

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**"INVENTARIO ICNOFAUNÍSTICO EN LA FORMACIÓN
CHICONTEPEC (TERCIARIO TEMPRANO) EN SAN
LORENZO ACHIOTEPEC, HIDALGO, MÉXICO"**

TESIS

**QUE COMO REQUISITO PARCIAL PARA
OBTENER EL GRADO DE**

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

PRESENTA:

ALEJANDRA GUADALUPE GUTIÉRREZ ALEJANDRO

LINARES, NUEVO LEÓN

FEBRERO 2012

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA**

HDA. DE GUADALUPE, CARR. A CERRO PRIETO KM 8, A.P. 104
67700 LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO TELS. Y FAX (821) 214 20 10, 214 20 20 Y 214 20 30



**"INVENTARIO ICNOFAUNÍSTICO EN LA FORMACIÓN
CHICONTEPEC (TERCIARIO TEMPRANO) EN SAN
LORENZO ACHIOTEPEC, HIDALGO, MÉXICO"**

PRESENTA:

ALEJANDRA GUADALUPE GUTIÉRREZ ALEJANDRO

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARA OBTENER EL
GRADO DE:**

MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Vo. Bo. DIRECTOR DE TESIS

Dr. José Guadalupe López Oliva

LINARES, N. L.

FEBRERO 2012

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN
FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA

HDA. DE GUADALUPE, CARR. A CERRO PRIETO KM 8, A.P. 104
67700 LINARES, NUEVO LEÓN, MÉXICO TELS. Y FAX (821) 214 20 10, 214 20 20 Y 214 20 30



**"INVENTARIO ICNOFAUNÍSTICO EN LA FORMACIÓN
CHICONTEPEC (TERCIARIO TEMPRANO) EN SAN
LORENZO ACHIOTEPEC, HIDALGO, MÉXICO"**

PRESENTA:

ALEJANDRA GUADALUPE GUTIÉRREZ ALEJANDRO

**HA SIDO ACEPTADA COMO REQUISITO PARCIAL PARA
OBTENER EL GRADO DE MAESTRO EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

COMITÉ DE REVISIÓN

Vo. Bo.

Dr. José Guadalupe López Oliva
Director de Tesis

Dr. Uwe Jenchen
Co-Director de Tesis

M. C. Andres Ramos Ledezma
Co-Director de Tesis

LINARES, N.L.

FEBRERO 2011

Por este conducto declaro bajo protesta que este trabajo ha sido desarrollado personalmente con el apoyo del Comité de Titulación. Toda la información utilizada para este estudio ha sido citada debidamente.

Ing. Alejandra Guadalupe Gutiérrez Alejandro

*¿Dónde estaba yo cuando se formó la tierra? ¿Cuáles
son los cimientos que sostienen su firmeza? ¿Cuál
es el camino en que se desliza el viento? ¿Quién
ordena el sendero de las aves en su vuelo?*

*El distraído tropezó con ella,
El violento la utilizó como proyectil,
El emprendedor, construyó con ella,
El campesino, cansado, la utilizó de asiento,
El geólogo tiene una obsesión antinatural por ella
Para los niños, fue un juguete,
Drummond la poetizó,
David, mató a Goliat,
Y Michelangelo le sacó la más bella escultura.
En todos estos casos, la diferencia no estuvo en la piedra
sino en el HOMBRE!!!
No existe "PIEDRA" en tu camino que no puedas aprovechar
para tu propio crecimiento.*

*La gente puede dudar de lo que tú dices,
pero siempre creerá en lo que tú haces.*

DEDICATORIA

Primeramente dedico y agradezco esta tesis y etapa de mi vida a esos Seres Extraordinarios, por permitirme llegar a ser todo lo que soy, por enseñarme a ver todas las cosas verticales en horizontales, darme la oportunidad de conocer a tanta gente maravillosa de la que aprendí tanto y poder estar rodeada hoy de los que más quiero, pero sobre todo por quién siempre estuvo al cuidado de mí y porque cuando acudía a Él siempre me respondía y enseñaba esas cosas grandes y dificultosas que no conocía.

A mis padres, por su amor, trabajo y sacrificios en todos estos años, gracias a ustedes he logrado llegar hasta aquí y convertirme en lo que soy. Ha sido un privilegio ser su hija. A mi mamá "Lupina", por su amor incondicional, su perseverancia, por enseñarme a tener fé y por enseñarme también a luchar por mis metas para conseguirlas. A mi papá "Tano" por todo su esfuerzo, por su cariño por su apoyo y comprensión en todo momento. Gracias por todo lo que me has dado. Muchas gracias por su paciencia.

