thalassinoides*, *Scolicia* y *Zoophycos*.
2. *Scolicia* realiza un efecto de *bulldozing* en diversos estratos, lo que dificulta observar la relación temporal entre estructuras.
3. *Scolicia* está asociado a un equinodermo, e inclusive una especie deja huellas muy similares a *Scolicia* (*Hemiaster expergitus*) el cual tiene registros de estar presente en la actualidad, hasta los 2200 m de profundidad, y en conjunto con la presencia de carbonatos en todas las facies y láminas delgadas, se puede estimar una batimetría para la cuenca entre 200 m y 2200 m de profundidad.
4. La presencia de *Halimedes* y *Zoophycos* morfotipo 2, indican posibles superficies de discontinuidad estratigráfica, lo que señala un probable límite de secuencia, lo cual tendría que ser estudiado con mayor detalle, para determinar a tipo que límites de secuencias se asocian.
5. En general existen icnofósiles postdepositacionales, lo cual es común en abanicos carbonatados, mientras que los icnofósiles predepositacionales se encuentran en la zona de Atoyatempan y en las cercanías del río Atoyac, en el caso de los icnofósiles de Atoyatempan concuerdan con una icnoasociación más relacionada con una litología siliciclástica, indicando condiciones tendiendo a anóxicas en algún momento.
 - a. Finalmente resulta de gran relevancia el mencionar que el presente trabajo reporta trece icnogéneros (en una sola formación), lo cual equivale al 26% de icnogéneros marinos profundos reportados. Y si se considera que por lo menos existen cincuenta icnogéneros marinos profundos registrados de acuerdo con Uchman, esto quiere decir que las formaciones mexicanas poseen una icnodiversidad similar a la presente en formaciones europeas. El preservar estos ejemplares obtenidos durante el presente trabajo es muy importante, ya que nos permitirá comprender procesos sedimentológicos, paleobiológicos y paleoambientales. Además, se puede considerar que podríamos contar con un acervo de icnoinformación (en un futuro) comparable con la colección del museo de la Universidad

de Jagiellonian, en Kracovia, que posee el mayor acervo de icnofósiles marino profundo hasta ahora registrada.

Referencias

- Bromley, R. G. 1990. Trace Fossils. Biology and Taphonomy. London: Unwin Hyman.
- Bromley, R. G. 1996. Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications. Chapman y Hall, London, 361.
- Buatois, L. A., Mángano, M. G., Maples, C. G. Y Lanier, W. P. 1998. Ichnology of an Upper Carboniferous fluvio-estuarine paleovale: The Tonganoxie Sandstone, Buildex Quarry, Eastern Kansas. *Journal of Paleontology*, 71, 152-180.
- Buatois, L. A., Mángano, M. G. 2004. Animal-substrate interactions in freshwater environments: applications of ichnology in facies and sequence stratigraphic analysis of fluvio-lacustrine successions. *In the Application of Ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic Analysis*, ed. D. McIlroy, Geological Society Special Publication, 228, 311-333.
- Buatois, L.A., Mángano, M. G. 2011. Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time. Cambridge University Press, New York, 358.
- Callow, R., Mlroy, D., Kneller, B., Dykstra, M. 2013. Integrated ichnológica and sedimentological analysis of a Late Cretaceous submarine channel levee system: the Rosario Formation, Baja California, Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 41, 277-294.
- Crimes, T. P. 1977. Trace fossils of an Eocene deep-sea fan, northern Spain. In: Crimes, T. P., Harper, J. C., (Eds.), Trace Fossils 2. *Geol. J., Spec. Iss.* 9, 71-90.
- Crimes, T. P. Crossley, J. D., 1980. Inter-turbidite current orientation from trace fossils with an example from the Silurian flysch of Wales. *J. Sediment. Petrol* 50, 821-830.
- Crimes, T. P. Crossley, J. D., 1991. A diverse ichnofauna from Silurian flysch of the Aberystwyth Grits Formation, Wales. *Geol. Journal*, 26, 27-64.
- Cummings, J. P., Hodgson, D. M. 2011. Assessing control on the distribution of icnotaxa in submarine fan environments, the Basque Basin, Northern Spain. *Sediment. Geol.* 239, 162-187.
- Ehrenberg, K. 1944. Ergänzende Bemerkungen zu den seinerzeit aus dem Miozän von Burgschleinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. *Paläont. Zeitschr.*, 23, 345-359.
- Ekdale, A. A., Bromley R. G. 1991. Analysis of composite ichnofabrics: an example in uppermost Cretaceous chalk of Denmark. *Palaios*, 6, 232-249.
- Föllmi, K.B., Grimm, K. A. 1990. Doomed pioneers: gravity-flow deposition and bioturbation in marine oxygen-deficient environments. *Geology* 18, 1069-1072.
- Frey, R. W. 1973. Concepts in the study of biogenetic sedimentary structures. *J. Sediment. Petrol.* 43, 6-19.

- Frey, R. W. Pemberton, S. G., 1987. The *Psilonichnus* ichnoconose and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia coast: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 35, 333- 357.
- Frey, R. W., Seilacher, A. 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia* 13, 183-207.
- Fu, S. Y Werner, F. 2000: Distribution, ecology and taphonomy of the organism trace, *Scolicia*, in northeast Atlantic deep-sea sediments. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 156, 289-300.
- Fürsich, F. T. 1975. Trace fossils as environmental indicators in the Corallian of England and Normandy. *Lethaia* 8, 151, 49-64.
- Gabelli, L. 1900. Sopra un interessante impronta medusoidae. *Il Pensiero Aristotelico della Scienza Moderna*, 1(2), 74-78.
- Gaillard, J. C., Olivero, D. 2009. The ichnofossil *Halimedes* in Cretaceous pelagic deposits from the Alps: environmental and ethological significance. *Palaios* 24, 257-270.
- Giannetti, A., McCann, T. 2010. The Upper Paleocene of the Zumaya section (northern Spain): review of the ichnological content and preliminary palaeoecological interpretation. *Ichnos* 17, 137-161.
- Gillis, R. J., Gehrels, G. E., Ruiz, J., Flores de Dios-González, L. A. 2005. Detrital zircon provenance of Cambrian-Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxaca Terrane, southern Mexico, *Sedimentary Geology*, 182, 87-100.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., y Ogg, G.M., eds. 2012. *The Geological Time Scale 2012*. Amsterdam, Elsevier, 2, 1144.
- Heard, T. G., Pickering, K. T. 2008. Trace fossils as diagnostic indicators of deep-marine environments, middle Eocene Ainsa-Jaca Basin, Spanish Pyrenees. *Sedimentology* 55, 809-844.
- Heer, O. 1877. *Flora Fossilis Helvetiae. Vorweltliche Flora der Schweiz*. J. Wurster y Comp., Zürich, 182.
- Hunt, A. P., Lucas, S. G. 2007. Tetrapod icnofacies: a new paradigm. *Ichnos*, 14, 59-68.
- Kane, I. A., Kneller, B. C., Dykstra, M., Kassem, A., McCaffrey, W. D. 2007. Anatomy of a submarine channel-levee: an example from upper Cretaceous slope sediments, Rosario formation, Baja California, Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 24, 540-563.
- Keppie, J. D., Sandberg, C. A., Miller, B. V., Sánchez-Zavala, J. L., Nance, R. D., Poole, F.G. 2004. Implications of latest Pennsylvanian to Middle Permian Paleontological and U-Pb SHRIMP Data from the Tecamate Formation to Redating Tectonothermal Events in Acatlán Complex, Southern Mexico. *International Geology, Review*, 745-753.
- Kern, J.P. 1980. Origin of trace fossils in Polish Carpathians flysch. *Lethaia* 13, 347-723.
- Knaust, D. 2009. Characterisation of a Campanian deep-sea fan system in the Norwegian Sea by means of ichnofabrics. *Mar. Petrol. Geol.* 26, 1199-1211.

- Knaust, D., Bromley, R. G. (Eds). 2012. Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. Elsevier, Amsterdam., 924.
- Knaust, D. 2017. Atlas of Trace Fossils in well core, Appearance, Taxonomy and Interpretation. Springer, 219.
- Książkiewicz, M. 1954. Uwarstwienie frakcyjne i laminowane we fliszu karpackim [Graded and laminated bedding in the Carpathian Flysch]. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego 22, 399-471.
- Książkiewicz, M. 1977. Trace fossils in the flysch of the Polish Carpathians. Palaeont. Polon. 36, 1-208.
- Leszczyński, S. 1991. Oxygen-related control on predepositional icnofacies in turbidites, Guipúzcoa flysch (Albian-lower Eocene), northern Spain. Palaios 6, 271-280.
- Leszczyński, S. 1993. A generalized model for the development of ichnocoenoses in flysch deposits. Ichnos 2, 137-146.
- Leszczyński, S., Uchman, A. 1993. Biogenic structures of organic-poor sediments: examples from the Paleogene variegated shales, Polish Outer Carpathians. Ichnos 2, 267-275.
- Lundgren, B. 1891. Studier öfver fossilförande lösa block. Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 13, 111-121.
- MacEachern, J. A., Burton, J. A. 2000. Firmground *Zoophycos* in the Lower Cretaceous Viking Formation, Alberta: a distal expression of the *Glossifungites* icnofacies. Palaios 15, 387-398.
- MacEachern, J. A., Bann, K. L., Pemberton, S. G., Gingras, M. K. 2007. The Ichnofacies paradigm: High-resolution paleoenvironmental interpretation of the rock record. In Applied Ichnology, ed. J. A. MacEachern, K. L. Bann, M. K. Gingras y S. G. Pemberton, Society for Sedimentary Geology Short Course Notes, 52, 27-64.
- MacLevy, W. S. 1839. Note on the Annelida. In: Murchinson, R. L.: *The Silurian System. Part II. Organic Remains*. J. Murray. London, 699-701.
- Martinsson, A. 1965. Aspects of Middle Cambrian thanatotope on Öland. Fören. Stockholm, Förhandl. 87, 181-230.
- Martinsson, A. 1970. Toponymy of trace fossils. In Trace Fossils, ed. T. P. Crimes and J. C. Harper, Geological Journal Special Issue, 3, 323-330.
- Massalongo, A. 1855. *Zoophycos, novum genus plantorum fossilium*. Antonelli, Verona, 52 pp.
- Mendoza-Rosales. 2010. Estratigrafía y facies de las cuencas cretácicas del Sur de Puebla y su significado tectónico. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis doctoral, 190.
- Mendoza-Rosales, C.C., Centeno-García, E., Silva-Romo, G., Campos-Madriral, E., Pablo Bernal, J. 2010. Barremian rift-related turbidites and alkaline volcanism in southern Mexico and their role in the opening of the Gulf of Mexico. Earth and Planetary Science Letters, 295, 419-434.
- Miller III, W. 1991. Paleoecology of graphoglyptids. Ichnos 1, 305-312.

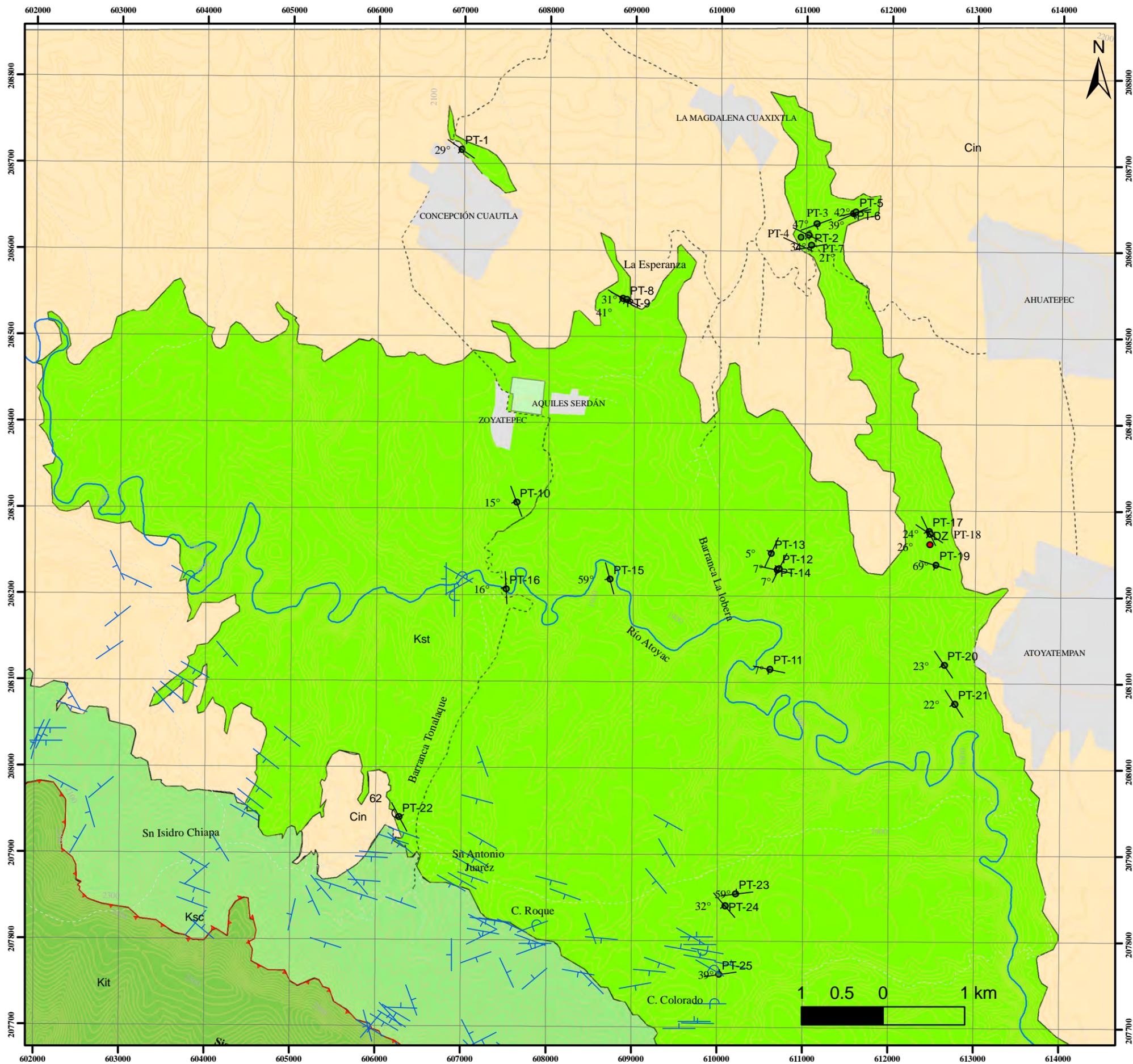
- Monaco, P., Milighetti, M., Checconi, A. 2010. Ichnocoenosis in the Oligocene to Miocene fore-deep basins (Northern Apennines, central Italy) and their relation to turbidite deposition. *Acta Geol. Polon*, 60, 53-70.
- Monaco, P., Uchman A. 1999, Deep-sea ichnoassemblages and ichnofabrics of the Eocene Scisti varicolori beds in the Trasimeno área, western Umbria, Italy, *in* Farinacci, A., y Lord, A.R., eds., *Depositional Episodes and Bioevents: Paleopelagos*, Universitá La Sapienza, Special Publication, 2, 39-52.
- Monaco, P., Bracchini, L., Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., Coccioni, R. 2016. Evolutionary trend of Zoophycos morphotypes from Upper Cretaceous-Lower Miocene in the type pelagic sections of gubbio, central Italy. *Lethaia*, 41-57.
- Monroy-Fernández, M. G., Sosa-Patrón, A. A. 1984, Geología de la sierra del Tentzo, Puebla, borde norte del terreno Mixteco: boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 43-71.
- Mulder, T., Razin, P., Faugères, J. C. 2009. Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basins (Western Pyrenees, France). *Sedimentology* 56, 997-1015.
- Mutti, E., Normark, W. R. 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: Leggett, J. R., Zuffa, G. G. (Eds.), *Marine Clastic Sedimentology: Concepts case and Case Studies*. Graham and Trotman, London, 1-37.
- Narbonne, G. M. 1984. Trace fossils in Upper Silurian tidal flat to basin slope carbonates of Arctic Canada, *Journal of Paleontology*, 58, 398-415.
- Nicholson, H. A. 1873. Contributions to the study of the errant annelids of the older Palaeozoic rock. *Proc. R. Soc. London*, 21, 288-290.
- Olivero, D. 1994. La trace fossile Zoophycos du Jurassique du Sud-Est de la France. Signification paleoenvironmentale. *Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon*, 129, 329.
- Olivero, D. 2003. Early Jurassic to Late Cretaceous evolution of Zoophycos in the French Subalpine Basin (southeastern France) *Palaergeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Amsterdam, 192, 59-78.
- Olivero, E. B., Lopez Cabrera, M.I., Malumián, N., Torres Carbonell, P. J. 2010. Eocene graphoglyptids from shallow-marine, high-energy, organic-rich, and bioturbated turbidites, Fuegian Andes, Argentina. *Acta Geol. Polon*, 60, 77-91.
- Olivero, D., Gaillard, C. 1996. Palaeoecology of Jurassic Zoophycos from south-eastern France. *Ichnos* 4, 249-260.
- Olivero, D., G. Pavia, S. R. Fernández-López, C. Mangold., M Guimar. 2010. Le GSSP du Bahonien a Bas Auran (Réserve naturelle géologique de Haute-Provence, France). *Géologie de la France*, Paris, 1, 65-77.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geofísica International*, 20, 177-202.

- Ortega-Gutiérrez, F., Elias-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macias-Romo, C., Lopez, R. 1999. Late Ordovician-Early Silurian continental collisional orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana-Laurentia connections, *Geology*, 719-722.
- Ortuño-Arzate, S., Ferket, H., Cacas, M. -C., Swennen, R., Roure, F. 2003. Late Cretaceous carbonate reservoirs in the Cordoba platform and Veracruz Basin, Eastern Mexico. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Bliedede, J. (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*. AAPG Memoir 79, 476-514.
- Padilla y Sánchez, R. J. 1973. Estudio geológico general de la Sierra del Tentzo Estado de Puebla. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. Tesis de Licenciatura (inéedita) 79.
- Phillips, C., McIlroy., D. Elliot, T. 2011. Ichnological characterization of Eocene/Oligocene turbidites from the Grès d'Annot Basin, French Alps, SE France. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocol*, 300, 67-83.
- Pickerill, R. K., y Keppie. 1981. Observations on the ichnology of the Meguma Group (Cambrian-Ordovician) of Nova Scotia. *Maritime Sediments and Atlantic Geology* 17, 130-138.
- Plieka, M. 1989. *Rotundusichnium zumayensis* ichnog. N. A new trace fossil from the Outher Carpathian Flysch of West Slovakia (Czechslovakia). *Západe karpaty. Sér. Paleont.*, 13, 69-79.
- Prantl, F. 1945. Two new problematic trails from the Ordovician of Bohemia. (In Czech, English summary). *Akadémie Tchèque Sci. Bull. Intern, Cl. Sci. Math. Nat. Méd.*, 46, 49-59.
- Quatrefages, De, M. A. 1849. Note sur la *Scolicia prisca* (A. de Q.) annélide fossile de la Craie. *Ann. Sci. Nat.*, 3 sér., Zool, 12, 265-266.
- Reineck, H. E. 1963. Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. *Abhandlungen der senckenbergische naturforschende Gesellschaft*, 505, 1-138. -1967. Parameter von Schichtung und Bioturbation. *Geologisches Rundschau*. 56, 420-430.
- Savi, P., Meneghini, G. 1850. Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche concernati la geologia della Toscana e dei paesi limitrofi. Appendix in: Murchinson, R. I., *Memoria sulla struttura geológica delle Alpi, degli Apennini e dei Carpazi*. Stemparia granucale, Firenze, 246-528.
- Savrda, C.E. 2012. Chalk and related deep-marine carbonates. In: Knaust, D., Bromley, R. G. (Eds.), *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*. *Developments in Sedimentology* 64, Elsevier, Amsterdam, 777-806.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C. 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, *Geological Society of America Special Paper* 278, 153.
- Seilacher, A., 1953. Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 96, 421-452.
- Seilacher, A. 1962. Paleontological studies of turbidite sedimentation end erosion. *J. Geol.*, 70, 227-234.

- Seilacher, A. 1967b. Bathymetry of trace fossils. *Mar. Geol.*, 5, 413-428.
- Seilacher, A. 1967a. Fossil behavior. *Scientific American*, 217, 72-80.
- Seilacher, A. 1974. Flysch trace fossils: evolution of behavioural diversity in the deep-sea. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1974, 223-245.
- Seilacher, A. 1977. Pattern analysis of *Paleodictyon* and related trace fossils. In Crimes, T.P., Harper, J. C. (Eds.), *Trace Fossils 2. Geol. J., Spec. 9*, 289-334.
- Serrano-Barañas, C.I., Centeno-García, E. 2014. Paleoenvironmental interpretation using fossil record: San Juan Raya Formation. Zapotitlán Basin, Puebla, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31 (1), 1-13.
- Silva-Romo, G. 2010. Origen tectónico y evolución de la cuenca Tehuiztzingo-Tepexi, Estado de Puebla, Tesis para obtener el grado de Doctor en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, 196.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales (eds.). 2016a. Manual para el Trabajo Geológico de Campo. Capítulo Medición de una columna estratigráfica., 746-760. Versión digital.
- Silva-Romo, G., Mendoza-Rosales (eds.). 2016b. Manual para el Trabajo Geológico de Campo. Capítulo La red estereográfica en el trabajo de campo., 122-156. Versión digital.
- Stow, D. A. V. 2006. *Sedimentary Rocks in the field. A color guide.* Academic Press, 320.
- Stevenson, C. J., Jackson, C. A. L., Hodgson, D. M., Hubbard, S. M., Eggenhuisen, J. T. 2015, Deep-water sediment bypass: *Journal of sedimentary Research*, 85, 1058-1081.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Meza-Figueroa, D.M., Vega-Granillo, R., Campa-Uranga, M.F. 2005. U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern México: *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 682-699.
- Tapanila, L. 2008. The endolithic guild: an ecological framework for residential cavities in hard substrates. In *Current Developments in Bioerosion*, ed. M. Wisshak y L. Tapanila, Erlangen Earth Conference Series Berlin: Springer-Verlag, 3-20.
- Thayer, C. W. 1979. Biological bulldozers and the evolution of marine benthic communities. *Nature* 203, 458-461.
- Thomas, E., Zachos, J.C., Bralower, T.J. 2000. Deep-sea environments on a warm earth: latest Paleocene-early Eocene. In: Huber, B. T., MacLeod, K. G., Wing, S. L. (Eds.), *Warm Climates in Earth History.* Cambridge University Press, Cambridge, 132-160.
- Torres, R. Ruiz, J., Patchett, P. J., Grajales, J. M. 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico: Tectonic implications for reconstructions of southern North America, en Bartolini, C., Wilson, J. L., y Lawton, T. F., (eds.), *Meozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper*, 340, 191-196.
- Uchman, A. 1991. Trace fossils from stress environments in Cretaceous-Paleogene flysch of the Polish Outer Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 61, 207-220.

- Uchman, A. 1995. Taxonomy and palaeoecology of flysch trace fossils: the Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). *Beringeria* 15, 115.
- Uchman, A. 1998. Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: a revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material. *Ann. Soc. Geol. Polon.* 68, 105-218.
- Uchman, A. 1999. Ichnology of the Rhenodanubian Flysch (Lower Cretaceous-Eocene) in Austria and Germany. *Beringeria*, 25, 65-171.
- Uchman, A. 2001. Eocene flysch trace fossils from the Hecho Group of the Pyrenees, northern Spain. *Beringeria*, 28, 3-41.
- Uchman, A. 2003. Trends in diversity, frequency and complexity of graphoglyptid trace fossils: evolutionary and palaeoenvironmental aspects. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeocol.*, 192, 123-142.
- Uchman, A. 2004a. Phanerozoic history of deep-sea trace fossils. In: McIlroy, D. (Ed.), *The Application of ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*. *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, 228, 25-139.
- Uchman, A. 2004b. The *Ophiomorpha rudis* ichnosubfacies of the *Nereites* ichnosubfacies. In: Buatois, L.A., Mángano, M.G. (Eds.), *Ichnia 2004. First International Congress on Ichnology, April 19-23, 2004, Museo Paleontológico Egidio Fergulio, Trelew, Patagonia, Argentina, 79-80. Abstract Book*.
- Uchman, A. 2007a. Deep-sea ichnology: development of major concepts. In Miller III, W. (Ed.), *Trace Fossils. Concepts, Problems, Prospects*. Elsevier, Amsterdam, 248-267.
- Uchman, A. 2007b. Deep-sea trace fossils of the Pagliario Formation (Paleocene) in the North Apennines, Italy. *Beringeria*, 37, 217-237.
- Uchman, A. 2009. The *Ophiomorpha rudis* ichnosubfacies of *Nereites* ichnofacies: characteristics and constraints. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 276, 107-119.
- Uchman, A., Bubniak, I., Bubniak, A. 2000. *Glossifungites* Ichnofacies in the area of its nomenclatural archetype, Lviv, Ukraine. *Ichnos*, 7, 183-193.
- Uchman, A., Wetzel, A. 2011. Deep-sea ichnology: the relationships between depositional environment and endobenthic organisms. In: Hüneke, H., Mulder, T. (Eds.), *Deep-sea Sediments. Developments in Sedimentology*, Elsevier, Amsterdam, 63, 517-556.
- Uchman, A., Wetzel, A. 2012. Deep-sea fans. In: Knaust, D., Bromley, R. G. (Eds.), *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. Developments in Sedimentology*, 64. Elsevier, Amsterdam, 643-672.
- Vaziri, S. H., Fürsich, F. T. 2007. Middle to Upper Triassic deep-water trace fossils from the Ashin Formation, Nakhlak area, Central Iran: *International Journal of sciences, Islamic Republic of Iran*, 18, 256-268.
- Vyalov, O. S. 1971. The rare Mesozoic problematic from Pamir and Caucasus. (In Russian, English summary). *Paleont. Sbornik*, 7, 85-93.

- Walker, R. G., James (ed.). 1992. Facies Models- response to sea level change. 454. Geological Association of Canada.
- Wetzel, A. 1984. Bioturbation in deep-sea fine-grained sediments: influence of sediment texture, turbidite frequency and rates of environmental changes. In: Stow, D. A.V., Piper, D. J.W. (Eds.), Fine grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies. Geol. Soc. Spec. Publ., 15, 597-608.
- Wetzel, A., Uchman, A. 2001. Sequential colonization of muddy turbidites in the Eocene Belove'za formation, Carpathians, Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 168, 171-186.
- Yang, B. C., Dalrymple, R. W., Gingras, M. K., Pemberton, S. G. 2009. Autogenic occurrence of *Glossifungites* icnofacies: Examples from wave-dominated, macrotidal flats, southern coast of Korea. Marine Geology 260, 1-5.
- Zenker, J. C. 1836. Historisch-topographisches Tascheubuch von Jena und seiner Umgebung besonders in senior naturwissenschaftlicher und medicinischer Beziehung. J. C. Zenker, Jena, 338.
- Zepeda-Martínez. M. C. 2013. Estratigrafía y Sedimentología de la Sierra del Tentzo, Estado de Puebla, México. Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis licenciatura (inédita).



Formación Tecali, Puebla

Simbología

- Cenozoico indiferenciado (Cin)
- formación Chiapa (Ksc)
- formación Tecali (Kst)
- formación Tentzo (Kit)
- Rumbo (presente trabajo)
- Rumbo invertidos
- Zepeda-M (2013)
- DZ
- Perfil de facies

Mapa de referencia.....Zepeda-Martínez (2013)
 Cartas topográficas (INEGI)...E14B53 Totimehuacán
 E14B54 Tepeaca
 Elipsoide.....WGS84
 Huso.....14Q
 Cuadrícula.....UTM a cada 1000m

- Río Atoyac
 - falla inversa
- 1:50,000

Declinación magnética 4° 16' E, con una variación magnética de 7' por año

Era	Periodo	Epoca	Piso	Presente trabajo
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno		
		Plistoceno		
	Neógeno	Plioceno		
		Mioceno		
	Paleógeno	Oligoceno		
		Eoceno		
Mesozoico	Cretácico	Superior	Maastrichtiano	
			Campaniano	
			Santoniano	
			Coniaciano	
			Turoniano	
		Inferior	Comanchiano	
			Albiano	
			Apelino	
			Ensenadense	
			Hadramautense	
Jurásico				
Triásico				

No aflora Erosión o no depósito



Mapa: Tesis de maestría en Ciencias de la Tierra, UNAM.
 Autor: Saldaña-Monroy Fco. Enrique (2018),



Apéndice paleocorrientes

Datos de paleocorrientes y paleotaludes de la columna Concepción Cuautla (PT-1)

A continuación, se muestran los datos tomados y las paleo-orientaciones obtenidas del perfil PT-1 en la Tabla 1, Tabla 2, Figura 1, Tabla 3, Tabla 4, Figura 2

Tabla 1; Slump tomado en las cercanías de la columna PT-1, siendo S0 el estrato original.

PT-1 (LHM)		
	Rumbo	Echado
S0	132	33
Slump	112°	12

Tabla 2; Datos una vez que se rotaron de acuerdo con el estrato original.

1:	42.00	0.00 SE	Planar	4:	■	○ //great circle// S0, 132°, 33 SW
2:	142.91	22.07 NE	Planar	9:	●	○ //great circle// slump 112°, 12

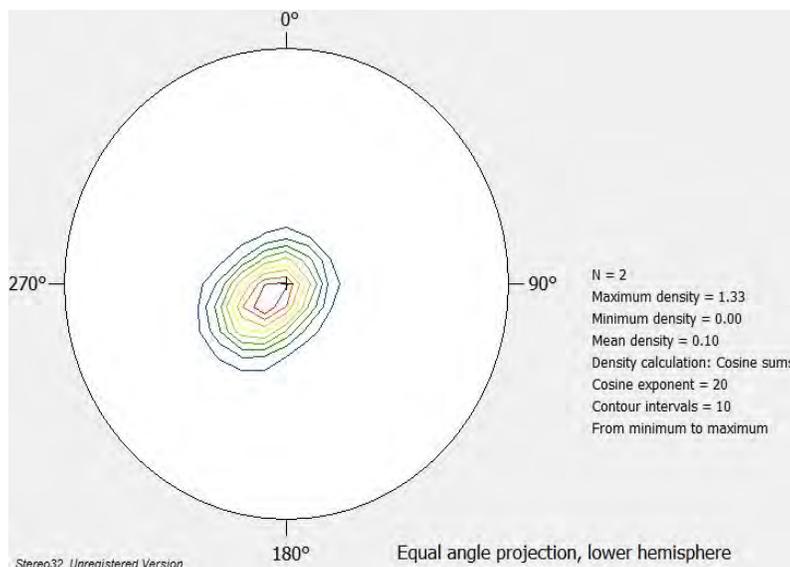
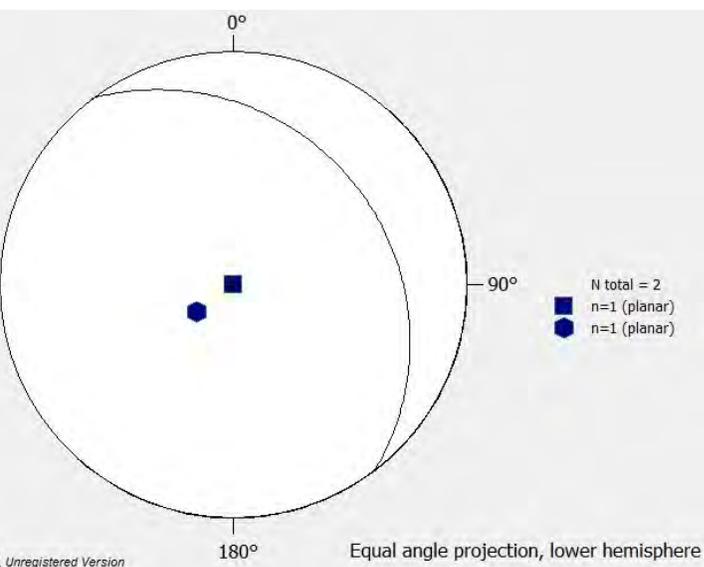


Figura 1; izquierda Ubicación del plano S0 y el slump; derecha Dirección de inclinación del slump.

Tabla 3; Tabla de los pitch de los flute cast, transformados mediante la red de Wulff, de PT-1.

CONCE	Flutes			transformadas con Wulff
S0	128°	30	va hacia el N	
flute cast	linea/pitch	130		76 24
flute cast	linea/pitch	112		62 28
flute cast	linea/pitch	140		84 22
flute cast	linea/pitch	140		84 22
flute cast	linea/pitch	131		79 24
flute cast	linea/pitch	140		84 22
flute cast	linea/pitch	133		81 24
flute cast	linea/pitch	128		76 25
flute cast	linea/pitch	139		85 22
flute cast	linea/pitch	163		110 10
flute cast	linea/pitch	156		104 14
flute cast	linea/pitch	172		120 4
flute cast	linea/pitch	173		118 5
flute cast	linea/pitch	168		115 6
flute cast	linea/pitch	171		118 4
flute cast	linea/pitch	169		118 6
flute cast	linea/pitch	167		115 6
flute cast	linea/pitch	174		118 4
flute cast	linea/pitch	172		118 6
flute cast	linea/pitch	171		116 6
flute cast	linea/pitch	175		122 3
flute cast	linea/pitch	176		128 0
flute cast	linea/pitch	172		120 4
flute cast	linea/pitch	162		110 8
flute cast	linea/pitch	162		110 8

Tabla 4; Datos rotados de acuerdo con el S0 de los flute cast de PT-1.

No:	Azmut:	Dip/Plunge:	Type:	Mark:	Comment:
1:	38.00	0.00 SE	Planar	4:  	//great circle// S0; 128, 30 N Conce FLUTES
2:	252.23	0.44	Linear	1: +	FLUTE 76, 24
3:	59.05	0.19	Linear	1: +	FLUTE 62,28
4:	79.83	0.14	Linear	1: +	FLUTE 84,22
5:	79.83	0.14	Linear	1: +	FLUTE 84,22
6:	74.82	0.43	Linear	1: +	FLUTE 79,24
7:	79.83	0.14	Linear	1: +	FLUTE 84,22
8:	76.55	1.04	Linear	1: +	FLUTE 81,24
9:	71.92	0.51	Linear	1: +	FLUTE 76,25
10:	80.70	0.47	Linear	1: +	FLUTE 85,22
11:	287.49	0.10	Linear	1: +	FLUTE 110,10
12:	100.43	0.70	Linear	1: +	FLUTE 104,14
13:	299.08	0.52	Linear	1: +	FLUTE 120,4
14:	296.85	0.63	Linear	1: +	FLUTE 118,5
15:	293.76	1.22	Linear	1: +	FLUTE 115,6
16:	297.34	1.50	Linear	1: +	FLUTE 118,4
17:	116.36	0.24	Linear	1: +	FLUTE 118,6
18:	293.76	1.22	Linear	1: +	FLUTE 115,6
19:	297.34	1.50	Linear	1: +	FLUTE 118,4
20:	116.36	0.24	Linear	1: +	FLUTE 118,6
21:	294.62	0.74	Linear	1: +	FLUTE 116,6
22:	301.31	0.39	Linear	1: +	FLUTE 122,3
23:	128.00	0.00	Linear	1: +	FLUTE 128,0
24:	288.44	1.86	Linear	1: +	FLUTE 110,8
25:	288.44	1.86	Linear	1: +	FLUTE 110,8

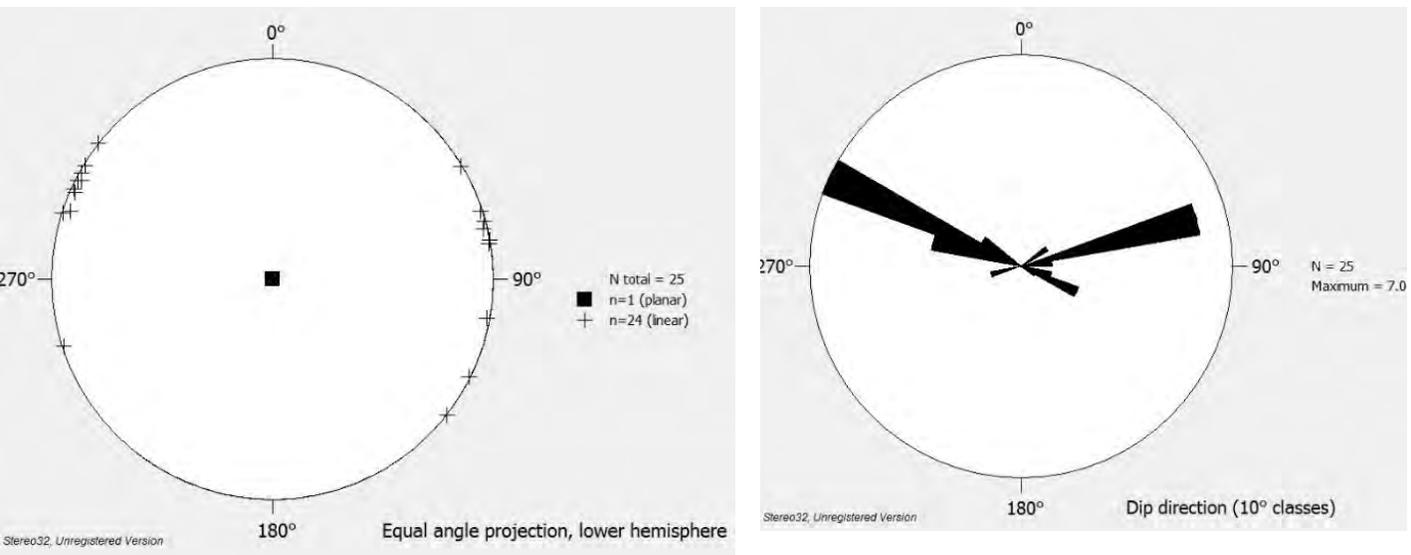


Figura 2; Mostrando izquierda la ubicación de las líneas en el estrato; derecha las direcciones de líneas.

Datos de paleotaludes del perfil PT-6, en las cercanías de la Magdalena Cuaxixtla.

A continuación, se muestran los datos de paleotaludes de PT-6., Tabla 5, Tabla 6, Figura 3.

Tabla 5; Tabla de los slumps asociados al punto PT-6 (SF-2).

09-abr	SIF			
s0	078°	42		estrato
Slump	010°	22		Plano axial
Slump	46°	42		Plano axial
Slump	40°	52		Plano axial
Slump	192	51		Plano axial
Slump	128°	78		Plano axial
Slump	32°	62		Plano axial

Tabla 6; Datos rotados respecto al estrato original de PT-6.

No:	Azimet:	Dip/Plunge:	Type:	Mark:	Comment:
1:	168.00	0.00 E	Planar	4: ■	○ //great circle// S0; 78°, 42
2:	111.94	38.47N	Planar	9: ●	○ //great circle// Slump: 10°, 22
3:	155.97	21.26 NE	Planar	9: ●	○ //great circle// Slump: 46°, 42
4:	173.83	29.19 E	Planar	9: ●	○ //great circle// Slump: 40°, 52
5:	30.74	75.16 NW	Planar	9: ●	○ //great circle// Slump: 192°, 51
6:	144.35	54.89 SW	Planar	9: ●	○ //great circle// Slump: 128°, 78
7:	0.57	40.60 E	Planar	9: ●	○ //great circle// Slump: 32°, 62

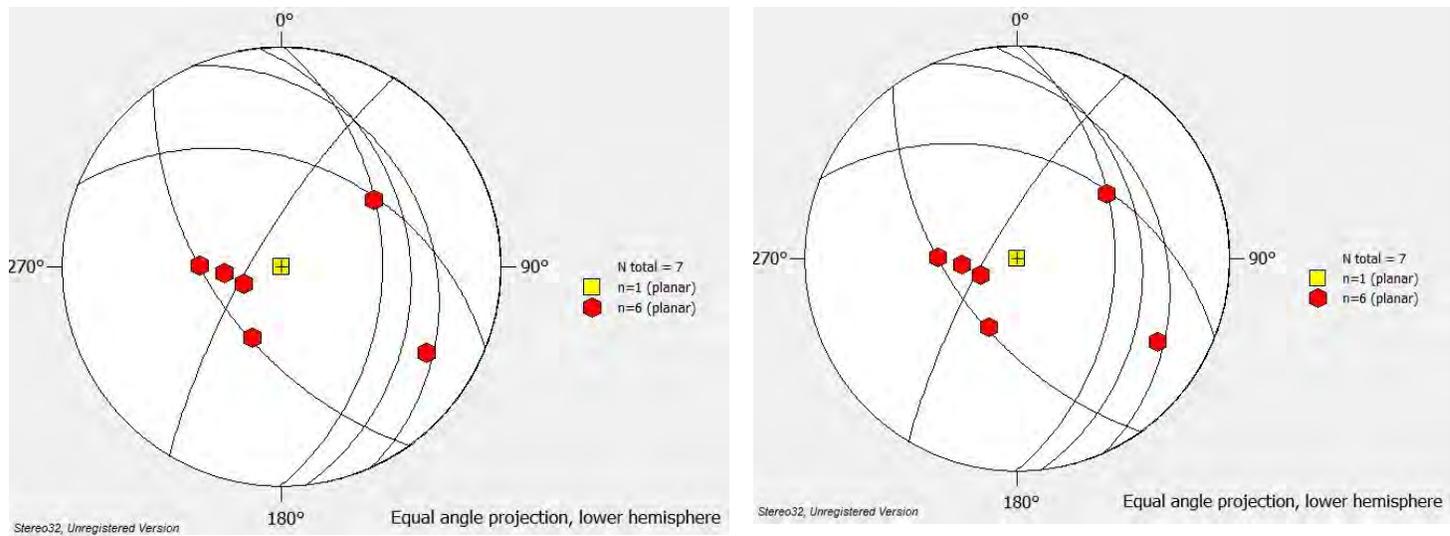


Figura 3; mostrando en la imagen superior izquierda la posición de los estratos; imagen superior derecha), densidad de puntos, inferior izquierda Dirección de inclinación.