A Alfonso Alejandro Urbina, gracias por enseñarme que hay que amar lo que hacemos cada día y que hay que trabajar muy duro para lograr lo que se quiere, gracias por ese ejemplo de vida. Que orgullo ser tu nieta. Te quiero mucho "Güelito".

A mis hermanas (Tania, Blanca y Nelly) por todos los excelentes, buenos y malos momentos que pasamos. Porque en cada uno de esos momentos nos alentábamos, animábamos, aconsejábamos, molestábamos y aprendimos a crecer juntas.

A mis tios (Amado, Mary, Betty, Gloria, Olga, Miguel, Tere) por animarme y alentarme en esa cadena y comunicación tan cercana con ese Ser Extraordinario, porque siempre que necesitaba una palabra de parte de ese ser allí estaban ustedes para hacérmelo saber, gracias también por darme su amistad y hacerme sentir como su hermana porque son los tios que muchos desean tener.

AGRADECIMIENTOS

A La UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE NUEVO LEÓN por ser mi casa todos estos años, así como por haberme dado la formación necesaria para enfrentarme al mundo real. Por enseñarme a marchar con orgullo y enaltecer su emblema con lealtad, valor y justicia, así como a forjar la vocación. Gracias UANL.

Al Director de la Facultad de Ciencias de la Tierra el Dr. Francisco Medina Barrera, porque en todo momento estuvo dispuesto a darme el apoyo que como alumna necesitaba y no solo eso sino también su confianza y amistad.

Al CONACyT por darme la oportunidad y su grande apoyo así como por la depositación de confianza en mí durante la maestría.

Al director de tesis el Dr. José Guadalupe López Oliva por depositar su confianza y creer en mí, por enseñarme a llevar un espíritu de lucha y esfuerzo. Por su valioso tiempo, paciencia e importantes aportaciones en la elaboración de esta tesis. Gracias

A mis co-directores de titulación: el Dr. Uwe Jenchen y al M. C. Andrés Ramos Ledezma, gracias por aceptar ser parte de mi comité, así como por cada una de sus aportaciones y recomendaciones para este proyecto y por todo lo acontecido durante el trabajo de campo.

Al Ing. Manuel Ángel Maldonado Leal, por todo su apoyo y gentileza durante la realización de esta investigación.

Al subdirector de posgrado el Dr. Fernando Velasco Tapia, por sus consejos, alentarme y por su gran apoyo para poder concluir esta etapa de mi vida.

A todos mis maestros que creyeron en mí y que desde mi formación profesional he aprendido mucho de ellos, de igual manera agradezco a todos aquellos que no creyeron porque eso fue algo que me impulso a creer más y más en mí.

A mis "hijillos" Juan José y Miguel Ángel, Toño, Osiris, Víctor, Beto el más guapo de todos claro está, agradezco la oportunidad de conocerles y a sus familias por brindarme la confianza para con estos sus hijos.

A la Ing. Nancy Mireles González gracias por ser mi amiga y hermana, por esos buenos consejos y toda tu valiosa ayuda tanto en campo, gabinete y durante el tiempo que llevo de conocerte, ah también gracias a Silvita.

A la Ing. Ale Santana, muchas gracias por tu amistad, por todo lo que vivimos juntas, jejeje, todas esas experiencias y anécdotas inolvidables en las cuales sentimos miedos y emociones pero sobre todo mucha risa. Al igual agradezco a tu familia por el apoyo que me brindó.

A las Ingenieras Adriana Gómez Alejandro, Marichu Martínez López y Andrea Escobar Morales gracias por todo. A Julia por demostrarme que todavía puedes confiar en las personas como ella y su bonita familia.

A la familia Tolentino Tolentino (el Sr. Zenón, la Sra. Seniorina y la Sra. Paula), gracias por hacernos sentir como en casa y por todas sus atenciones.

A todo el equipo de campo (M. C. Pedro Rodríguez Saavedra, Jorge Perales Ruiz, Carlos Armando García Ramos, Vicente Guerrero Martínez).

A la Doctora Elizabeth Chacón Baca, por darme la oportunidad de apoyarle en campo y por su valiosa ayuda.

A toda la Familia Filadelfia y Elim gracias por ponerse en la brecha por mí.

Resumen

El uso de los icnofósiles se utiliza no sólo a la disciplina de la paleontología, sino también a otras disciplinas como lo son: estratigrafía y sedimentología, por mencionar algunas y es cuando inicia el estudio más específico de los icnofósiles y su valor en la reconstrucción de factores paleoecológicos, ambientes de depósito así como su dinámica biológica y geológica (Ekdale *et al.*, 1984; Frey y Pemberton, 1985; Pemberton *et al.*, 1992 y 2001).

El área de estudio que se propuso para este trabajo, se eligió debido a que se encontraron diversas asociaciones icnofaunísticas en la Formación Chicontepec. Estas asociaciones se encuentran *in situ* y en un estado de preservación notable.

Durante el trabajo de campo se realizaron cuatro visitas a la comunidad de San Lorenzo Achioteppec en el estado de Hidalgo, en donde se hizo una ilustración y descripción de los icnofósiles y de sus características como son; el tamaño, el espesor, la dimensión de los tubos, la morfología, el grado de bioturbación, la ubicación en el estrato (base, cima o dentro del estrato) y la profundidad de penetración en estratos. Se le asignó icnogénero a los icnofósiles encontrados, mediante las características que presentaban y que coincidían con un icnogénero determinado. Los icnogéneros presentes en los perfiles en estudio son los siguientes: **P1SL** y **P2SL** (*Cruziana*, *Zoophycos* *isp.*, *Thalassinoides* *isp.*, *Arenicolites* tipo A y B, *Taprhelminthopsis* *isp.* **P3SL** (*Subphyllochorda* *isp.*, *Scolicia* *prisca*, *Fucusopsis* *angulata*, *Spirorhapse*, *Terebellina* *cf. palachei*).

Según los icnogéneros clasificados se determina que las condiciones ambientales que prevalecieron en la región de San Lorenzo, Achioteppec pertenecen desde una zona de costa arenosa hasta la región abisal; y de bajo nivel de energía, aguas poco oxigenadas y salinidad alta. Los organismos con respecto a sus trazas pertenecían a comedores entrampadores, y estos también seguían un patrón de organización de alimentación debido a la escasez de alimentos. Al aumentar la profundidad dominan aquellos organismos adaptados a un mayor déficit de oxígeno.

Se establece que el área de estudio pertenece a un abanico submarino dentro del cual se colocaron cada una de las asociaciones icnofaunísticas para interpretar sus condiciones paleobatimétricas y paleoambientales.

Abstract

Trace fossils are useful not only for paleontology discipline, but also other disciplines such as: stratigraphy and sedimentology, to name a few, it is when a more specific study of trace fossils starts, and their value in the reconstruction of palaeoecological factors, depositional environments and their geological and biological dynamics (Ekdale *et al.*, 1984, Frey and Pemberton, 1985 Pemberton *et al.*, 1992 and 2001).

The study area proposed for this work was chosen due to several ichnofaunistic associations in the Chicontepec Formation. These associations are *in situ* and in a remarkable state of preservation.

During field work four visits to the community of San Lorenzo Achiotepec in the state of Hidalgo were carried out, where an elaborate illustration and description of trace fossils and their characteristics was made, including size, thickness, tube size, morphology, bioturbation degree, strata location (basis, top or within it) and the penetration depth in strata. Ichnogenus was assigned to trace fossils based on their features. The ichnogenus present in the profiles in study are the following: Section 1SL and Section 2SL (*Cruziana*, *Zoophycos* *isp.*, *Thalassinoides* *isp.*, *Arenicolites* tipo A y B, *Taphrhelminthopsis* *isp.*) Section 3SL (*Subphyllochora* *isp.*, *Scolicia prisca*, *Fucusopsis angulata*, *Spirorhappe*, *Terebellina cf. palachei*).

Environmental conditions that prevailed in the region of San Lorenzo, Achiotepec were determined, according to classified ichnogenus. These conditions are, from an area of sandy coastline to the abyssal region, and low-energy, poorly oxygenated waters and high salinity. Regarding their traces, organisms belong to dining trapped, and they also follow an organization pattern due to food shortages. Organisms adapted to higher oxygen deficit dominate with increasing depth.

It is established that the studied area belongs to a submarine fan within which every ichnofaunistic association was assigned, in order to interpret paleobathymetric and paleoenvironmental conditions.