Datos de paleopendientes en Atoyatempan (PT-18).

A continuación, se muestran los datos de paleotalud de PT-18, Tabla 7, Tabla 8 y Figura 4.

Tabla 7; Datos de slumps asociados al perfil PT-18.

ATO	Rumbo	Echado		
s0	129°	58		
Slump	327	24		plano axial
Slump	256	11		plano axial
Slump	271	1		plano axial
Slump	161	25		plano axial
Slump	280	20		plano axial
Slump	273	25		plano axial

Tabla 8; Datos de slumps de PT-18 una vez rotados.

No:	Azimut:	Dip/Plunge:	Type:	Mark:	Comment:
1:	39.00	0.00 SE	Planar	4: 	○ //great circle// 50; ATO 129°; 58
2:	136.31	81.02 NE	Planar	9: 	○ //great circle// slump 327°,24
3:	119.32	64.99 NE	Planar	9: 	○ //great circle// slump 256°,11
4:	128.28	58.79 NE	Planar	9: 	○ //great circle// slump 271°,1
5:	107.84	38.35 N	Planar	9: 	○ //great circle// slump 161°,25
6:	143.56	41.27 NE	Planar	9: 	○ //great circle// slump 280°,20
7:	114.34	79.03 NE	Planar	9: 	○ //great circle// slump 273°,25

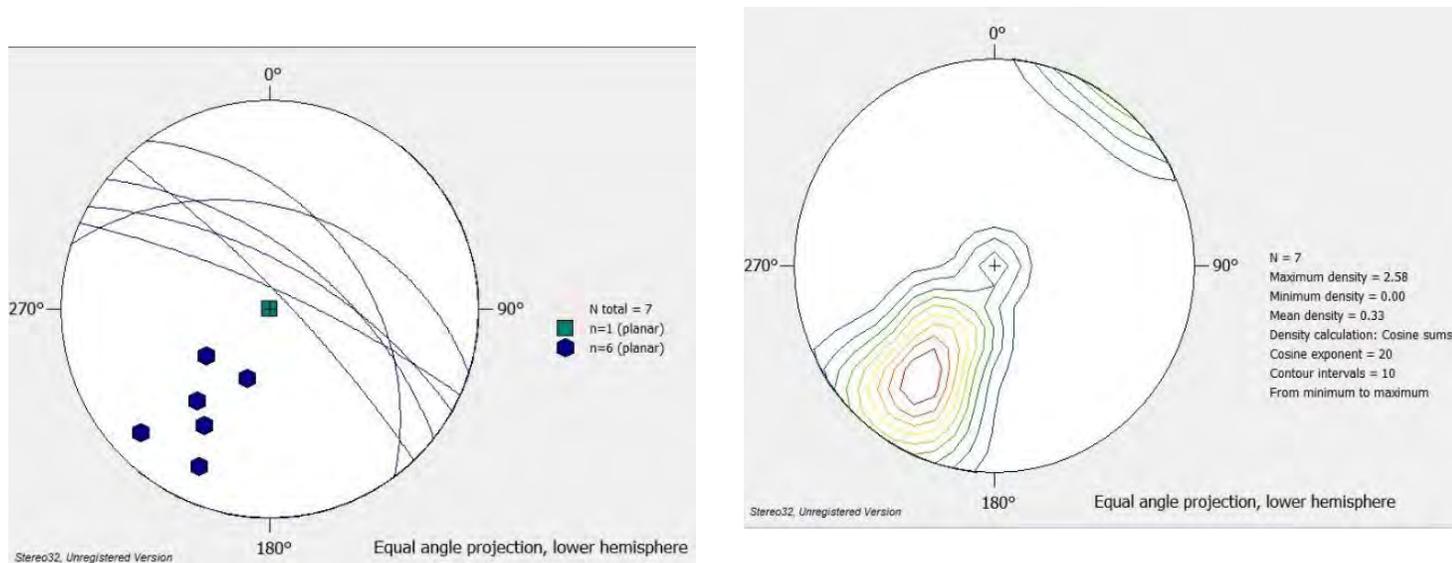


Figura 4 Superior izquierda Ubicación de los estratos; superiorior derecha Densidad de puntos.

Apéndice Petrográfico

La información de la ubicación de las muestras y el número de estas se muestra en la Tabla 1 y Figura 1.

Tabla 1; Lista de muestras laminadas y caracterizadas petrográficamente.

Número	Muestra	Observaciones	Localidad
1	PT-1	Muestra descubierta	Concepción Cuautla
2	PT-6	Muestra descubierta	La Magdalena Cuaxixtla
3	PT-9	Muestra descubierta	La Esperanza
4	PT-18-D	Muestra descubierta	Atoyetempán
5	PT-21	Muestra descubierta	Atoyetempán
6	PT-12	Muestra descubierta	B. la Lobera
7	PT-11	Muestra descubierta	B. la Lobera
8	PT-22	Muestra descubierta	B. Tonalaque
9	PT-24	Muestra descubierta	Cerro Roque

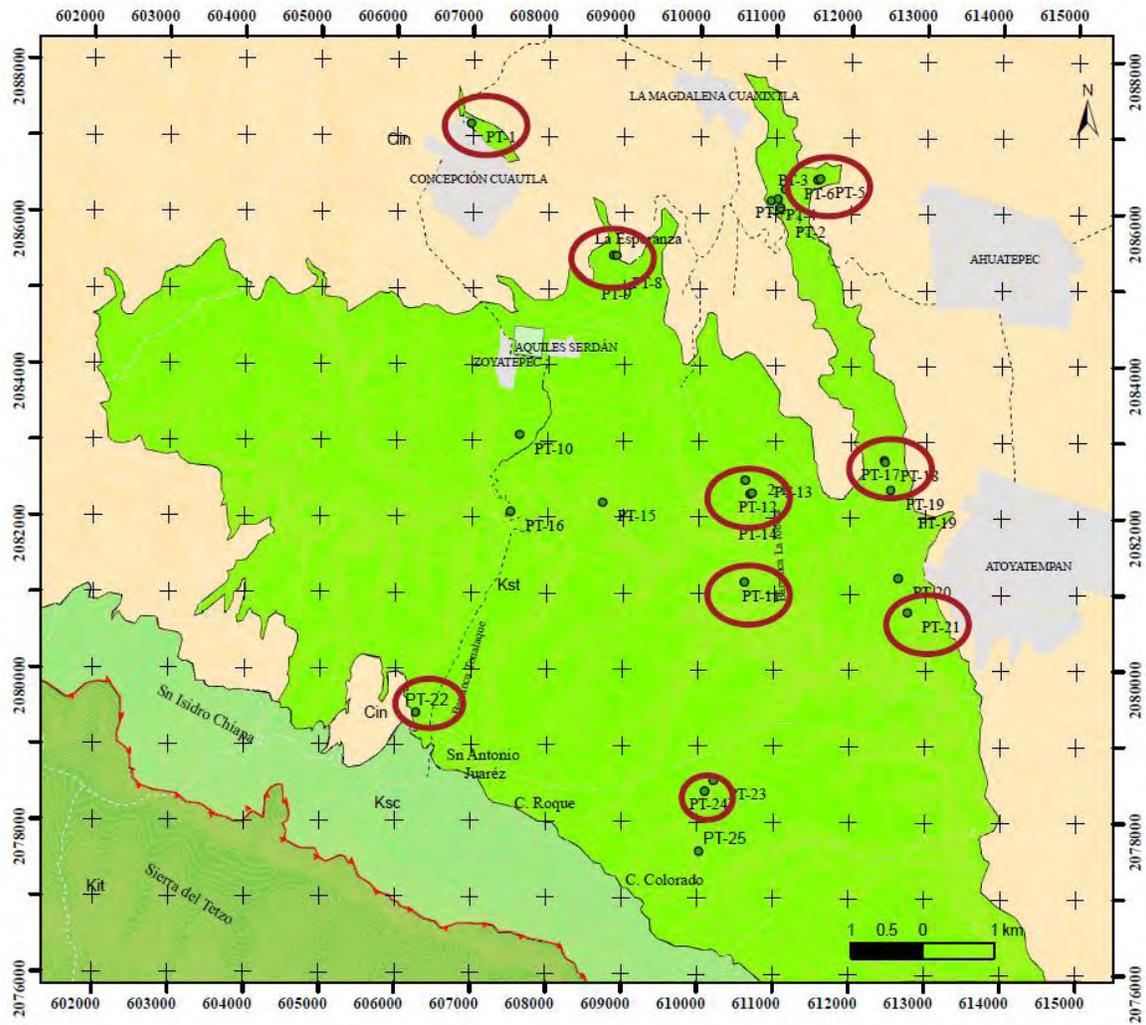


Figura 1; Mapa señalando los perfiles de donde se tomó una muestra petrográfica.

A continuación, se describen las láminas:

PT-1) Calcarenita; compuesta de arenisca de grano fino, bien seleccionada, subangulosos y subredondeados, micritización presente, soportada por clastos, con contactos subangulosos. Los clastos son de 1; clasto de wackestone con foraminíferos planctónicos y micritización presente. 2; clastos de cuarzo monocristalino, clastos de feldespato, extraclastos de caliza y foraminíferos planctónicos micritizados Figura 2.

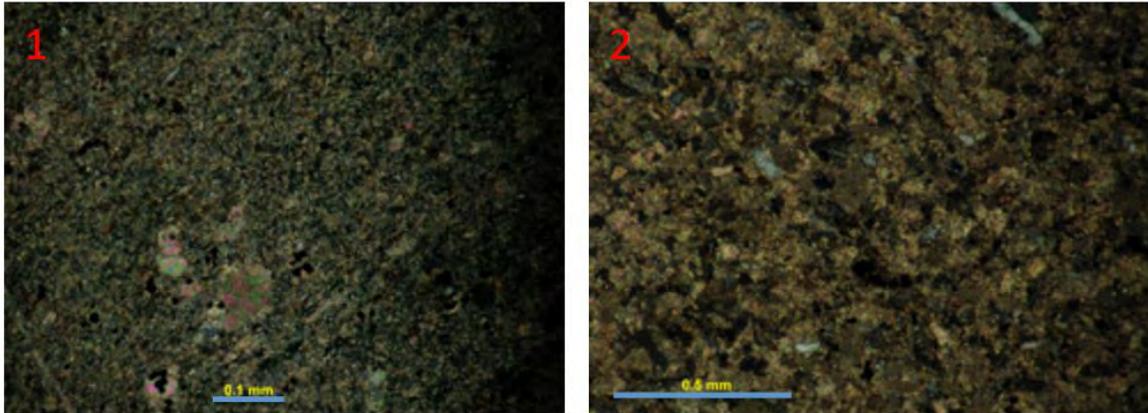


Figura 2; fotografías con nicoles cruzados de la lámina PT-1.

PT-6) Calcarenita; compuesta de arenisca de grano fino, bien seleccionada, subangulosos y subredondeados, micritización presente, soportada por clastos, con contactos subangulosos. Los clastos son de 1; Cristales de calcita, con cristales de cuarzo monocristalino y clastos micritizados. 2; Cristales de calcita, cristales de cuarzo monocristalino, plagioclasas y clastos micritizados. 3; Cristales de calcita, cristales de cuarzo monocristalino, plagioclasas, micas presentes, clastos micritizados y fragmentos de muscovita. 4; Cristales de calcita, cristales de cuarzo monocristalino, plagioclasas, micas presentes, clastos micritizados y bioclastos Figura 3.

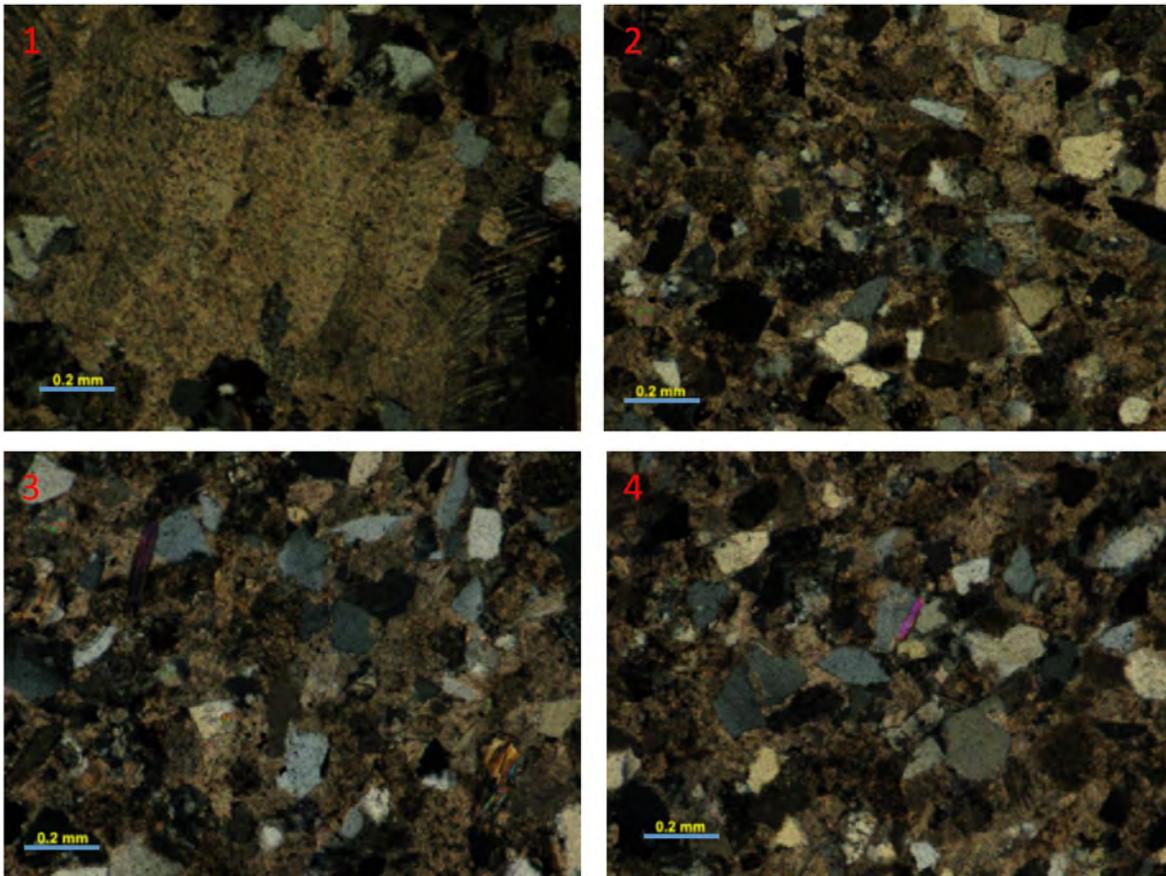


Figura 3; fotografías con nicoles cruzados de la lámina PT-6.

PT-9) Arenisca híbrida/Calcarenita; compuesta de arenisca de grano fino, bien seleccionada, subangulosos y subredondeados, micritización presente, soportada por clastos, con contactos subangulosos. Los clastos son de 1; cristales monocristalinos de cuarzo, cristales de calcita y clastos micritizados. 2; cristales monocristalinos de cuarzo, fragmentos de plagioclasa, cristales de calcita y foraminíferos bentónicos micritizados. 3; foraminíferos micritizados, cristales de plagioclasa, fragmentos de mica y cristales de cuarzo monocristalinos. 4; cristales de calcita, cristales de cuarzo monocristalino y micas orientadas, con foraminíferos micritizados Figura 4.

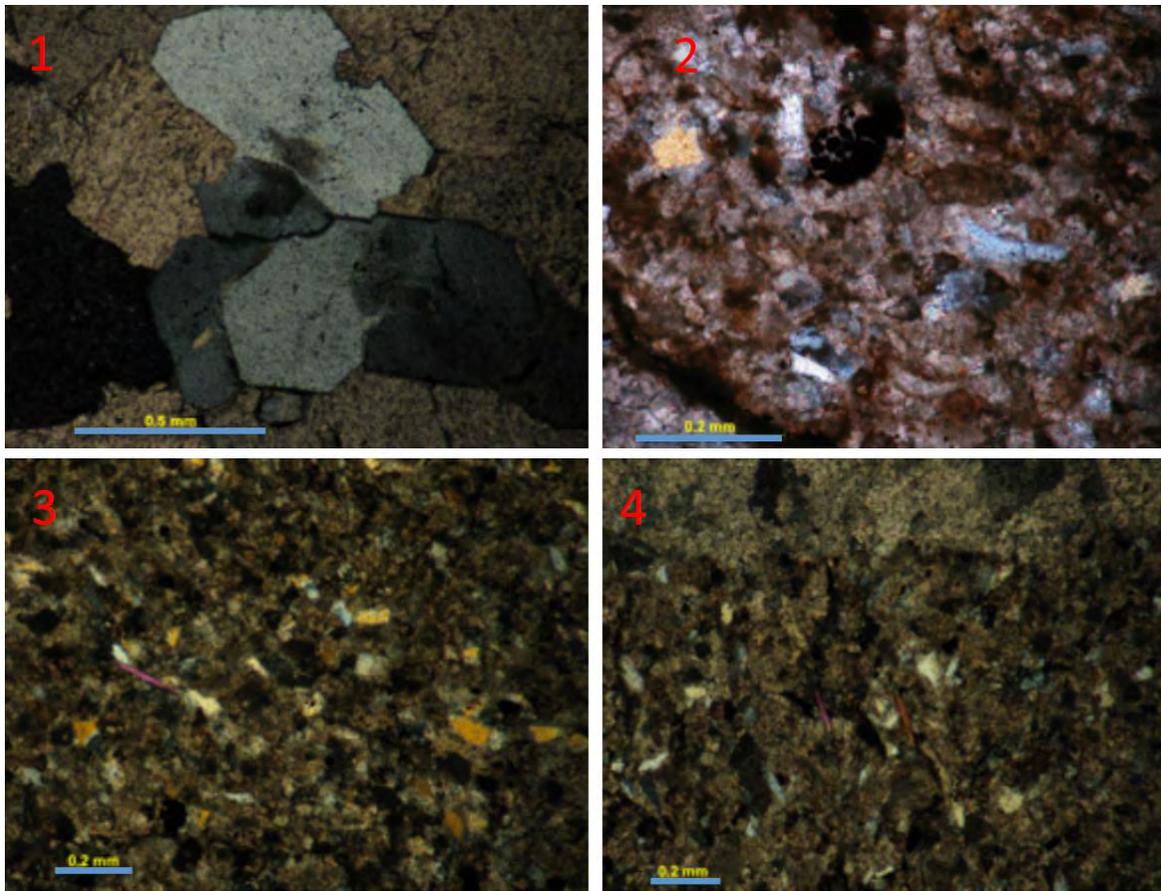


Figura 4; fotografías con nicoles cruzados de la lámina PT-9.

PT-18/DZ) Arenisca cuarzolítica feldespática; 1; clastos de cristales de cuarzo monocristalino, intraclastos calcáreos, clastos micritizados, fragmentos de conchas de pelecípodos y micas raras. 2; clastos de cuarzo monocristalino, intraclastos micritizados y la presencia de muscovita. 3; clastos de cuarzo monocristalino, intraclastos de caliza, fragmento de mica Figura 5.