Contenido

Resumen.....	i
Abstract.....	iii
Contenido.....	iv
Figuras	vi
Tablas.....	xii
Graficas.....	¡Error! Marcador no definido.
1 Presentación.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Hipótesis.....	1
1.3 Objetivos y Metas.....	1
1.4 Metodología.....	2
1.5 Antecedentes.....	4
2 Geología Regional	6
2.1 Etapa posterior al <i>Rift</i> y al movimiento de Yucatán desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior.....	11
2.2 Etapa de deformación y sedimentación durante el Cenozoico.....	20
2.3 Cuenca Tampico Misantla.....	23
2.4 Formación Chicontepec.....	25
3 Marco teórico.....	28
3.1 Términos y conceptos básicos en Paleoicnología	28
3.2 Terminología “Clásica” de origen sedimentológico.....	30

3.3	Clasificación, comportamiento y preservación de los Icnofósiles	31
3.4	Tipos de Icnofacies.....	37
3.4.1	Icnofacies <i>Trypanites</i>	37
3.4.2	Icnofacies <i>Teredolites</i>	37
3.4.3	Icnofacies <i>Glossifungites</i>	37
3.4.4	Icnofacies <i>Psilonichnus</i>	38
3.4.5	Icnofacies <i>Skolithos</i>	38
3.4.6	Icnofacies <i>Cruziana</i>	39
3.4.7	Icnofacies <i>Zoophycos</i>	39
3.4.8	Icnofacies <i>Nereites</i>	40
4	Geología Local.....	42
4.1	Localización y vías de acceso.....	42
4.2	Estratigrafía	43
4.2.1	Descripción de Perfiles	43
4.3	Estructuras sedimentarias	49
5	Identificación de Icnofauna.....	61
5.1	Contenido de Icnofauna en Fotoperfil 1	61
5.1.1	Icnofacies <i>Skolithos</i>	63
5.1.2	Icnofacies <i>Cruziana</i>	68
5.1.3	Icnofacies <i>Nereites</i>	70
5.2	Contenido de Icnofauna en Fotoperfil 2 (P2SL)	72
5.2.1	Icnofacies <i>Zoophycos</i>	74
5.3	Contenido de Icnofauna en Fotoperfil (P3SL)	76
5.3.1	Icnofacies <i>Nereites</i>	79

5.4	Clasificación y conteo de Icnofacies para los tres perfiles estudiados	88
5.4.1	Caracteres Etológicos	88
5.4.2	Abundancia de Icnofauna	89
6	Conclusiones	94
7	Referencias Bibliográficas	96

Figuras

Fig. 1:	Representación del Índice de Bioturbación (IB; Pemberton <i>et al.</i> , 2001).	3
Fig. 2:	Localización de la Cuenca Tampico-Misantla (Área de estudio; GoogleEarth, 2011).	6
Fig. 3:	Paleogeografía del Triásico Superior en el área del Golfo de México. Ubicación de los <i>horsts</i> . Esquemática por (Salvador, 1991c) con datos superficiales y de subsuelo. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia.	7
Fig. 4:	Paleogeografía del Jurásico Medio en el área del Golfo de México. En negro se muestra la distribución actual de la halita depositada durante el Calloviano. Esta aflora en el fondo marino en dos masas, una septentrional y otra meridional, separadas por una franja sin sal. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Salvador, 1991c).	8
Fig. 5:	Paleogeografía del Kimmeridgiano Temprano. Para este tiempo la actividad de la Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca ya había cesado su movimiento lateral y tanto el Macizo de Chiapas como el Bloque Yucatán ocuparon desde entonces la posición que tienen hoy. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Salvador, 1991c).	9
Fig. 6:	Estructuras regionales que afectan la corteza continental de México. La edad en la que las fallas tuvieron movimiento de desplazamiento lateral se muestra junto a cada una de ellas. Las estrellas rojas indican las localidades en donde afloran rocas básicas y ultrabásicas serpentinizadas. Tomada de (Padilla y Sánchez, 1986).	10

Fig. 7: Paleogeografía del Tithoniano superior. Nótese la gran extensión de las áreas de plataformas someras, en donde ocurrió el depósito de rocas ricas en materia orgánica que constituyen la principal roca generadora de hidrocarburos en el Golfo de México. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia(González y Holguín, 1992). 12

Fig. 8: Paleogeografía del Barremiano. Nótese la longitud de las barreras de arrecifes que bordean a las plataformas, así como la gran extensión de áreas con carbonatos de aguas someras. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Salvador, 1991c). 14

Fig. 9: Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano. La sedimentación de clásticos prevaleció sobre los carbonatos hasta el Aptiano tardío, tiempo en el que los altos de basamento que estuvieron emergidos desde el Jurásico tardío fueron sumergidos bajo las aguas del mar. A partir de entonces la sedimentación de carbonatos dominó nuevamente en toda la cuenca del Golfo de México. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Salvador, 1991c)..... 17