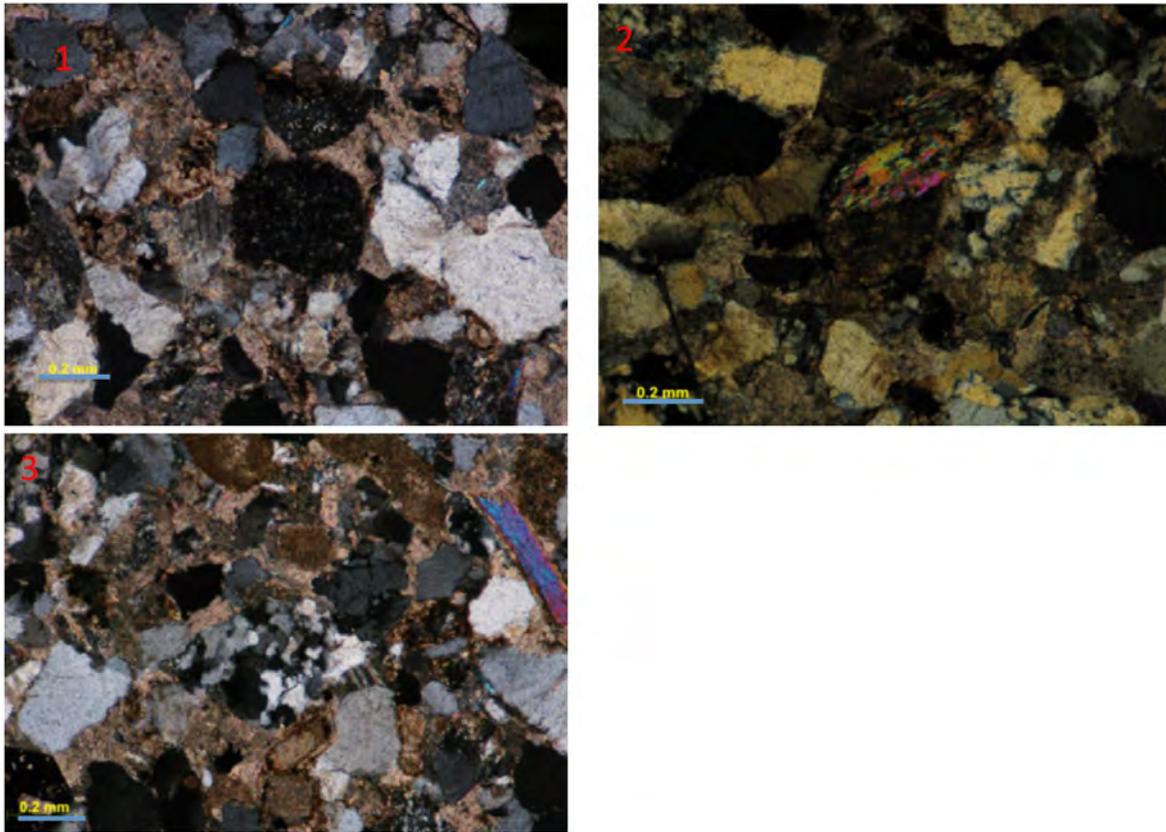


Figura 5; fotografías con nicoles cruzados de la lámina PT-18/DZ

PT-21) Calcarenita; compuesta de arenisca de grano fino, bien clasificada, subangulosos y subredondeados, porosidad primaria y secundaria obliterada por micrita, soportada por clastos. Los clastos son: 1; con clastos de Wackestone de foraminíferos planctónicos abundantes, calciesferas comunes (*Calcisphaerula*) y radiolarios raros. 2; con clastos de Wackestone de foraminíferos planctónicos abundantes, calciesferas poco abundantes. 3; mostrando cristales de cuarzo monocristalino, feldespato, clastos calcáreos, fragmentos de mica y reemplazamiento de foraminíferos planctónicos y calciesferas. 4; Clastos volcánicos, clastos de feldespato y micritización de foraminíferos planctónicos. Embebidos en una matriz micritica y otros clastos con calcita como cementante Figura 6.

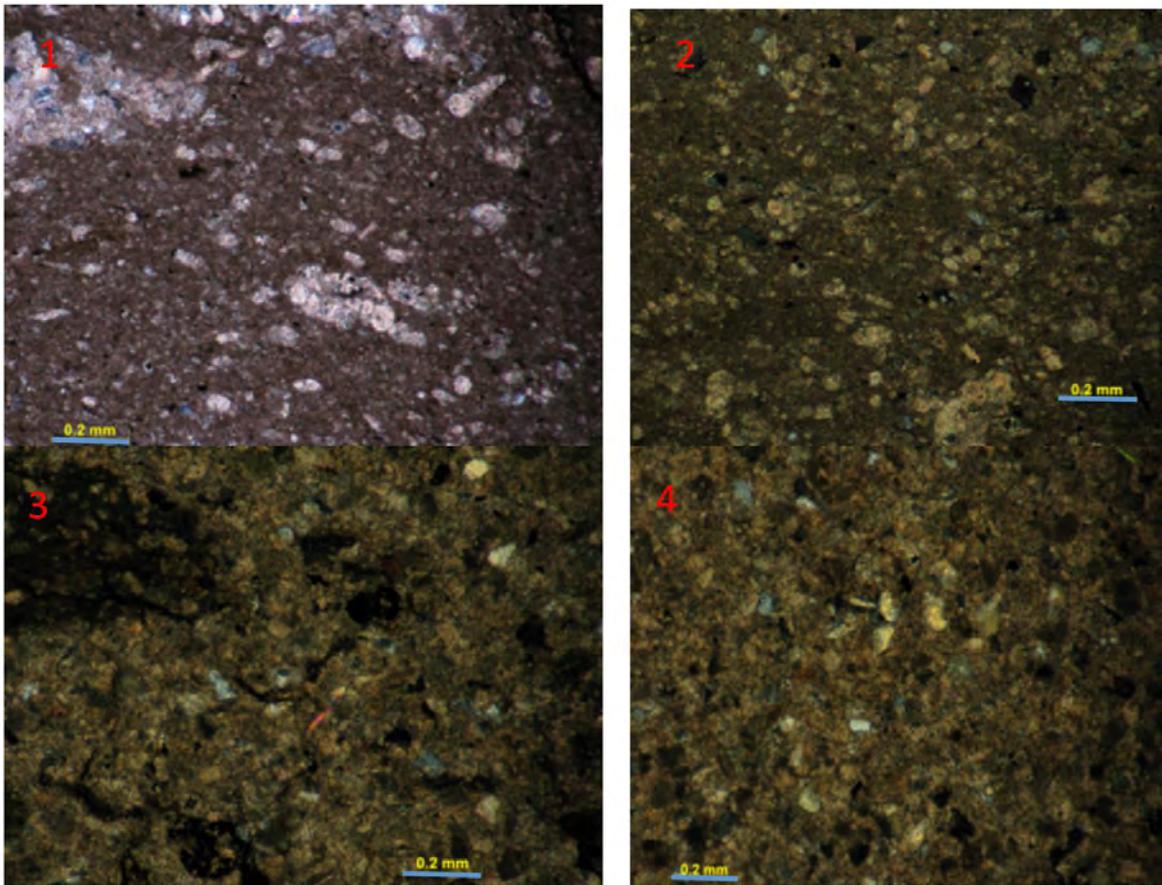


Figura 6; fotografías con nicoles cruzados de la lámina PT-21.

PT-12) Calcarenita; compuesta de arenisca de grano fino, bien seleccionada, subangulosos y subredondeados, micritización presente, soportada por clastos, con contactos subangulosos. Los clastos son de 1; Fragmentos de cuarzo monocristalino, foraminíferos bentónicos micritizados (podría ser *Debarina*), fragmentos de muscovita y clastos de caliza. 2; clastos de fragmentos de pelecípodos, extraclastos de wackestone de pellets micritizados y clastos de cuarzo monocristalino. 3; Fragmento de gasterópodo micritizado, clastos de cuarzo monocristalino y bioclastos. 4; Fragmentos de clastos de grainstone con extraclastos de pellets micritizados, cristales de cuarzo monocristalino y otros bioclastos
Figura 7.

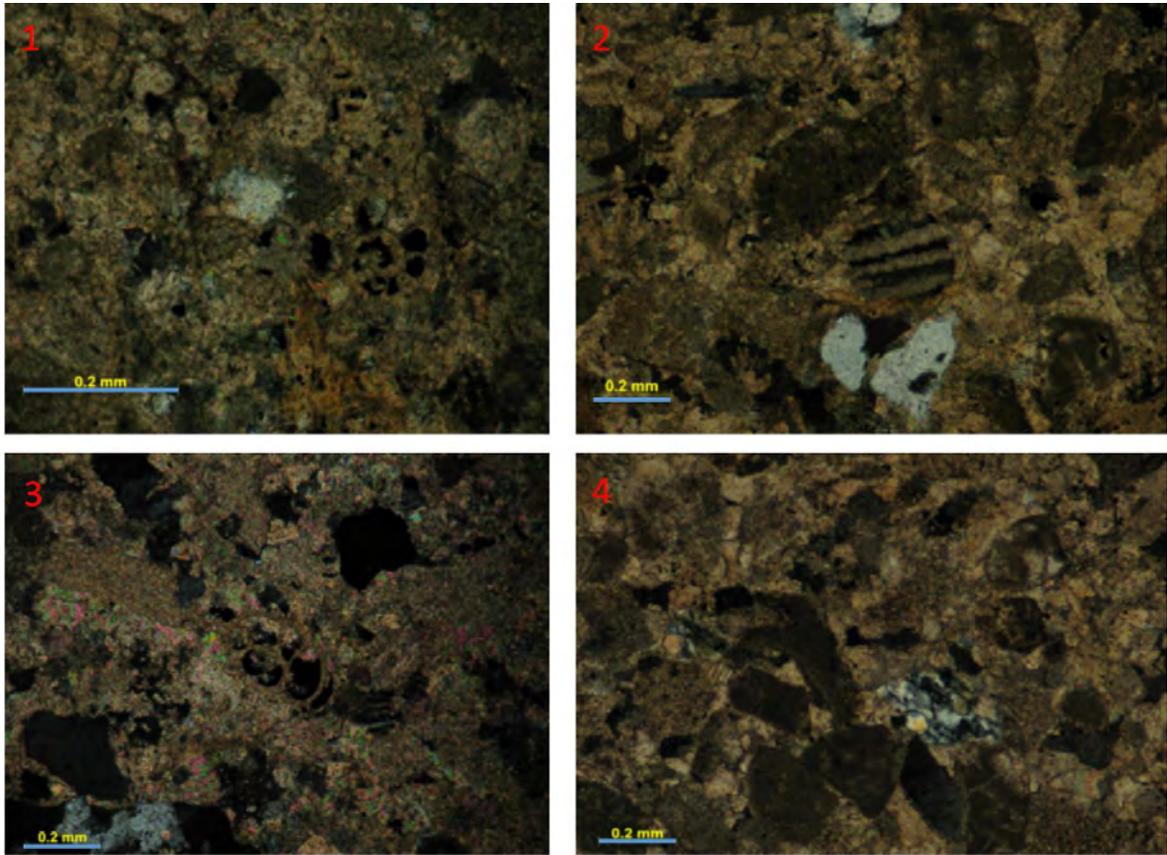


Figura 7; fotografías con nicoles cruzados de la lámina PT-12.

PT-11) Calcarenita; compuesta de arenisca de grano fino, bien seleccionada, subangulosos y subredondeados, micritización presente, soportada por clastos, con contactos rectos y subangulosos entre clastos. Los clastos son de 1; fragmentos de cuarzo monocristalino, plagioclasa, clastos de wackestone con foraminíferos bentónicos, clastos micritizados y cristales de calcita. 2; cristales de cuarzo monocristalino, clastos de calcita y clastos micritizados. 3; fragmentos de pelecípodos, clastos de pellets y fragmentos de clastos con muscovita Figura 8.

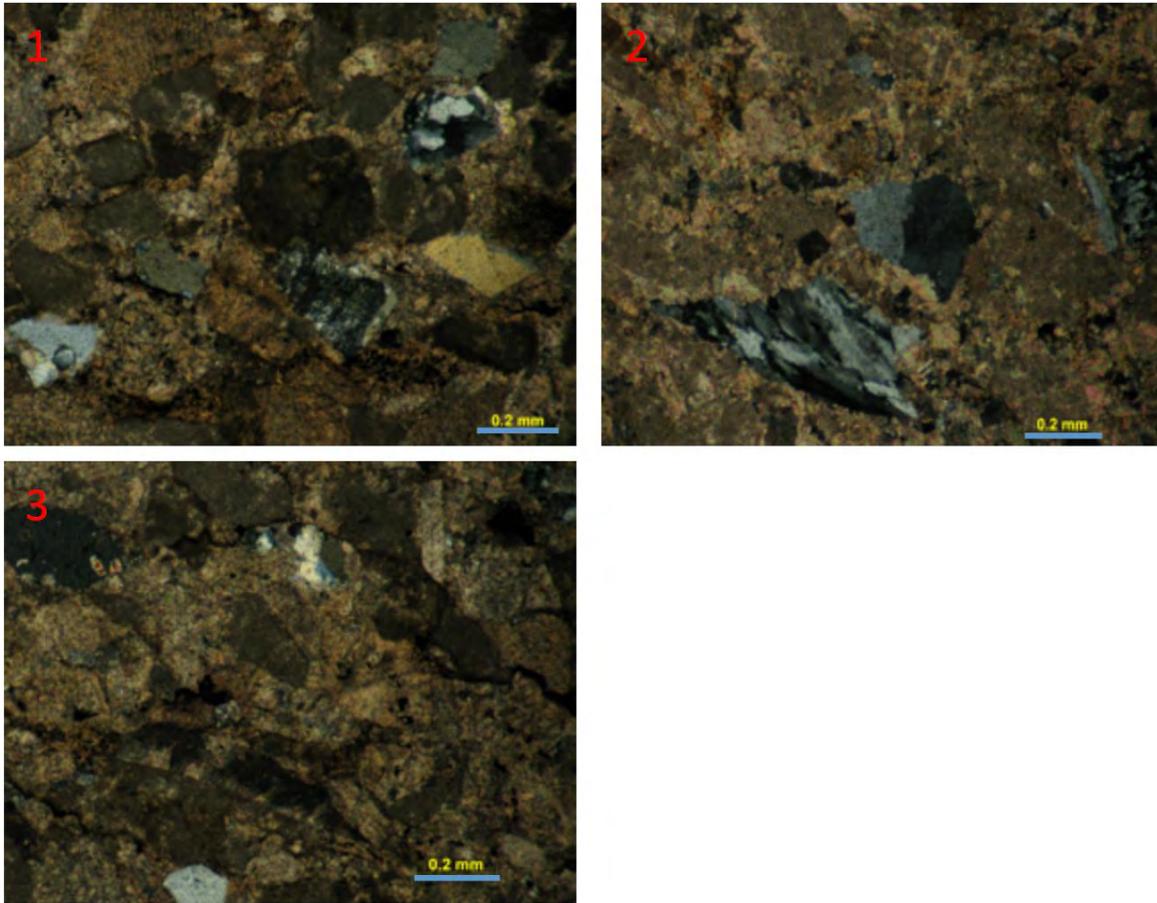


Figura 8; fotografías con nicoles cruzados de la lámina PT-11.

PT-22) Calcarenita; compuesta de arenisca de grano fino, bien seleccionada, subangulosos y subredondeados, micritización presente, soportada por clastos, con contactos subangulosos. Los clastos son de 1; fragmentos de cristal de cuarzo monocristalino, cristales de calcita, clastos micritizados, clastos de foraminíferos bentónicos y fragmentos de ostrácodos. 2; Fragmentos de cristales de cuarzo monocristalino, fragmentos de plagioclasa, clastos micritizados, cristales de calcita y fragmentos de muscovita. 3; Fragmentos de cristales de cuarzo monocristalino, fragmentos de plagioclasa, clastos micritizados, fractura con remineralización de cristales de calcita y fragmentos de mica. 4; fragmentos de conchas de gasterópodos con micritización Figura 9.

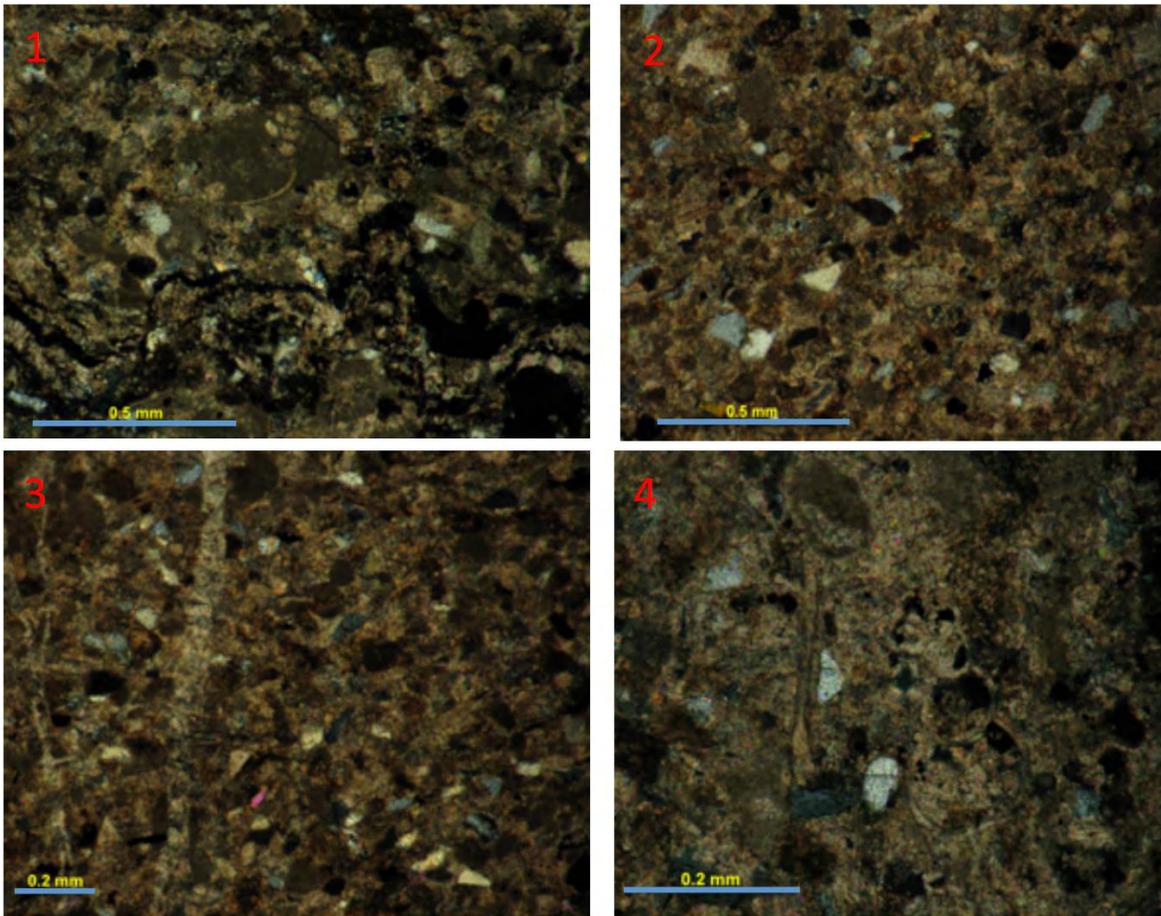


Figura 9; fotografías con nicoles cruzados de la lámina PT-22.

PT-24) Calcarenita; compuesta de arenisca de grano fino, bien seleccionada, subangulosos y subredondeados, micritización presente, soportada por clastos, con contactos subangulosos. Los clastos son de 1; clastos wackestone-mudstone de foraminíferos bentónicos, calciesferas (*Whiteinella*) y fragmentos de ostrácodos. 2; clastos Packstone fragmentos de pelecípodos bioturbado, en contacto con clastos wackestone redondeados. 3; clastos de grainstone con fragmentos de pelecípodos en contacto con clastos micritizados, con fragmentos de cuarzo presente. 4; cristales de cuarzo monocristalino, fragmentos de plagioclasa y clastos de wackestone de foraminíferos micritizados y calciesferas raras. 5; clastos de wackestone con foraminíferos bentónicos (*Numoloculina heimi*), presentando un reemplazamiento micritico y fragmentos de cuarzo 6; Clasto Packstone-Grainstone con extraclastos de foraminíferos bentónicos, abundantes pellets, y fragmentos de pelecípodos raros Figura 10.

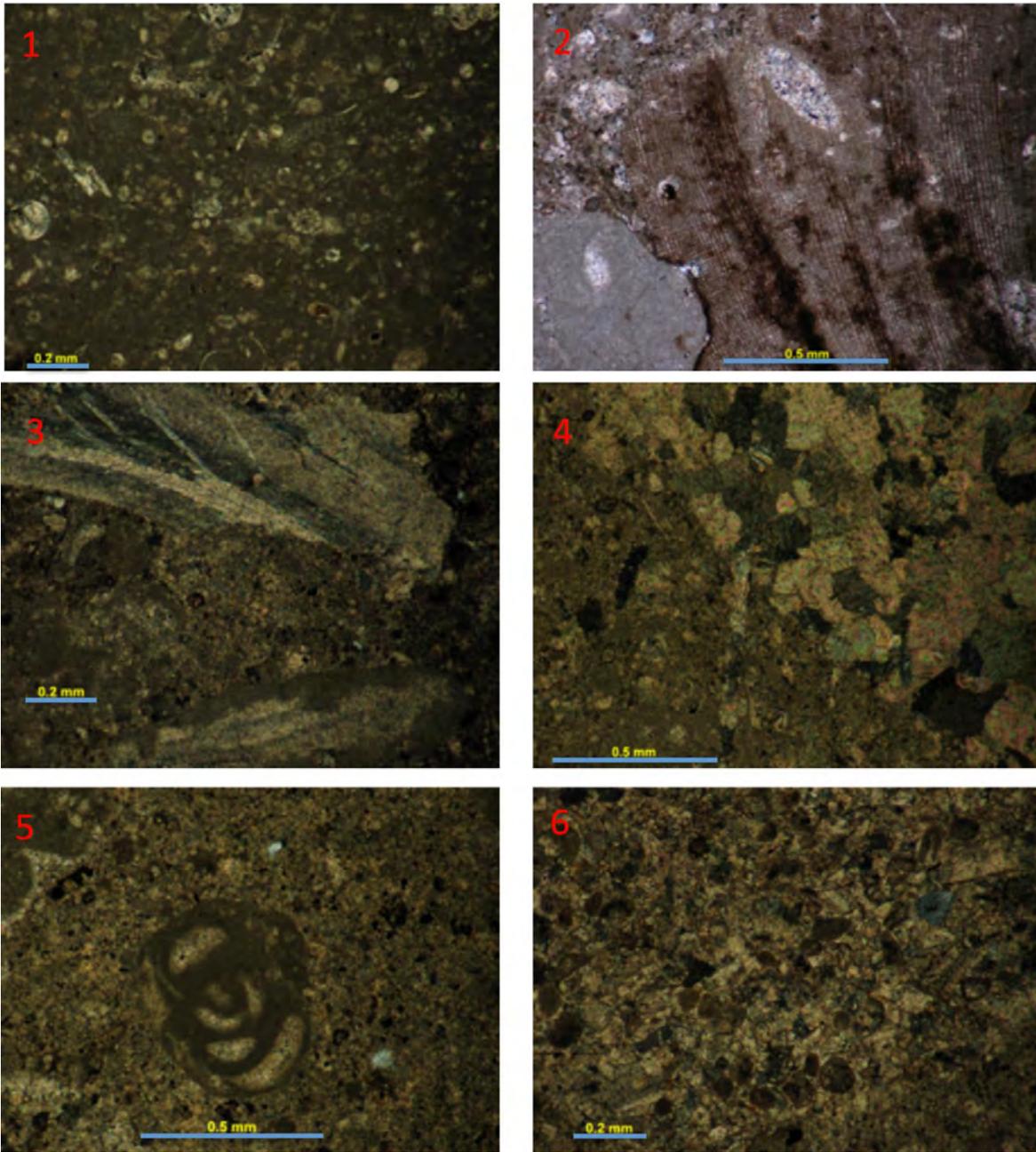


Figura 10; fotografías con nicols cruzados de la lámina PT-24.