Fig. 10: Paleogeografía del Turoniano- Maestrichtiano. El aporte de sedimentos provenientes del occidente y del sur se incrementó y cambió definitivamente el patrón de depósito de carbonatos a clásticos. Esta condición se mantuvo hasta el Cenozoico. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Padilla y Sánchez, 1986). 18

Fig. 11: Paleogeografía de inicios del Paleoceno, cuando se ha propuesto el impacto de un meteorito en el área de Chicxulub. En este tiempo se depositó una brecha de carbonatos con una gran extensión y espesores que alcanzan los 700 m. (Alvarez *et al.*, 1992). 20

Fig. 12: Paleogeografía del Eoceno tardío cuando se inició el relleno de las cuencas de antepaís de las sierras plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México por sedimentos. Cuenca de Parras-San Carlos (CPSC), Cuenca de Tampico-Misantla (CTM) y Cuenca de Veracruz (CV). Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Padilla y Sanchez 1982). 21

Fig. 13: Columna estratigráfica de Chicontepec. (Yáñez, 1998)..... 26

Fig. 14: Modelo conceptual de abanico submarino y su distribución regional (Walker, 1978).	27
Fig. 15: Clasificación etológica de fósiles traza propuesto por Seilacher (1953; tomado de Pemberton <i>et al.</i> , 2001).	32
Fig. 16: Clasificación de acuerdo al comportamiento de las trazas fósiles (tomado de Pemberton <i>et al.</i> , 2001).	34
Fig. 17: Clasificación preservacional toponímica, propuesta por Martinsson (1970; tomado de Pemberton <i>et al.</i> 2001).	35
Fig. 18: Trazas fósiles típicas: 1) <i>Canlostrepsis</i> ; 2) <i>Entobia</i> ; 3) Echinoid borings; 4) <i>Trypanites</i> ; 5) <i>Teredolites</i> ; 6) <i>Thalassinoides</i> ; 7, 8) <i>Gastrochaenolies</i> ; 9) <i>Diplocraterion</i> (<i>Glossifungites</i>); 10) <i>Skolithos</i> ; 11, 12) <i>Psilonichnus</i> ; 13) <i>Macanopsis</i> ; 14) <i>Skolithos</i> ; 15) <i>Diplocraterion</i> ; 16) <i>Arenicolites</i> ; 17) <i>Ophiomorpha</i> ; 18) <i>Phycodes</i> ; 19); <i>Rhizocorallum</i> ; 20) <i>Teichichnus</i> ; 21) <i>Planolites</i> ; 22) <i>Asteriacites</i> ; 23) <i>Zoophycos</i> ; 24) <i>Lorenzina</i> ; 25) <i>Zoophycos</i> ; 26) <i>Paleodyction</i> ; 27) <i>Taphrhelminthopsis</i> ; 28) <i>Helminthoida</i> ; 29) <i>Cosmorhapse</i> ; 30) <i>Spirorhapse</i> . (Pemberton et al., 2001).	36
Fig. 19: Localización y vías de acceso del área estudiada (GoogleEarth, 2011)	42
Fig. 20: Parte basal de “Perfil 1 San Lorenzo”. Se observan estructuras sedimentarias y trazas fósiles.	44
Fig. 21: “Perfil 1 San Lorenzo” parte intermedia (contenido de estructuras sedimentarias).	45
Fig. 22: Parte final del “Perfil 3 San Lorenzo”. Estructuras sedimentarias y la mayoría de las trazas fósiles de <i>Nereites</i>	47
Fig. 23: a) Areniscas con intercalaciones de lutitas para P1SL, b) Areniscas de espesores de 30cm hasta 1m en la parte intermedia de P1SL y P2SL,c) Estratos delgados de areniscas con intercalaciones de lutitas, d) Lutitas con intercalaciones de areniscas para P3SL... ..	48
Fig. 24: Ripples (ondulas) en estrato de arenisca (Maldonando Leal, 2009).	51

Fig. 25: Ejemplo de bioturbación (traza fósil de <i>Arenicolites tipo "B"</i> penetrando 12cm de areniscas con intercalaciones de lutitas).	52
Fig. 26: Estratificación cruzada en un estrato de arenisca.....	53
Fig. 27: Marcas de escape de agua (deformación de los estratos por escape de fluidos) en lutita.	54
Fig. 28: Calcos de carga (la capa más pesada se hunde en el fango blando generando protuberancias).....	55
Fig. 29: Turboglifos en la base de un estrato de arenisca (la flecha indica el sentido de la corriente).....	56
Fig. 30: Mud- rip-up- clasts.....	57
Fig. 31: Restos de lamelibranquiados en la cima de un estrato.....	58
Fig. 32: Restos de plantas (la línea amarilla marca el límite de los restos) en estrato de lutita.	59
Fig. 33: Presencia de gilsonita en estrato de arenisca.....	60
Fig. 34: Base del "Perfil 1 San Lorenzo I", (triángulos en color amarillo intenso) indican a que altura (en la parte final de la base de este perfil) fueron encontradas las trazas fósiles en este caso se trata de <i>Arenicolites tipo "A"</i> (fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).....	61
Fig. 35: Presencia de <i>Arenicolites tipo "A"</i> (en triángulos amarillo intenso) en las intercalaciones delgadas de areniscas y lutitas. <i>Arenicolites tipo "B"</i> (en triángulos amarillo pálido; fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).	62
Fig. 36: <i>Arenicolites tipo "A" isp.</i> , en la cara de un estrato de arenisca de grano medio.....	63
Fig. 37: <i>Arenicolites tipo "B" isp.</i> , penetrando varias intercalaciones delgadas de areniscas y lutitas.....	65
Fig. 38: Sección horizontal intermedia de <i>Arenicolites</i> llamada por algunos como <i>Bifungites</i>	66

Fig. 39: Parte intermedia del P1SL aparición <i>Thalassinoides isp</i> (círculos rojos) y <i>Taphrhelimithopsis isp</i> (círculos celestes) en las cimas de los estratos de arenisca (fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).	67
Fig. 40: <i>Thalassinoides isp</i> .con relieves altos (epichnion) en la cima de un estrato de arenisca.	68
Fig. 41: <i>Taphrhelimithopsis isp</i> de relieves bajos (<i>hypichnion</i>) en la cima de un estrato de arenisca.	70
Fig. 42: <i>Arenicolites tipo "B"</i> (triángulo amarillo pálido) hace su segunda aparición por lo que indica que existe un evento de mayor energía (fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).	71
Fig. 43: Parte final del P1SL primer registro de <i>Zoophycos isp</i> . (círculo rosa; fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).	71
Fig. 44: Zona intermedia del perfil 2 se presenta <i>Zoophycos isp</i> (círculo rosa; fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).	72
Fig. 45: Parte final de la zona intermedia del perfil 2 continua presente <i>Arenicolites tipo "B"</i> (triángulos amarillo palido).Slumps caóticos (cuadro puentado en color celeste) en capas delgadas de areniscas con intercalaciones de lutitas (fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).	72
Fig. 46: Final de la zona intermedia del perfil 2 se presenta <i>Zoophycos isp</i> (círculo rosa) y <i>Taphrhelimithopsis isp</i> . (círculos celestes) . Estratos delgados y medios de areniscas (lóbulo medio; fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).	73
Fig. 47: <i>Zoophycos isp</i> .con la estructura preservada dentro del cuerpo del molde (endichnion) en la cima de un estrato de arenisca gruesa.	74
Fig. 48: Parte final del "Perfil 2 San Lorenzo". Capas delgadas de areniscas y lutitas (fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).	75
Fig. 49: Fotoperfil "P3SLI San Lorenzo" <i>Arenicolites tipo "B"</i>	76

Fig. 50: Fotoperfil. “P3SLII San Lorenzo” <i>Arenicolites tipo “B”</i> en las capas de lutitas (fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).	77
Fig. 51: Fotoperfil de “P3SLIII San Lorenzo”, dominancia de <i>Arenicolites tipo “B”</i>	77
Fig. 52: Fotoperfil. “P3SLIV”, presencia de <i>Paleodictyon (Glenodictyon) strozzii</i> (cuadro blanco).	78
Fig. 53: <i>Paleodictyon (Glenodictyon) strozzii</i> en la cima de una arenisca intemperizada en color ocre.	79
Fig. 54: Fotoperfil. “P3SLV San Lorenzo”. <i>Fucusopsis angulata</i> (cuadro amarillo), <i>Subphyllochora isp.</i> (rombo rojo).	80
Fig. 55: Ejemplares de <i>Fucusopsis angulata</i> (tubos interpenetrados entre sí) en la base de un estrato de arenisca.	81
Fig. 56: <i>Subphyllochora isp.</i> (obsérvese las dos crestas en el centro de la traza) en la base de un estrato de arenisca.	82
Fig. 57: Fotoperfil “P3SLVI San Lorenzo”. Se muestra a que nivel se encontró los icnogéneros de (<i>Scolicia prisca</i> : rombo celeste; <i>Spirorhaphe isp.</i> : círculo blanco; <i>Bathysiphon isp.</i> : rectángulo verde y <i>Terebellina cf. palachei</i> : triangulo café; fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).	83
Fig. 58: <i>Scolicia prisca</i> (observar los relieves abultados) en la base de un estrato de arenisca.	84
Fig. 59: <i>Spirorhaphe isp.</i> , en la base de un estrato de lutita.	85
Fig. 60: <i>Bathysiphon isp.</i> (las trazas se adelgazan en sus dos extremos) en la base de una arenisca.	86
Fig. 61: <i>Terebellina cf. palachei</i> (obsérvese que las trazas se adelgazan en uno de sus extremos) en la base de un estrato d arenisca.	87
Fig. 62: Modelo paleoambiental para “La Icnofauna Local San Lorenzo Achiotepc” (modificado de Pemberton <i>et al.</i> , 2001).	91
Fig. 63: Modelo paleobatimétrico para “La Icnofauna Local San Lorenzo Achiotepc”. ...	92