Apéndice de Perfiles

Se caracterizaron 25 perfiles ubicados en Tecali de Herrera, Puebla y comunidades cercanas, mostrando a continuación las tablas que indican los acrónimos (Tabla 1), la relación arena-arcilla (Tabla 2) y la descripción de las facies sedimentarias descritas en campo (Tabla 3)

Tabla 1 Número de columnas obtenidas, sus acrónimos y el tamaño de las columnas.

Número	Perfil	Localidad	Tamaño de perfil
1	PT-25	Cerro Colorado	5.11
2	PT-24	Cerro Roque	2.42
3	PT-23	Cerro Roque	0.38
4	PT-22	Barranca Tonalaque	26.32
5	PT-21	Atoyatempan	7.14
6	PT-20	Atoyatempan	1.2
7	PT-19	Atoyatempan	6.62
8	PT-18	Atoyatempan	1.99
9	PT-17	Atoyatempan	3.55
10	PT-16	Río Atoyac	1.49
11	PT-15	Río Atoyac	0.86
12	PT-14	Barranca la Lobera	2.7
13	PT-13	Barranca la Lobera	3.52
14	PT-12	Barranca la Lobera	7.12
15	PT-11	Barranca la Lobera	2.69
16	PT-10	Río Atoyac	3.12
17	PT-9	La Esperanza	2.54
18	PT-8	La Esperanza	2.8
19	PT-7	La Magdalena Cuaxixtla	0.68
20	PT-6	La Magdalena Cuaxixtla	7.53
21	PT-5	La Magdalena Cuaxixtla	2
22	PT-4	La Magdalena Cuaxixtla	2.5
23	PT-3	La Magdalena Cuaxixtla	0.5
24	PT-2	La Magdalena Cuaxixtla	12.8
25	PT-1	Concepción Cuautla	6.6
Total			114.18

Tabla 2; Muestra la relación Arena-arcilla de cada columna.

Número	Perfil	arena (cm)	limo (cm)	Detritos (cm)	Tamaño de perfil (m)	Relación Arena/Limo
1	PT-25	335	176	0	5.11	2/1.0
2	PT-24	76	98	68	2.42	1.0/1.0
3	PT-23	18	20	0	0.38	1.0/1.0
4	PT-22	1162	1038	433	26.32	1.0/1.0
5	PT-21	286	428	0	7.14	1/2.0
6	PT-20	69	51	0	1.2	1/1.0
7	PT-19	231	32	97	6.62	7/1.0
8	PT-18	64	127	8	1.99	1/2.0
9	PT-17	134	221	0	3.55	1/2.0
10	PT-16	42	107	0	1.49	1/3.0
11	PT-15	19	67	0	0.86	1/4.0
12	PT-14	141	114	15	2.7	1/1.0
13	PT-13	112	73	167	3.52	2/1.0
14	PT-12	442	195	75	7.12	2/1.0
15	PT-11	88	157	24	2.69	1/2.0
16	PT-10	104	208	0	3.12	1/2.0
17	PT-9	151	103	0	2.54	2/1.0
18	PT-8	150	130	0	2.8	1/1.0
19	PT-7	20	48	0	0.68	1/2.0
20	PT-6	331	422	0	7.53	1/1.0
21	PT-5	98	104	0	2	1/1.0
22	PT-4	83	167	0	2.5	1/2.0
23	PT-3	20	30	0	0.5	1/2.0
24	PT-2	113	80	1087	12.8	1/2.0
25	PT-1	311	349	0	6.6	1/1.0
Total					114.18	

Tabla 3; litofacies caracterizadas.

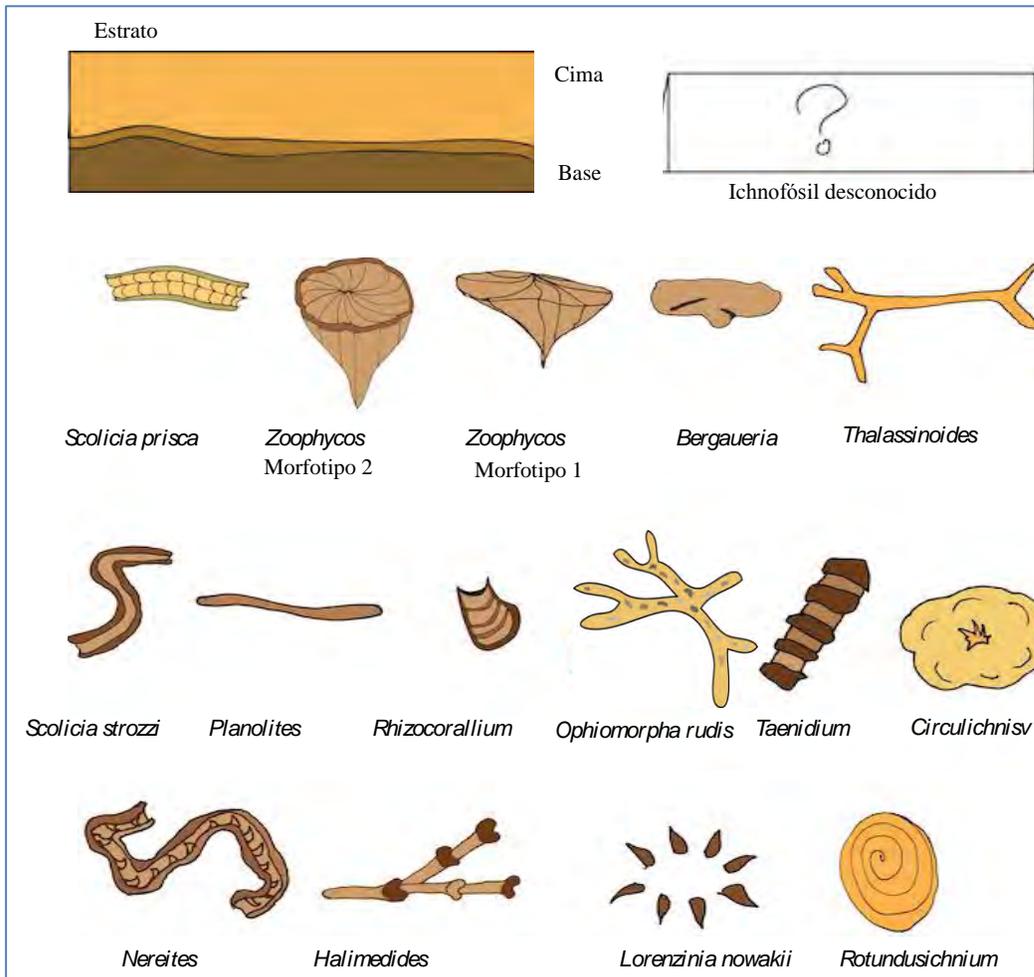
Facies	Descripción litológica	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Fsil/shal-0	Lodolitas color rosáceo naranja grisáceo (10 R 8/2); partículas tamaño limo; muy bien seleccionadas; con presencia de carbonatos	Estratos de geometría plana con laminación sinoidal con presencia de estructuras <i>rip-up clast</i> en la base del estrato	Sedimentación generada por tracción y suspensión, asociado a una corriente turbidítica de baja densidad
Fsil-1	Lodolitas color grisáceo rojizo (5R 4/2) con presencia de carbonatos	Laminación paralela; geometría en laminas y estratos finos; con lentes de arena y <i>starved ripplest</i>	Sedimentación generada por carga de fondo, y corrientes erosivas, asociado a una corriente turbidítica de baja densidad
Fsil-2	Lodolitas color rojo moderado (5 R 5/4); muy bien seleccionado; con presencia de carbonatos	Estratos medianos a gruesos de geometría plana, paralelos discontinuos	Sedimentación generada por suspensión, en un ambiente de baja energía, asociado a una corriente turbidítica de baja densidad.
Fsil-3	Lodolitas color marrón tenue (5 YR 6/4); bien clasificada; matriz soportada por lodo; con presencia de carbonatos	Estratos paralelos continuos; laminación gruesa tipo <i>wavy</i>	Sedimentación generada por carga de fondo, asociado a una corriente turbidítica de baja densidad.
Fsil/fs-4	Lodolitas con arenas finas color marrón tenue (5YR 6/4) marrón tenue; muy bien seleccionado; matriz soportada por lodo; con presencia de carbonatos	Estratos medianos de geometría plana, paralela con laminación paralela, presencia de <i>gutter cast</i> .	Sedimentación generada por tracción, asociado a un flujo turbidítico de baja densidad.
Ffs/sil-5	Arenisca fina color naranja rosáceo moderado (5 Y 8/4) rosa anaranjado moderado; clasificándose como una wacka lítica; inmadura; clastos redondeados; presencia de carbonatos Limo color grisáceo naranja rosado (10 R 8/2)	Estratos finos de geometría irregular, no paralela, con laminación convoluta, diques de arena y estructuras de escape de agua	Sedimentación generada por un flujo de sedimentos fluidizos, con estructuras de escape de agua presentes, asociado a una corriente turbidítica mixta.
Ffs/silt-6	Areniscas fina color naranja muy pálido (10 YR 8/2); clasificándose como subarcosa; bien clasificada; soportada por granos; cuarzos redondeados; presencia de carbonatos Limo color rosa anaranjado moderado (10 R 7/4); bien clasificado; con presencia de carbonatos	Estratos finos, paralelos continuos; con laminación <i>flaser</i>	Sedimentación generada por carga de fondo y carga en suspensión, asociado a una corriente turbidítica de baja densidad.
Ffs-7	Arenisca fina color amarillo marrón moderado (10 YR 5/4); clasificándose como una subarcosa; bien clasificada; soportada por granos; madura; cuarzos subredondeados; presencia de carbonatos	Estratos finos de geometría plana, con cimas onduladas; gradación normal; <i>tool cast</i> en la base; presencia de fallas sinsedimentarias y <i>slumps</i>	Sedimentación generada por carga de fondo y corrientes erosivas, asociado a una corriente turbidítica de alta densidad. Con paleotaludes moderados (<i>slumps</i>).

Ffs-8	Arenisca fina color (5YR 5/6) color café claro; clasificándose como una subarcosa; bien seleccionada; soportada por granos; madura; cuarzos subredondeados; presencia de carbonatos	Estratos medianos de geometría plana, con rizaduras por corriente en la cima.	Sedimentación generada por carga de fondo, asociada a una corriente turbidítica de baja densidad.
Ffs-9	Areniscas finas color naranja grisáceo (10 YR 7/4); clasificándose como sublitarenita; muy bien seleccionada; madura; soportada por granos; cuarzos y líticos subredondeados; presencia de carbonatos	Estratos medianos de geometría plana, con laminación convoluta en la base y gradación normal	Sedimentación debida a sedimentación por suspensión, asociado a un flujo turbulento de baja energía.
Ffs-10	Areniscas finas color (10 YR 8/2) naranja muy pálido; clasificándose como una subarcosa; muy bien clasificada; soportada por granos; madura; con presencia de carbonatos	Estratos muy gruesos de geometría plana, con presencia de rizaduras por corriente	Sedimentación generada por carga de fondo asociado a una corriente turbidítica de baja densidad.
FfsLHCS	Areniscas finas color grisáceo naranja (10 YR 7/4); composición aproximada; clasificándose como sublitarenita; muy bien seleccionada; madura; soportada por granos; cuarzos y líticos subredondeados; presencia de carbonatos	Estratos gruesos de geometría plana, con presencia de (LHCS) estructuras similares a humocky	Erosión que se detiene y el flujo se vuelve depositacional. En relación con las dinámicas del flujo turbulento, el flujo de los sedimentos y tamaño de partículas transportadas ya sea como LHCS o rizaduras clásicas, asociado a una diferencia de densidad de flujos.
FfsFlutes	Areniscas finas color (10 YR 7/4) grisáceo naranja; clasificándose como sublitarenita; muy bien seleccionada; madura; soportada por granos; cuarzos y líticos subredondeados; presencia de carbonatos	Estratos finos de geometría plana; con laminación paralela y gradación normal, en la base flute cast presentes	Sedimentación generada por una corriente erosiva, por carga de fondo, asociada a una corriente turbidítica de baja densidad.
Ffs-11	Areniscas finas color (10 R 7/4) grisáceo naranja; clasificándose como sublitarenita; madura; muy bien clasificada; partículas subredondeadas; presencia de carbonatos	Estratos finos de geometría plana, con cimas onduladas; gradación normal; estructuras de carga en la base y presencia de fallas sinsedimentarias	Sedimentación generada por carga de fondo, asociada a una corriente turbidítica de baja densidad. con inestabilidad de una masa de sedimento.
Fms-12	Areniscas medianas color grisáceo naranja (10 YR 7/4) naranja grisáceo; clasificándose como sublitarenita; muy bien clasificada; soportada por granos; madura; partículas subredondeadas; con presencia de carbonatos	Estratos gruesos, de geometría plana, con cimas onduladas, rizaduras por corrientes y gradación normal.	Sedimentación generada por carga de fondo, asociado a un flujo turbidítico de alta densidad.
Fms-13	Areniscas medianas color (10 YR 8/6) naranja amarillento pálido; clasificándose como una sublitarenita; bien clasificada; soportada por granos; muy madura; clastos redondeados; presencia de carbonatos	Estratos gruesos de geometría inclinada; con slumps de 88 cm de largo y 20 de espesor y gradación normal.	Sedimentación generada por un flujo fluidizo de alta densidad, indicando un deslizamiento de material cohesionado a través de una superficie de despegue, asociado a una paleopendiente.
Fms-14	Areniscas medianas color (10 YR 8/6) naranja amarillento pálido; clasificándose como sublitarenita; bien clasificada; soportada por granos; muy	Estratos medianos de geometría plana, cimas planas, laminación ondulada y convoluta;	Sedimentación generada por suspensión y carga de fondo, asociado a un flujo turbulento de alta densidad.

	madura; clastos redondeados a subredondeados; presencia de carbonatos	estructuras de carga y flama.	
Fp-15	Color amarillo marrón moderado, marrón rojizo oscuro, marrón tenue (10 YR 5/4; 10 R 3/4; 5 YR 6/4) clasto polimictico; matriz > al 50% de arena fina; conglomerados metamórficos y sedimentarios de composición aproximada (clastos de cuarzo alrededor del 15%, de 1.4 cm por 1.4 cm; esquisto verde tabular, 1% aproximado, de 5.3 cm por 1.1cm; clastos de calcita de 3.4 cm por 1.8 cm anguloso) la matriz presenta carbonatos	Estratos gruesos de cima irregular, en la base presenta estructuras de carga y gradación normal	Sedimentación generada por un flujo de detritos de alta cohesividad
Fc-16	Color (10 R 6/2) rojo palido conglomerado polimictico compuesto aproximadamente por cuarzo 10%, esquisto verde 2% y calcita 20%; matriz soportada por lodo; presencia de carbonatos en la matriz	Estratos gruesos de geometría irregulares y clastos de 15 cm, con estructuras de carga en la base y gradación normal	Sedimentación generada por un flujo de detritos de alta cohesividad
Fb-17	Color (5 YR 5/2) marrón tenue; caliza	Estrato muy grueso consistente en un bloque de calizas	Sedimentación generada por un flujo de detritos de alta cohesividad, asociado a una paleopendiente.
Fca/mud-19	Color (10 R 6/2) rojo pálido; con clastos de calcita de 20 cm; clastos un 2% en la matriz soportada por lodo; regularmente clasificada	Estratos medianos irregulares, estructuras de carga en la base y cima irregular	Sedimentación generada por un flujo de detritos de baja cohesividad
SlumpA	Areniscas finas color (10 YR 8/2) naranja muy pálido; clasificándose como una subarcosa; muy bien clasificada; soportada por granos; madura; con presencia de carbonatos	Estratos gruesos irregulares con estructuras de slump, gradación normal y laminación paralela.	Sedimentación asociada a una paleopendiente, asociada a una corriente turbidítica de baja densidad.

A continuación, se describirán las columnas de Norte a Sur y de Izquierda a Derecha.

Simbología de las columnas, indicando con una (c) la cima y con una (b) la base del estrato, para la bioturbación:



- | | | | |
|--|----------------------------|--|---------------------------|
| | Superficie erosiva | | Caliza |
| | Fracturas sinsedimentairas | | Estratificación convoluta |
| | Laminación horizontal | | Estratificación cruzada |
| | Estratificación Hummocky | | Rizaduras por corriente |
| | Interlaminación | | Laminación ondulada |
| | Lentes de arena | | Laminación wavy |
| | Laminación pinstripe | | |
| | Estructuras de carga | | |
| | Clastos rip-up | | |
| | Volcán de arena | | |

- 2) PT-2: Perfil ubicado en las cercanías del sifón (La Magdalena Cuauixtla) en el otro lado de la carretera, la columna mide 12.80 m; presenta facies sedimentarias Fsil-1, Fsil-2, Ffs-10, fms-14, Fc-16; tiene una relación arena-arcilla de 1.41-1; no presenta icnofósiles esta columna, por lo que tiene un BI de 0 (Figura 2).

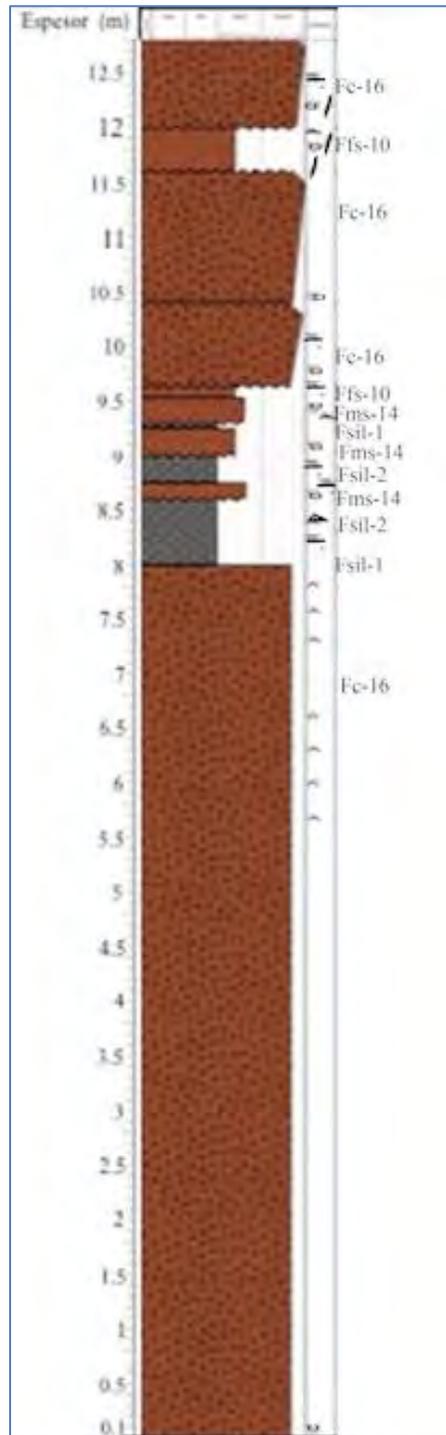


Figura 2; PT-2, mostrando facies de flujos de detritos ricos en clastos de caliza.

- 3) PT-3; Perfil ubicado en las cercanías del Sifón; mide 0.5 m; rumbo y echado; presenta facies Fsil-1, Ffs-7 y Ffs-8; tiene una relación de arena-arcilla de 1-1.4; cuenta con

dos estratos (0.32 a 0.36 y de 0.38 a 0.41m) donde presenta los icnogéneros *Circulichnis* y *Scolicia prisca*, con un BI(c) respectivo de 3 y 3 (Figura 1).