Tablas

Tabla 1: .- Caracteres etológicos presentes en los perfiles estratigráficos.	88
Tabla 2: Total de ejemplares en cada uno de los perfiles estudiados.	89

Gráficas

Grafica 1: Abundancia de icnógenos en los tres perfiles de estudio.	90
--	----

1 Presentación

1.1 Introducción

El uso de los icnofósiles se emplea no sólo a la disciplina de la paleontología, sino también a otras disciplinas como lo son: estratigrafía y sedimentología, por mencionar algunas y es cuando inicia el estudio más específico de los icnofósiles y su valor en la reconstrucción de factores paleoecológicos, ambientes de depósito así como su dinámica biológica y geológica (Ekdale *et al.*, 1984; Frey y Pemberton, 1985; Pemberton *et al.*, 1992 y 2001).

A nivel nacional, se tienen pocos estudios sobre icnofósiles y su importancia en análisis paleoecológicos o ambientes de depósito. Investigadores mexicanos, que trabajan actualmente con icnofósiles son: Dr. Meneses, Universidad Autónoma de Baja California y Dr. Gio-Argáez, Facultad de Ciencias, UNAM. En México, los mayores estudios de icnofósiles han sido realizados para documentar icnofósiles de dinosaurios (Ferrusquia, *et al.*, 1978; Tilton *et al.*, 1993; Gio-Argáez y Gómez -Espinosa, 2006) y rastros de mamíferos e invertebrados sin dar mucha importancia a la parte paleoecológica (Almazán-Vázquez, *et al.*, 2006).

1.2 Hipótesis

Se ha propuesto que la icnofauna permite la reconstrucción de icnozonas y adicionalmente la reconstrucción de paleoambientes. ¿Es posible aplicar esta propuesta a la zona de estudio dentro de la Cuenca de Chicontepec?

1.3 Objetivos y Metas

Objetivo principal de la presente tesis es: Generar un inventario icnofaunístico de la Formación Chicontepec en tres perfiles litológicos de edad Terciario Temprano, el área de San Lorenzo Achioteppec en el estado de Hidalgo, identificando, describiendo y clasificando los icnogéneros en algunos casos de ser posible a nivel especie. Esto con el fin de elaborar

asociaciones de icnofósiles de acuerdo a sus semejanzas, para su agrupación y ubicación que permita reconocer y determinar el ambiente de depósito, su paleoecología y la paleobatimetría.

Además: Describir y clasificar los icnogéneros, en lo posible a nivel de especie, mediante un análisis detallado de sus características, físicas como son: tamaño, condiciones que presenta la traza fósil con otros icnogéneros y las características de su posición en los estratos que los contienen.

Realizar un análisis cuantitativo de las características morfológicas que deja la traza fósil en los estratos tales como el grado de bioturbación, la profundidad, la relación con otros icnofósiles y la abundancia; esto indudablemente permitirá interpretar si las trazas fósiles fueron realizadas como parte de un hábitat o como búsqueda de alimentación.