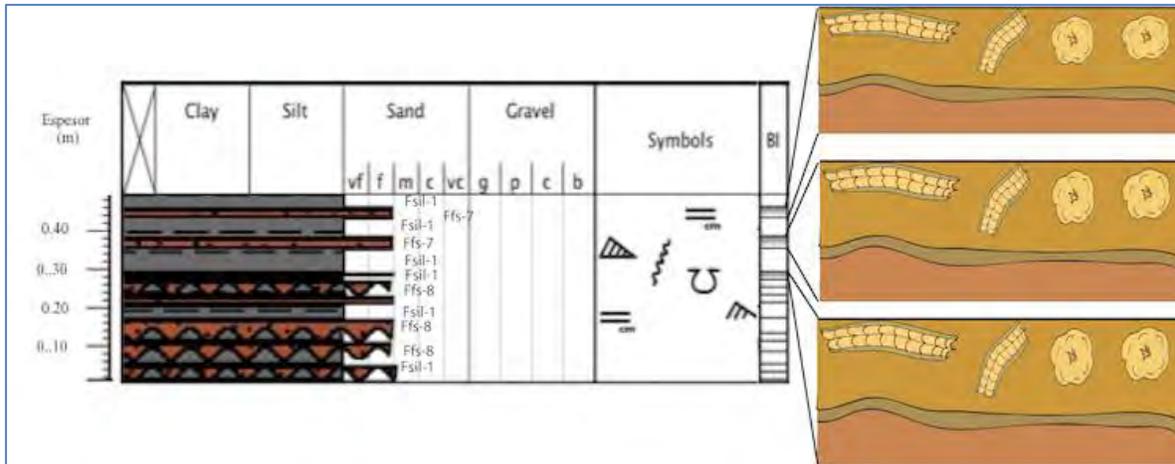


Figura 3; PT-3, ubicada en las cercanías del sifón, mostrando la geometría de los estratos y los icnofósiles.

- 4) PT-5; Perfil ubicado en las cercanías del sifón (La Magdalena Cuauixtla); el perfil mide 2 m; con facies Fsil-1, Fsil-2, Fsil-3, Ffs-7 y Ffs-8; con una relación 1-1.05; presenta un intervalo dominado por *Scolicia Prisca* de 0.15 a 0.18 m, con un BI(c) de 5; un intervalo con *Scolicia prisca*, *Zoophycos* isp (morfotipo 2) y *Planolites* de 0.41 a 0.52 m, con un BI(c) de 4; otro intervalo de 0.75 a 0.82 m de *Scolicia Prisca*, con un BI(c) de 5; un intervalo de *Zoophycos* isp (morfotipo 2), *Scolicia Prisca* y *Thalassinoides* isp de 1.02 a 1.06 m, con un BI(c) de 4; *Rhizocorallium* isp, *Scolicia prisca* y *Zoophycos* isp (morfotipo 2) de 1.40 a 1.44 m, con un BI(c) de 5; un intervalo de 1.48 a 1.54 m con *Zoophycos* isp (morfotipo 2), *Scolicia Prisca* y *Thalassinoides*, con un BI(c) de 5; dos intervalos de *Scolicia prisca* que van de 1.57 a 1.60 m, con un BI(c) de 5 y el otro que va de 1.67 a 1.71 m, con un BI(c) de 5, el ultimo intervalo presenta al icnogénero *Zoophycos* isp (morfotipo 2) de 1.80 a 1.85 m, con un BI(c) de 5 (Figura 4).

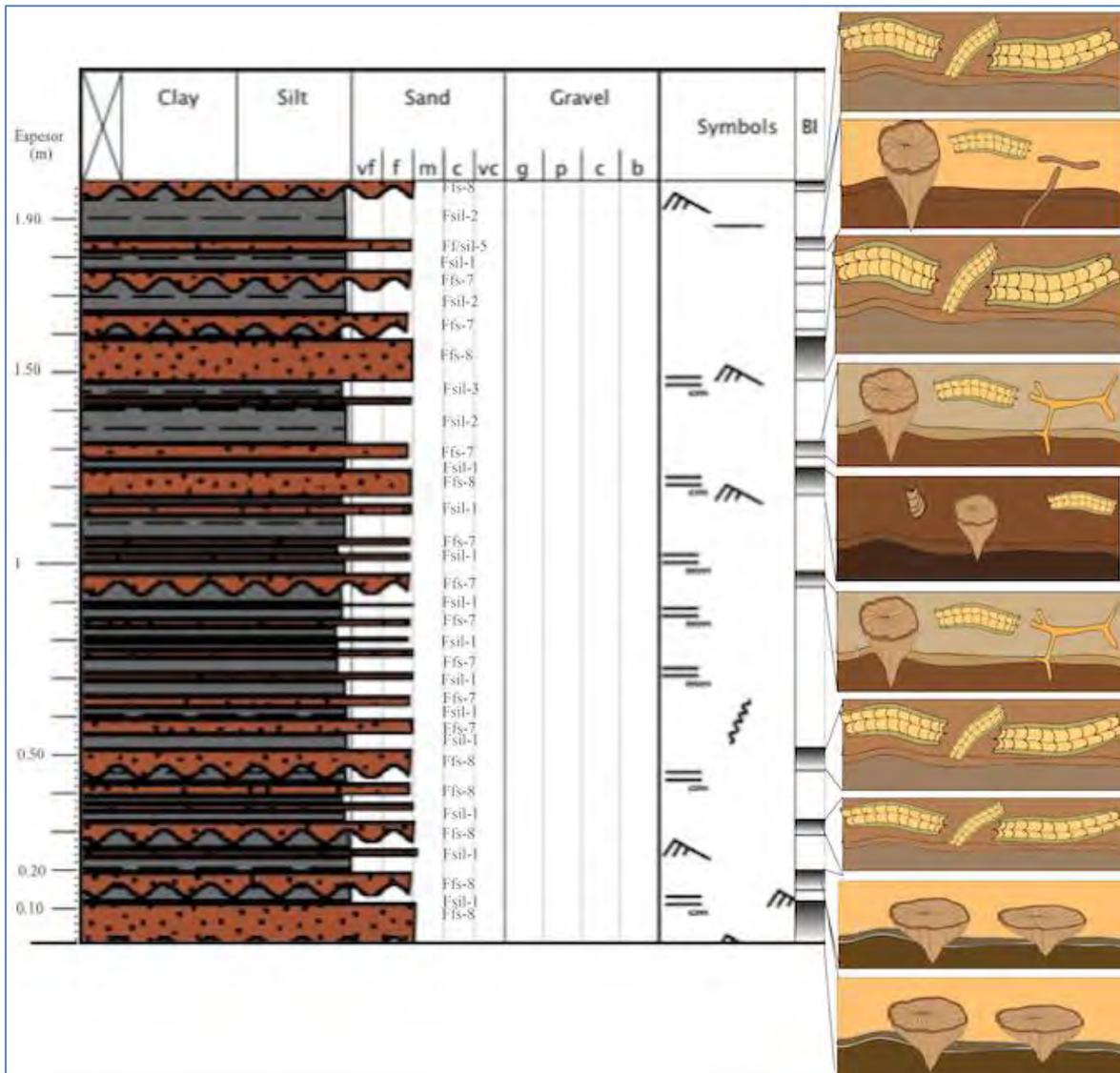


Figura 4; Imagen del PT-5, mostrando los icnofósiles presentes y la estructura de los estratos.

- 5) PT-6; Perfil ubicada en las cercanías del sifón; el perfil mide 7.53 m; Con facies Fsil-1, Fsil-2, Fsil-3, Ffs/sil-5, Ffs/sil-6, Ffs-7, Ffs-9, SlumpA; con una relación arenisca-limo de 1-1.26; la columna presenta galerías delgadas en el intervalo de 3.80 a 3.90 m, con un BI(b) de 2; en el estrato que va de 5.20 a 5.28 m, presenta los icnofósiles *Zoophycos* isp (morfotipo 2), *Scolicia prisca* y *Planolites*, con un BI(c) de 3; en el intervalo que va de 6.06 m a 6.10 m está presente el ichnogénero *Nereites* isp, con un BI(c) de 5; en el intervalo que va de 6.65 a 6.70 m están presentes Thalassinoides, con un BI(c) de 5; por último en el intervalo que va de 6.70 a 6.80 m, están presentes los icnofósiles *Zoophycos* isp (morfotipo 2), *Scolicia prisca*, *Phycosiphon* y

Scolicia prisca de 0.20 a 0.264 m; y un ichnofósil desconocido de 0.316 a 0.684 m, con un BI respectivo de 3(b), 3(c) (b) y 2 (c) (Figura 7).

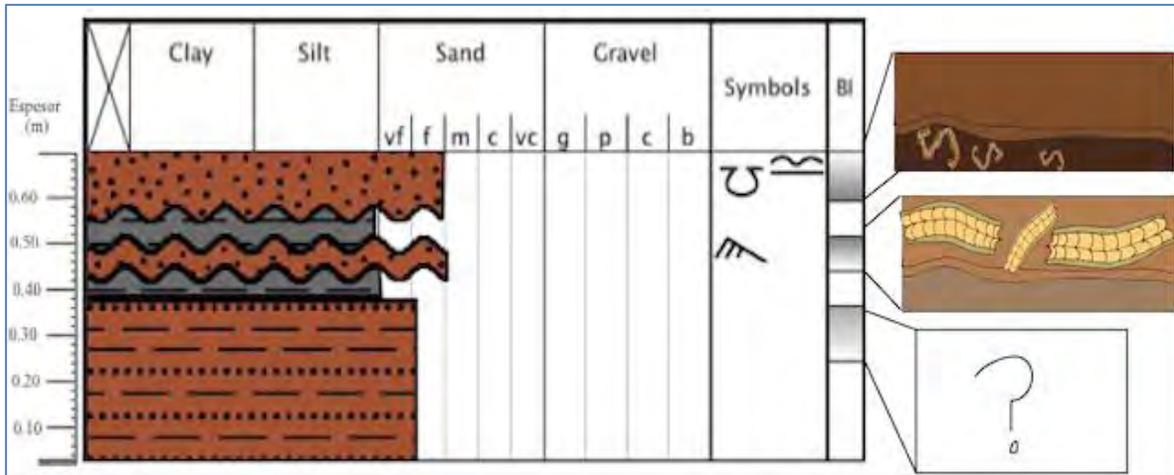


Figura 7; PT-7, mostrando los icnofósiles presentes y su ubicación en la columna.

- 8) PT-9; perfil ubicado en la comunidad de La Esperanza; mide 2.54 m; presenta las facies Fsil-1, Fsil-2, Fsil-3, Ffs/Fsil-6, Ffs-7 y Ffs-8; tiene una relación arena-arcilla de 1.43-1; presenta intervalos con icnogéneros variables; *Thalassinoides* en el estrato que va de 0.70 a 0.75 m, asociado a la facies Ffs-7, con un BI(c) de 2, e igual *Thalassinoides* de 1.91 a 1.95 m, asociado a las facies Ffs-7, con un BI(c) de 5; otro intervalo con la presencia de *Thalassinoides* y *Planolites* que va de 0.85 a 0.94 m, en la facies Ffs-8, con un BI(c) de 2; el siguiente intervalo presenta *Thalassinoides*, *Zoophycos*, *Scolicia prisca* y *Taenidium*, que va de 0.97 a 1.03 m, asociado a las facies Ffs-7, con un BI (b) 5; el siguiente intervalo esta a los 1.602 m, presentando *Scolicia prisca* y *Zoophycos*, asociado a las facies Ffs-7, con un BI(c) de 5; el icnogénero *Nereites* está presente de 1.91 a 1.958 m, asociado a las facies Ffs/sil-6, con un BI(c) de 3 (Figura 8).

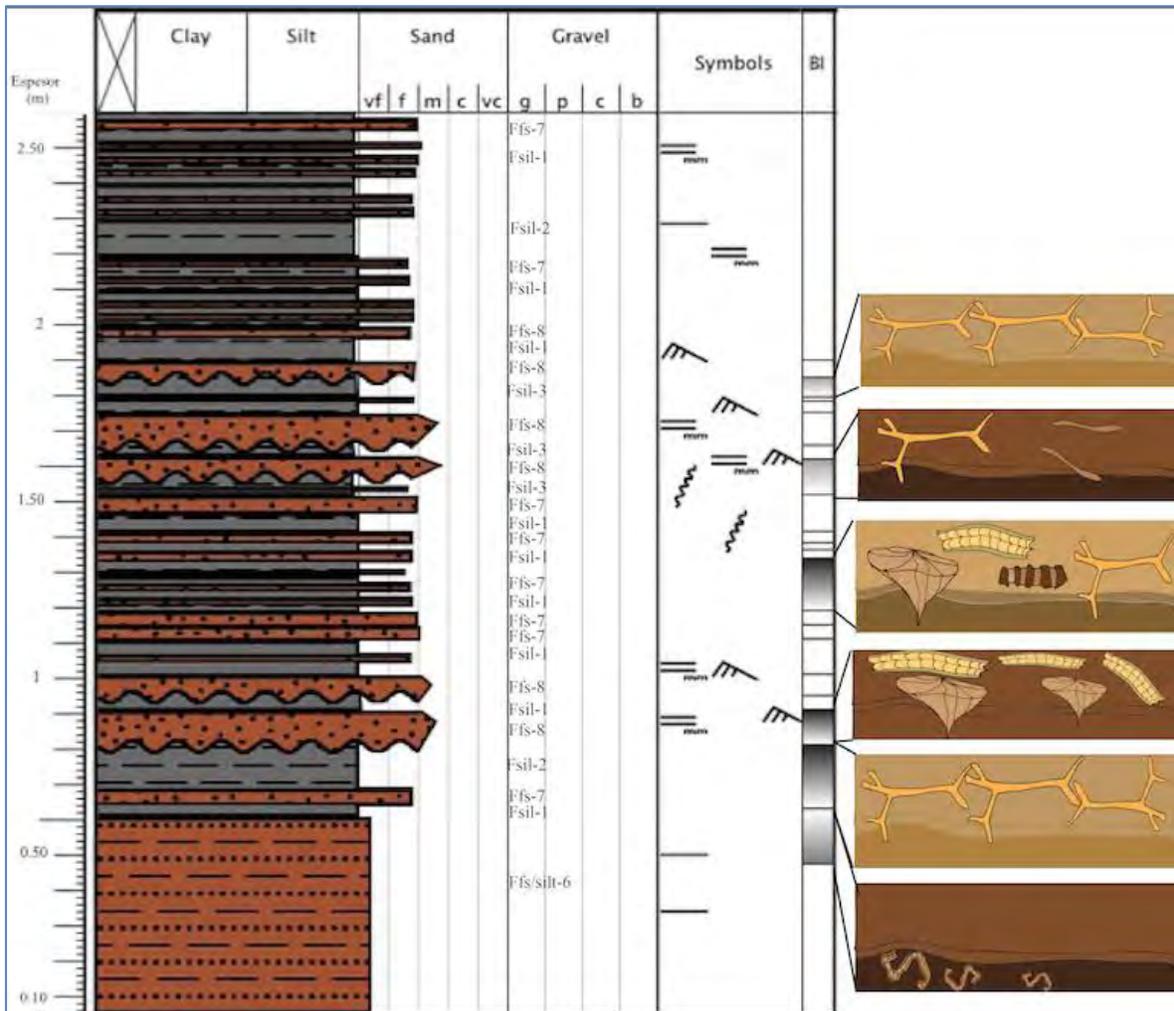


Figura 8; PT-9, mostrando la columna y los icnofósiles presentes.

- 9) PT-8; perfil ubicado en la comunidad de La Esperanza; mide 2.8 m; presenta las facies Fsil-1, Fsil-2, Ffs-7, Ffs-8, Ffs-9, Ffs-11; tiene una relación arenisca-limo de 1.18-1; presenta al icnofósil *Ophiomorpha rudis*, en un intervalo de 0 a 0.10 m, asociado a las facies Ffs-8, con un BI(c) de 6; a *Scolicia prisca* en un intervalo de 0.20 a 0.30 m, asociado a la facies Ffs-8, con un BI (b) de 5; un intervalo de *Ophiomorpha rudis* y *Zoophycos* que va de 0.75 a 0.84 m, asociado a la facies Ffs-9, con un BI(c) de 5; otro estrato con *Scolicia prisca* que va de 0.94 a 1.10 m, asociado a la facies Ffs-9, con un BI(c) de 3; los siguientes estratos con icnofósiles van de 1.33 a 1.41 m, 1.54 a 1.64m, 1.80 a 1.90m, 2 a 2.10 m y de 2.40 a 2.50 m, presentando a *Ophiomorpha*

rudis, estratos asociados a la facies Ffs-11, Ffs-7 y el último estrato a Ffs-8, con un BI(c) respectivo de 6, 5, 5, 4, 5 (Figura 9).

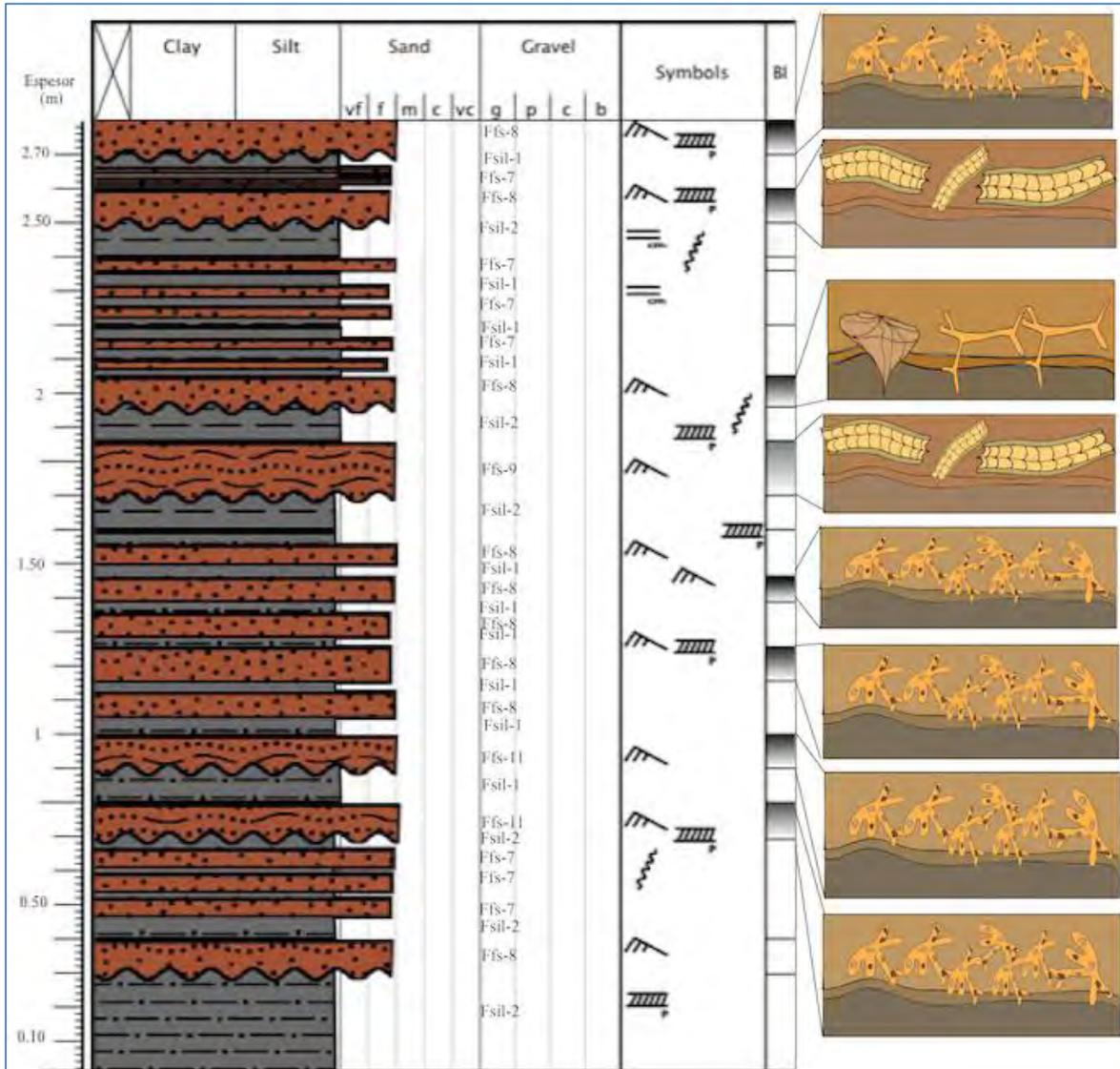


Figura 9; PT-8, mostrando los estratos y los icnofósiles presentes.

10) PT-10; perfil ubicado en las cercanías del río Atoyac; mide 2.75 m; presenta las facies Fsil-1, Fsil-2, Fsil-3, Ffs-Fsil-6 y Ffs-7; con una relación arena-arcilla de 1-2; en los estratos que van de 0.60 a 0.70 presenta galerías no distinguibles, asociado a la facies Ffs-7; en el intervalo de 1.34 a 1.39 m presenta los icnofósiles *Planolites*, asociado a la facies Ffs-7, con un BI(b) del 1 y 2 (Figura 10).

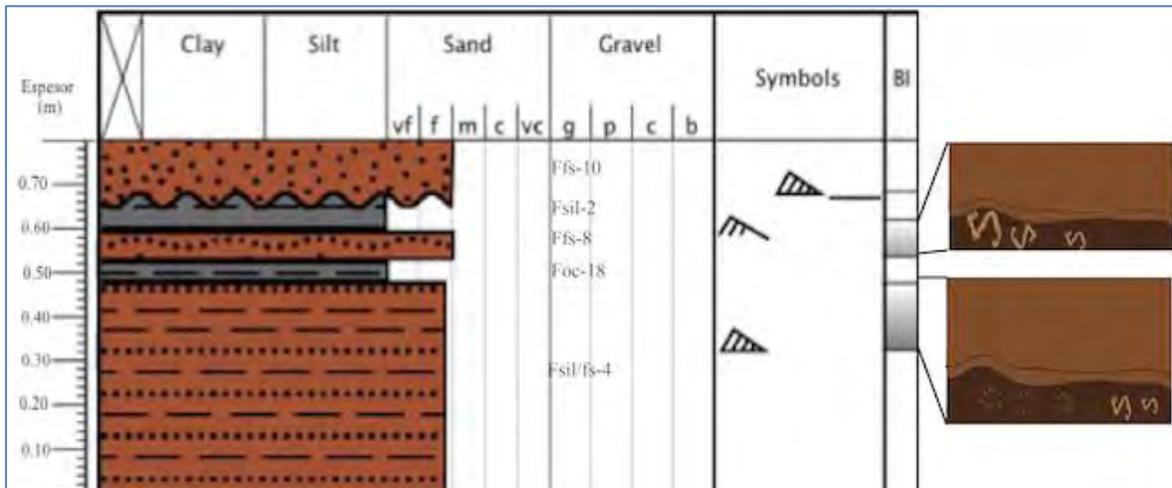


Figura 11; PT-15, mostrando los icnofósiles presente en la columna.

12) PT-16; perfil ubicada en las cercanías del río Atoyac, mide 1.41m, con una intercalación de facies sedimentarias Fsil-1, Ffs-7 y Fsil-2; predominan los estratos con facies Fsil-2, tiene una relación arena-arcilla de 1-2.526; presenta 3 estratos donde se caracteriza la presencia de los icnogéneros *Halimedides isp* y *Nereites isp* en un intervalo de 0.34 m a 0.40 m, con un BI(c) de 3; *Nereites isp* en un intervalo de 0.70 m a 0.73 m, con un BI(c) de 3; Por ultimo *Nereites isp* en un intervalo de 1 a 1.03 m, con un BI(c) de 3. Los tres estratos están asociadós a las facies Ffs-7 (Figura 12).

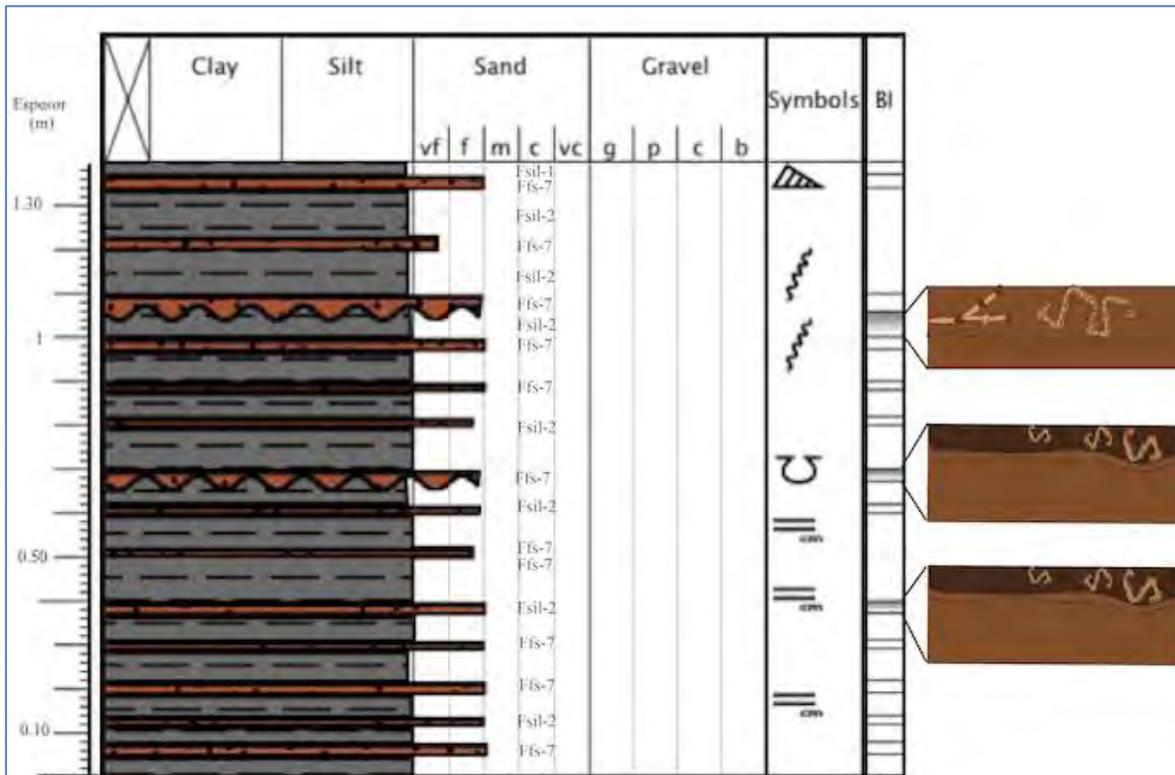


Figura 12; PT-16, mostrando los estratos originales y los icnofósiles presentes.

13) PT-13; perfil ubicado en las cercanías del cerro la lobera; mide 3.52 m; con facies Fsil-1, Fsil-2, Fsil-3, Ffs-7, Ffs-10 y Fc-16; con una relación arena-arcilla de 1-1.78; Con la presencia de *Ophiomorpha rudis* y *Scolicia isp* en el intervalo de 2.44 a 2.52 m, con un BI(c) de 3; y en el intervalo que va de 3.02 a 3.52 m, se desconoce al icnofósil presente, con un BI(c) de 2 (Figura 13).

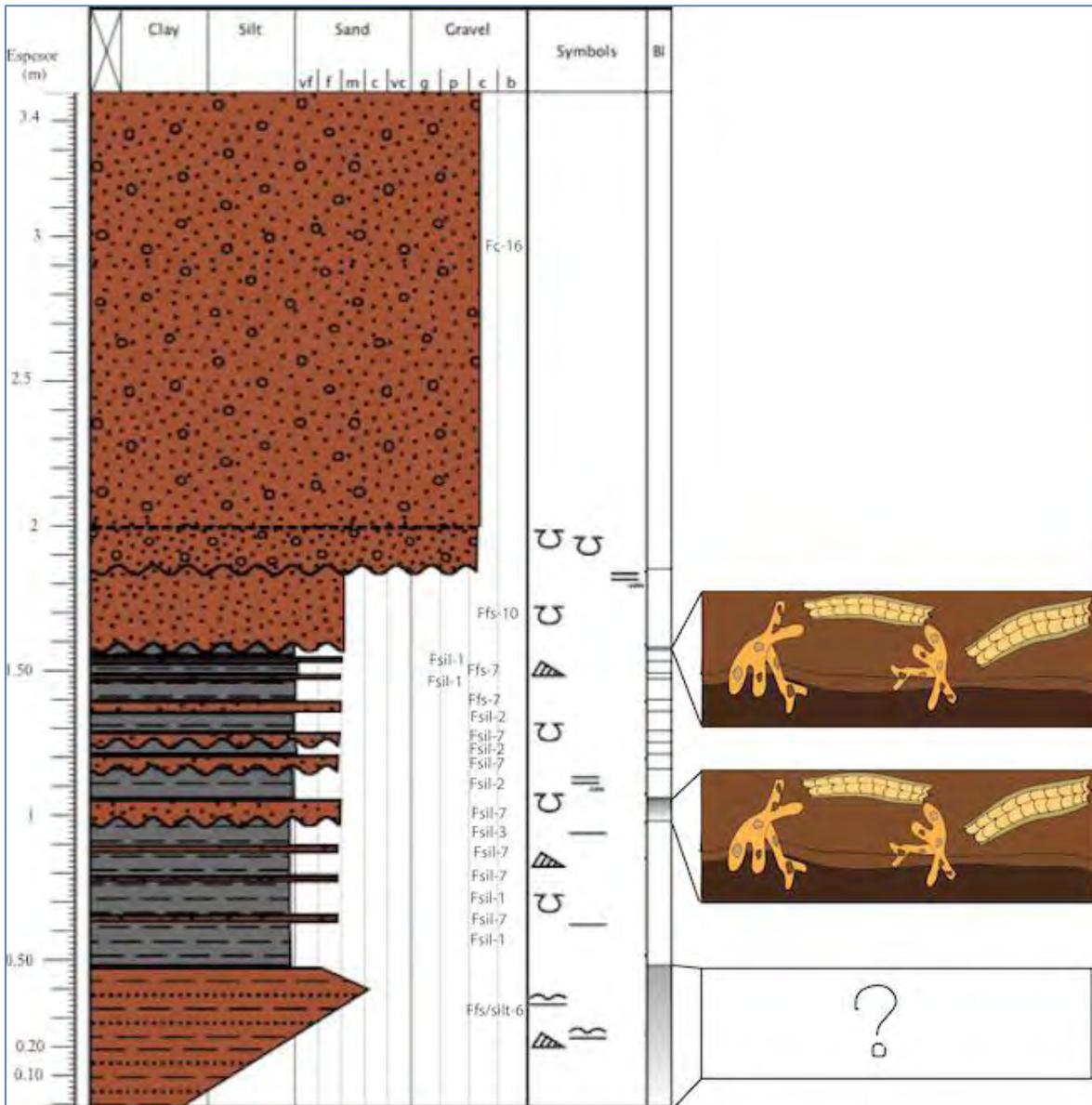


Figura 13; PT-13, mostrando la columna original y los icnofósiles presentes.

14) PT-14; perfil ubicado en las cercanías del cerro la lobera, mide 2.70 m; con facies Fsil/shal-0, Fsil-1, Fsil-2, Fsil-3, Ffs/sil-6, Ffs-7, Ffs-10, Fms-14 y Fp-15; con una relación arena-arcilla de 1.23-1; en el intervalo que va de 0.75 a 0.95 m presenta a los icnogéneros *Scolicia isp* y *Zoophycos isp*, con un BI(c) de 3 (Figura 14).

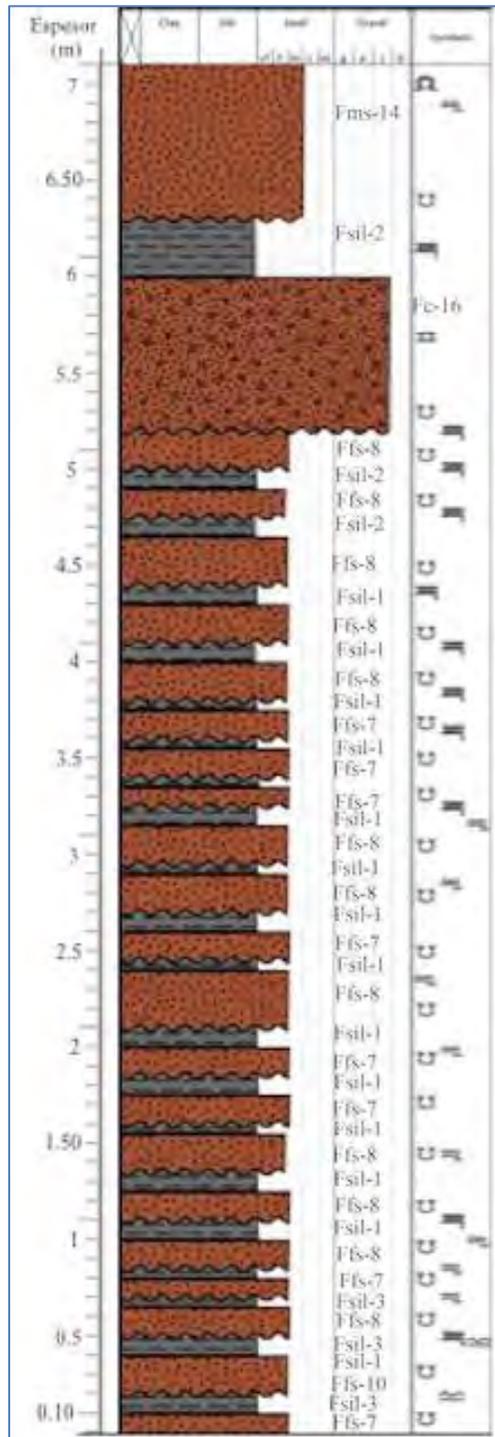


Figura 15; PT-12, mostrando la columna original.

16) PT-17; perfil ubicado en las cercanías de la comunidad de Atoyatempan; mide 3.5 m; presenta las facies Fsil-1, Fsil-2, Fsil-3, Ffs/sil-6, Ffs-7 y Ffs-9; con una relación de arena-arcilla 1-1.649; no presenta icnofósiles visibles, por lo que su BI es de 0 (Figura 16).

1-1.98; Presenta a los icnofósiles *Ophiomorpha rudis*, *Nereites* isp y *Rotundusichnium* isp en el intervalo que va de 0.26 a 0.29 m, asociadós a la facies Ffs-7, con un BI(c) de 4; otro intervalo que va de 0.854 a 0.93 m con presencia de *Ophiomorpha rudis*, asociadós a la facies Ffs-8, con un BI(c) de 2 (Figura 17).

En las cercanías del punto donde se ubica la columna PT-18, se tomó la muestra de roca (20 kilogramos) para obtención de circones detríticos (DZ), a partir de un estrato de arenisca gruesa, la cual se ubica en el punto 14Q 612465, 2082605 UTM. La muestra se tomó de acuerdo a las especificaciones indicadas y con el ojo experto de la doctora Claudia Cristina Mendoza Rosales, asesora del presente proyecto.

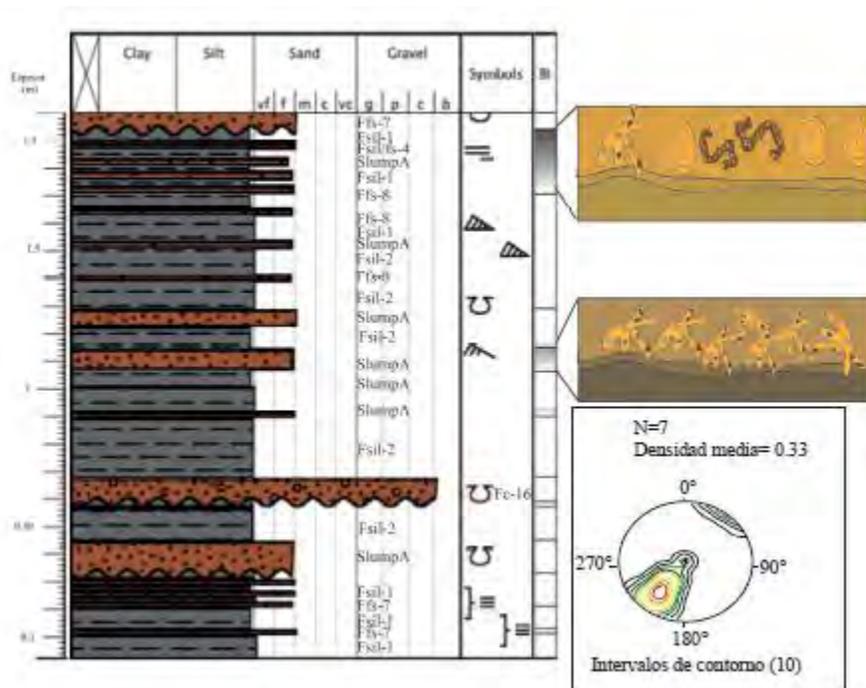


Figura 17; PT-18, mostrando los icnofósiles presentes.

18) PT-19; perfil cercano al poblado de Atoyatempan; mide 6.72 m; rumbo y echado de 107°, 69; con las facies Fsil-1, Fms-12, Fms-14, Fc-16; la relación arena-arcillas es de 7.21-1; presenta la asociación de *Nereites* isp y *Scolicia strozzi* en el estrato que va de 0.45 a 0.69 m, asociadós a la facies Fms-14, con un BI(b) de 3; *Ophiomorpha rudis*

en el intervalo que va de 5.65 a 5.75 m asoció a las facies Fms-14, con un BI(b) de 3 (Figura 18).

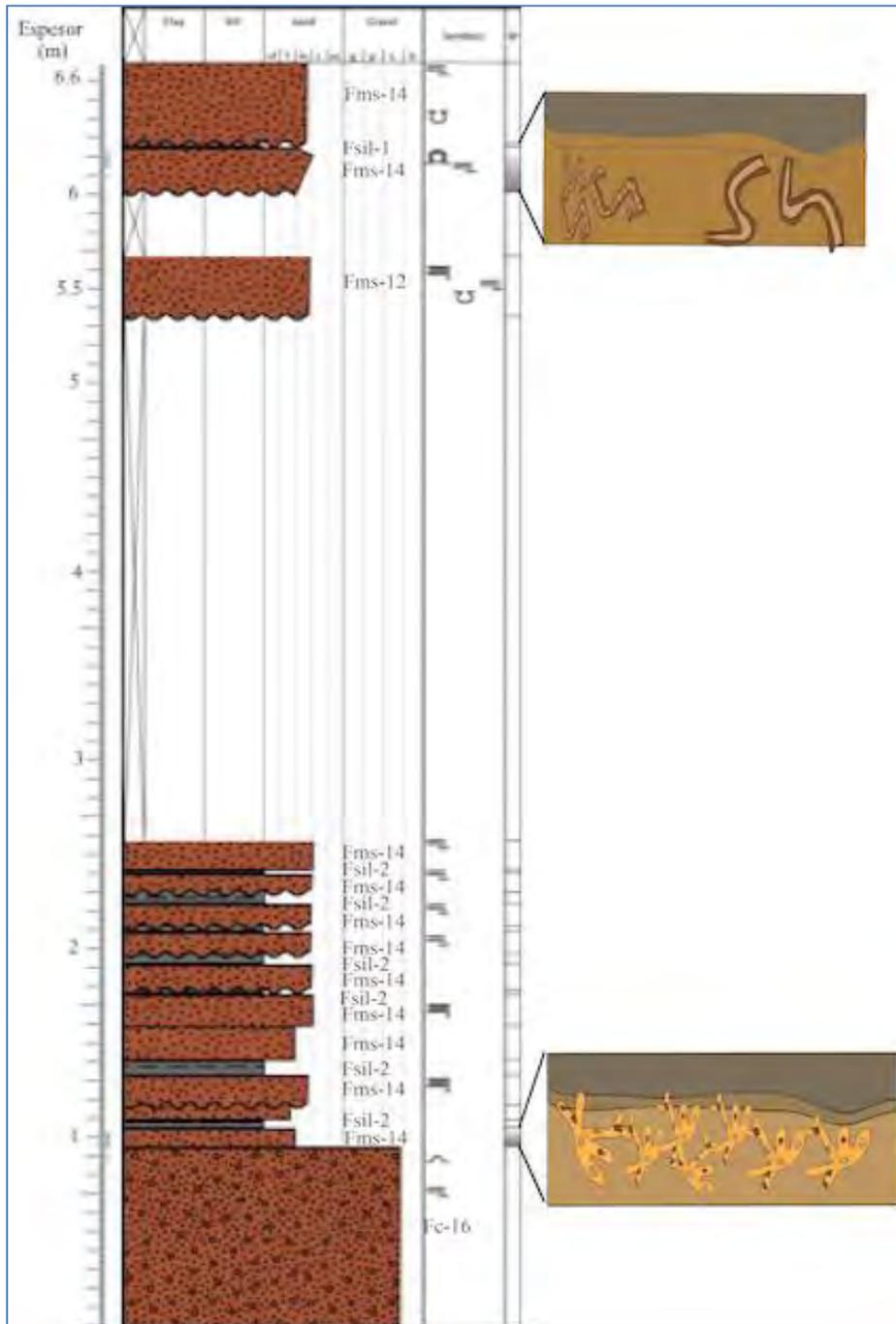


Figura 18; PT-19, mostrando los icnofósiles y un estrato de la columna.

19) PT-11; Perfil ubicado en las cercanías del cerro la lobera; mide 2.69 m; Con facies fsil/shal-0, Fsil-1, Fsil-2, Ffs/shal-6, Ffs-7, Fms-14, Fca/mud-19; con una relación

arena-arcilla de 1-1.78; presentando galerías pequeñas indeterminadas en el intervalo que va de 1.28 a 1.32 m, con un BI(b) de 2 (Figura 19).

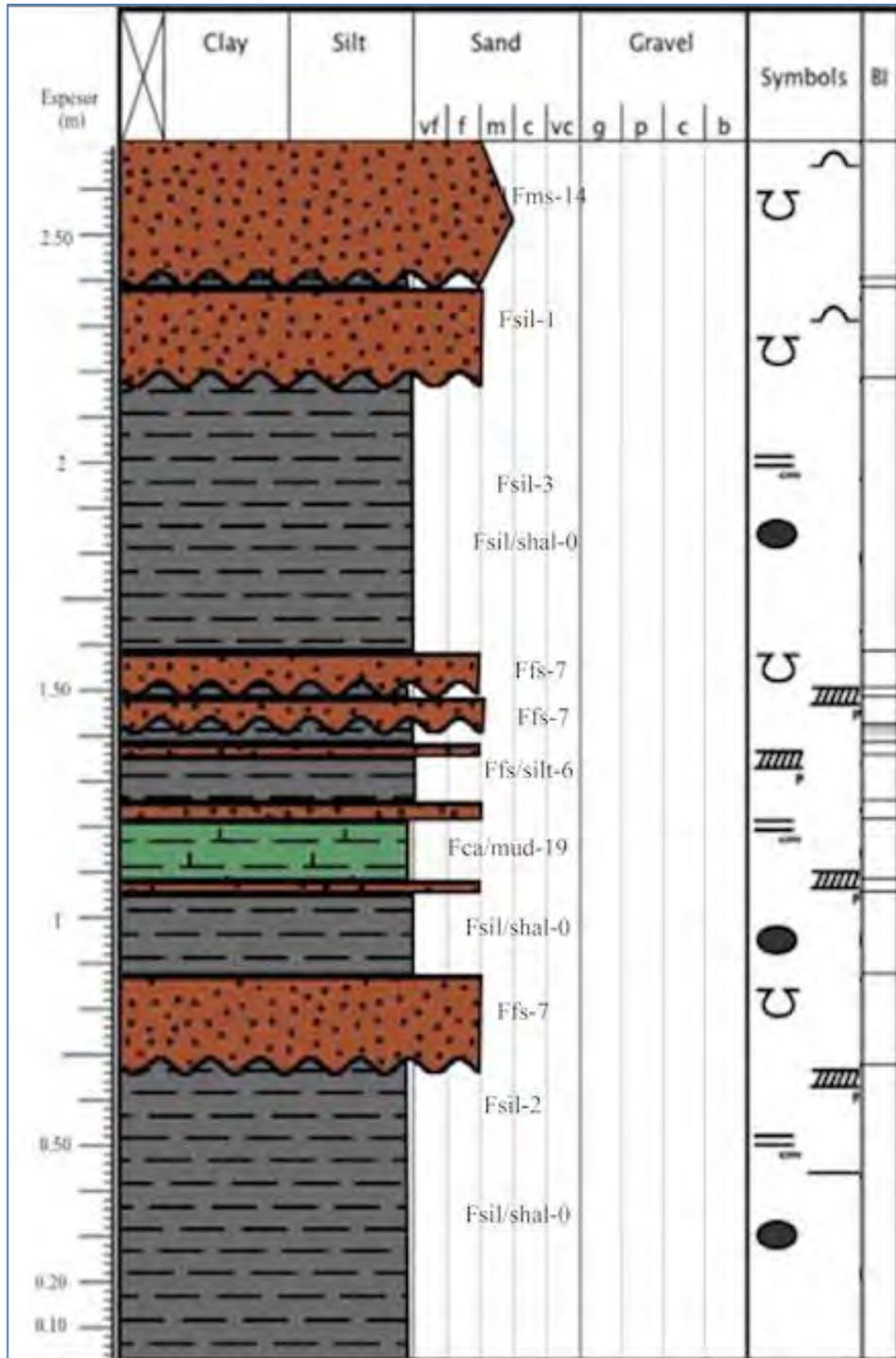


Figura 19; PT-11.

20) PT-20; Perfil con gutter cast presentes en las cercanías del poblado de Atoyatempan; mide 1.2 m; rumbo y echado; con las facies Fsil-2, Fsil/Fs-4, Ffs/Fsil-6; con una relación arena-arcilla de 1.35-1; presentando Guther cast en los intervalos 0.076 a 0.148 m y 0.184 a 0.256 m; presenta un BI de 0 y ningún ichnofósil visible (Figura 20).

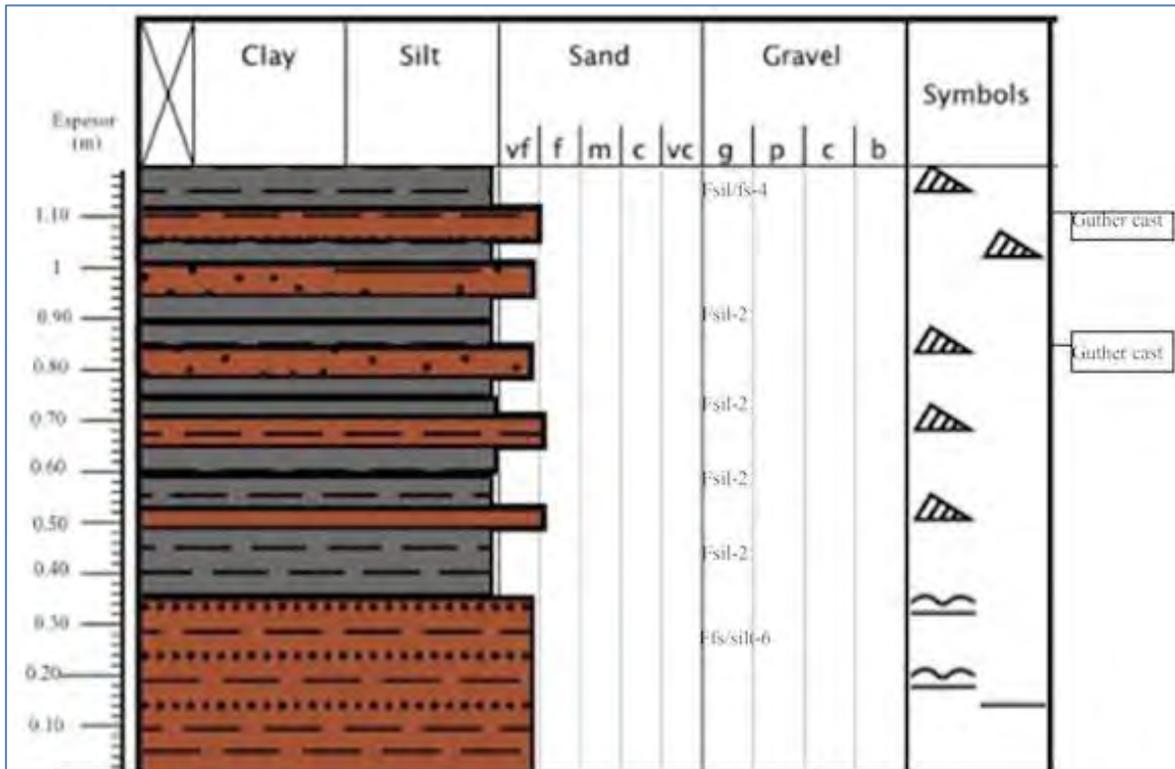


Figura 20; PT-20.

21) PT-21; perfil ubicado en las cercanías del poblado de Atoyatempan; mide 7.18 m; con facies Fsil/shal-0, Fsil-1, Fsil-2, Fsil-3, Fsil/fs-5, Ffs-7, Ffs-10, Ffs-11; con una relación arena-arcilla de 1.1.496; Presenta estratos con *Ophiomorpha rudis* y *Palaeophycus* en los intervalos 4.54 a 4.69 asociado a la facies Ffs-10, con un BI(c) de 5; en el intervalo que va de 4.79 a 4.89, presentando un gutter cast, asociado a la facies Ffs-11, con un BI(c) de 4, también en el intervalo que va de 7.14 a 7.18 m asociado a la facies Ffs-8, con un BI(c) de 5; por último *Thalassinoides* y *Palaeophycus* también está asociado a las facies Ffs-7 en los intervalos 6.40 a 6.46 m y de 6.57 a 6.62 m, con un BI(c) de 4 y 5 (Figura 21).

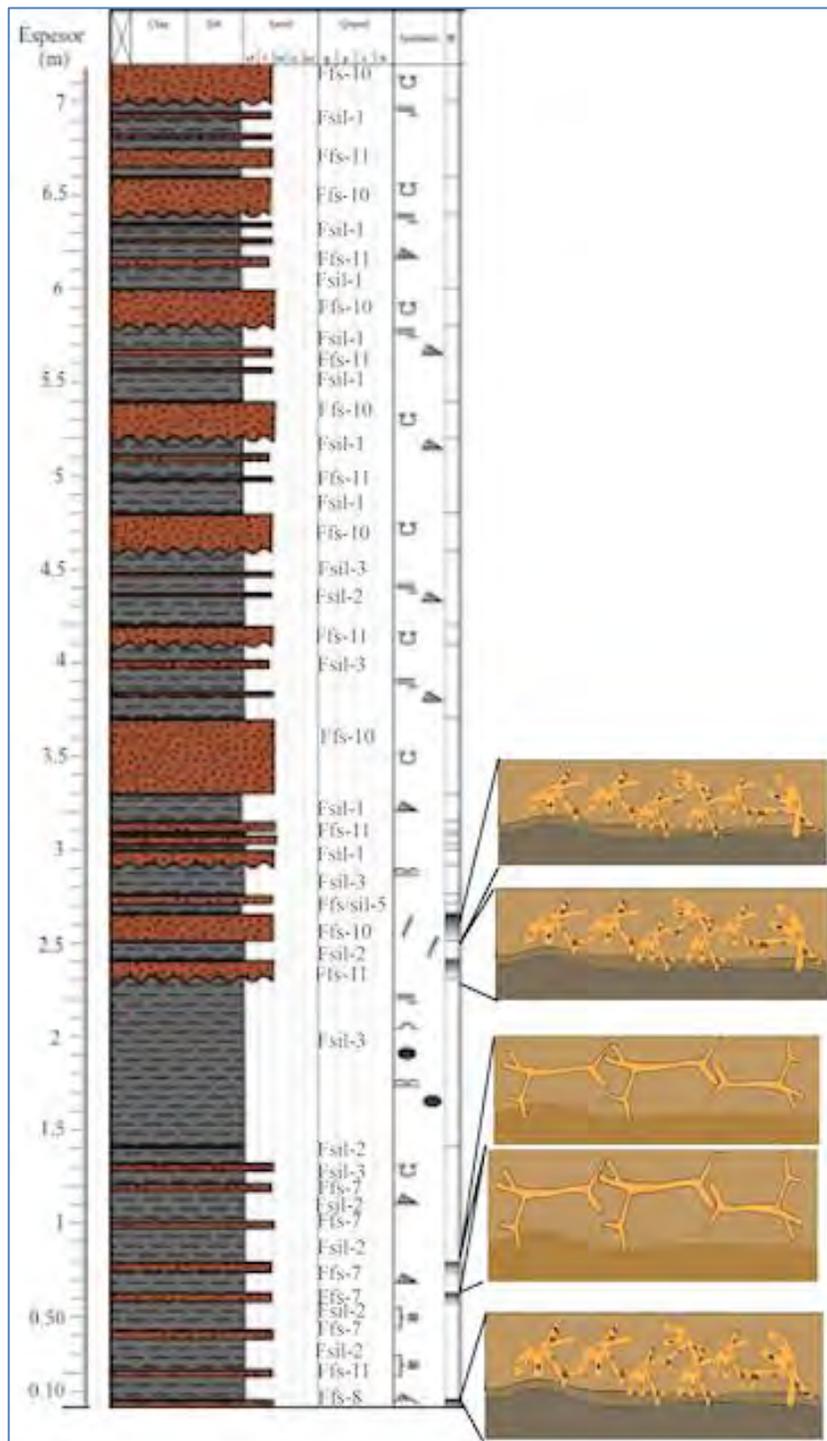


Figura 21; PT-21.

22) PT-22; perfil ubicado en las cercanías de la Barranca Tonalaque; mide 26.32 m; los estratos están invertidos; rumbo y echado; con facies Fsil-1, Fsil-2, Fsil-3, Ffs/sil-5,

Ffs/sil-6, Ffs-7, Ffs-8, Ffs-9, Ffs-10, Fms- 12, Fms-13, Fms-14, Fp-15, Fc-16, Fca/mud-19; con una relación arena-arcilla de 1.11-1; cuenta con diversos episodios Presenta las ichnoespecies *Ophiomorpha rudis* en los intervalos de 0.088 a 0.16 m, 14.23 a 14.35 y de 15.74 a 15.85 m, con un BI(c) respectivo de 2, 3 y 4 de; presenta el ichnogénero *Thalassinoides* isp en los intervalos 1.95 a 2.10, 4.25 a 4.30 y de 13.73 a 13.83, con un BI(c) respectivo de 3, 4 y 3; la ichnoespecie *Scolicia prisca* en los intervalos que van de 6.90 a 6.95, 7.05 a 7.15, con un BI(c) respectivo de 5 y 2 ; en conjunto presenta a *Scolicia prisca* y *Bergaueria* isp en el intervalo de 4.40 a 4.55, con un BI de ((c) 3, (b) 2); *Bergaueria* y *Thalassinoides* en el intervalo que va de 5.95 a 6.05 m, con un BI(b) de 3; y en el intervalo que va de 10.85 a 10.95 m, con un BI(c) de 4 (Figura 22).

23) PT-23; perfil ubicado en las cercanías del cerro Magueyollos; mide 0.38 m; rumbo y echado; con facies Fsil-1, Fsil-2, Ffs-8; con una relación arena-arcilla de 1-1.11; presentando en los intervalos de 0 a 0.05 m y de 0.14 a 0.19 m, los icnogéneros *Thalassinoides isp*, *Zoophycos isp* y *Planolites*, con un BI(c) de 5 y 5 (Figura 23).

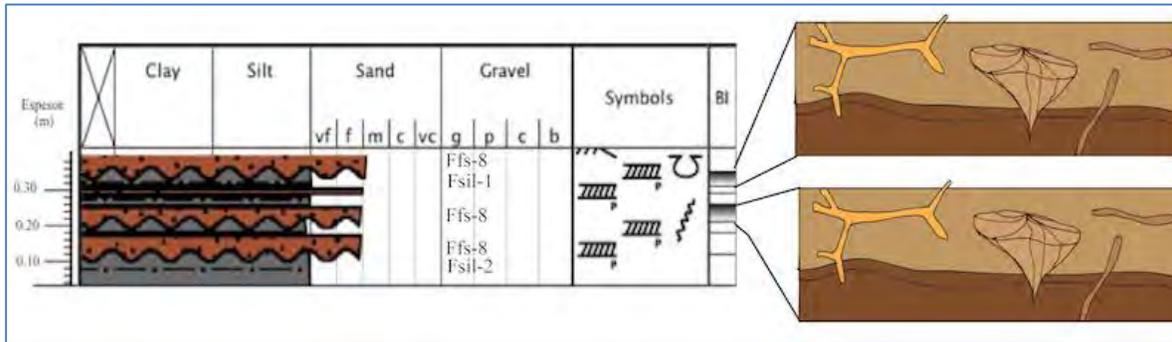


Figura 23; PT-23, mostrando la columna y los icnofósiles.

24) PT-24; perfil ubicado en las cercanías del Cerro Colorado; mide 2.32 m; presenta las facies Fsil-1, Fsil-2, Fsil-3, Ffs/Fsil-6, Ffs-7, Ffs-8, Ffs-9 y Fb-17; con una relación arena-arcilla de 1-1.28. Presenta *Ophiomorpha rudis* y *Nereites isp*, en los intervalos de 0.79 a 0.872 m asociado a la facies Ffs-7, con un BI de (5c,1b) y en el intervalo que va de 1.45 a 1.54 m asociado a la facies Ffs-7, con un BI de (4c,1b); en el intervalo de 1.66 a 1.77m, con un BI (b) de 2 y el intervalo 1.97 a 2.07 m presenta una galería tubular delgada no reconocible, asociadas a la facies Ffs-8 y Ffs-9 respectivamente, con un BI(b) de 1 (Figura 24).

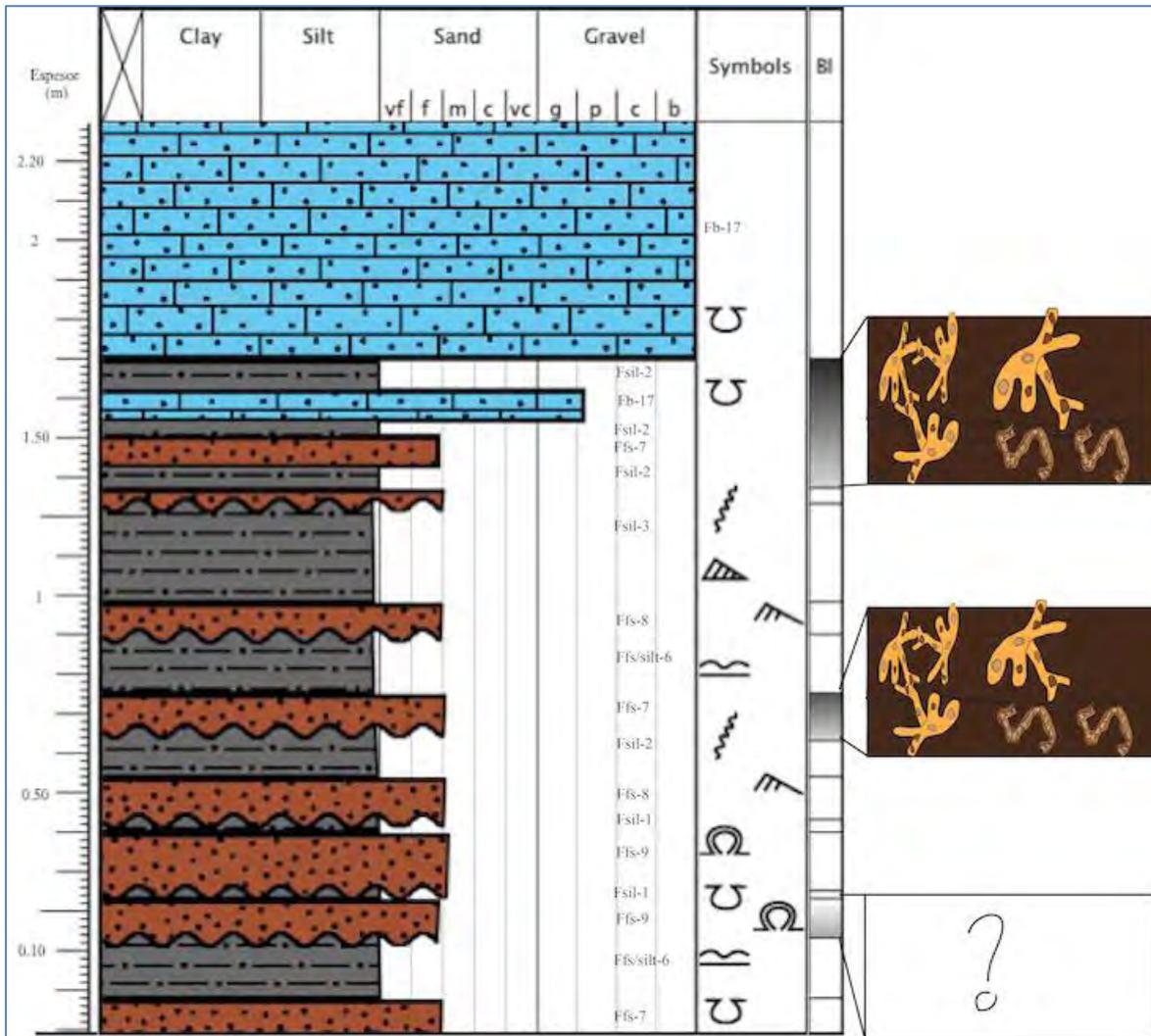


Figura 24; PT-24.

25) PT-25; perfil ubicado en las cercanías de Cerro Colorado; mide 5.08 m; presenta las facies Fsil-1, Fsil-2, Fsil-3, Ffs/sil-5, Ffs/sil-6, Ffs-7, Ffs-10 y Fms-14; con una relación arena-arcilla de 1.90-1. Presenta icnofósiles diversos; como es *Thalassinoides* en el intervalo que va de 0.19 a 0.24 m, con un BI(c) de 3; *Bergaueria* en el intervalo que va de 0.37 a 0.47, con un BI(b) de 2; *Halimedides* isp en el intervalo de 0.78 a 0.83 m, con un BI(b) de 2; *Bergaueria* en el intervalo de 0.83 a 0.88 m, con un BI(b) de 2, *Thalassinoides* en el intervalo que va de 0.98 a 1.08 m, con un BI(c) de 3; *Ophiomorpha rudis* en el punto 1.45 m de la columna, con un BI(c) de 2; *Rhizocorallium* isp en el estrato que va de 1.83 a 1.91, con un BI□ de 3; *Zoophycos* en el intervalo que va de 2.06 a 2.16 m, con un BI(c) de 4; *Bergaueria*