1.4 Metodología

En lo que corresponde al trabajo de campo se realizaron cuatro visitas a la comunidad de San Lorenzo Achiotepic en el estado de Hidalgo. Se hicieron descripciones de rasgos generales y específicos de la Formación en estudio (Fm. Chicontepec), tales como tipo de roca, espesor de los estratos que conforman la Fm. Chicontepec y estructuras sedimentarias. Para la etapa de campo se realizó lo siguiente:

- Se elaboró una descripción de la litología en los afloramientos que contienen los icnofósiles.
- Subsiguientemente, se realizó una ilustración y descripción de los icnofósiles y de sus características como son; el tamaño, el espesor, la dimensión de los tubos, la morfología, el grado de bioturbación (Figura 1), la ubicación en el estrato (base, cima o dentro del estrato) y la profundidad de penetración en el o los estratos. Se midió el espesor de cada uno de los estratos para el levantamiento de tres perfiles estratigráficos. Para el estudio de los icnofósiles, los perfiles estudiados se analizaron con intervalos de 20 m (con un margen de 5 metros antes o después) y se midió 1m² para el estudio de los icnofósiles.

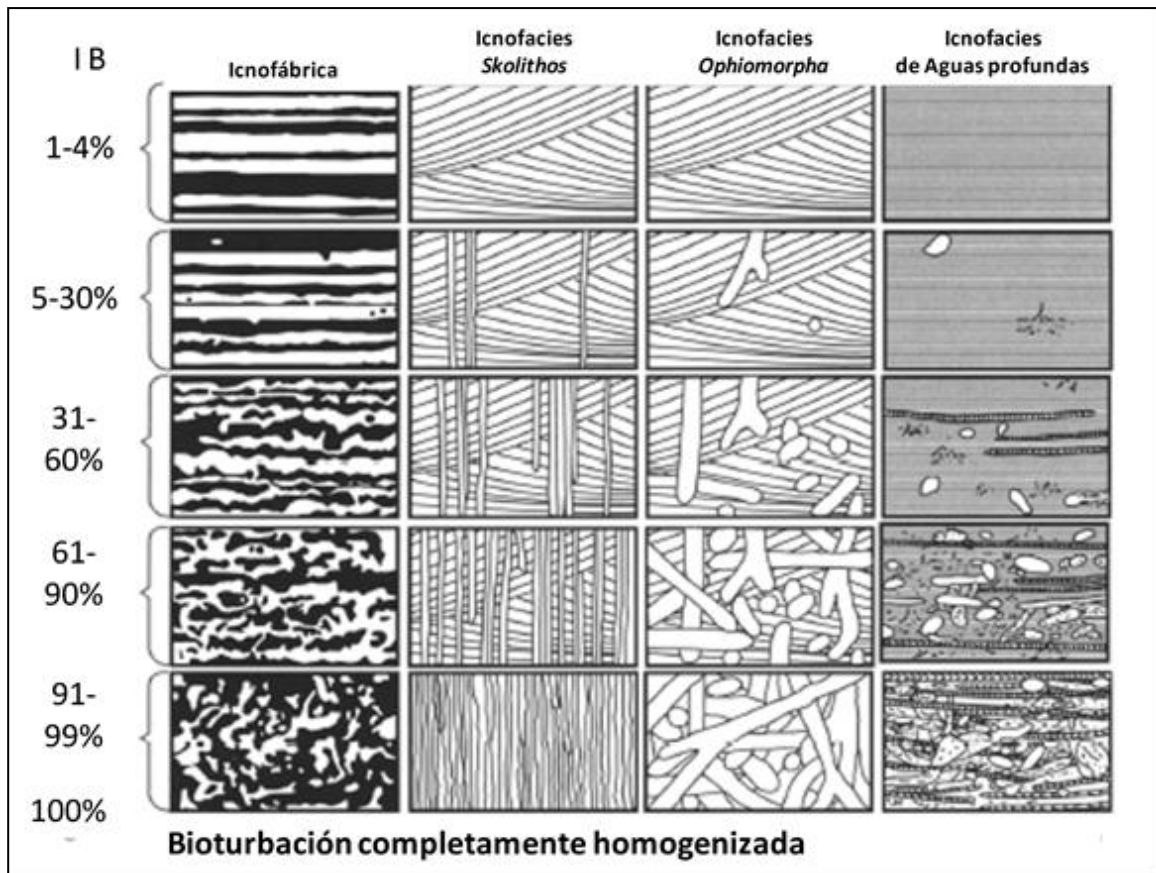


Fig. 1: Representación del Índice de Bioturbación (IB; Pemberton *et al.*, 2001).

El trabajo de gabinete consistió en la recopilación bibliográfica para poder identificar los icnogéneros, mediante características físicas tales como, la intensidad de la bioturbación, la distribución de icnofósiles y los ensambles de icnofósiles presentes en los estratos. Así como el tamaño de los fósiles traza, condiciones del icnofósil en los estratos, tales como la dimensión de los tubos y geometría producida por los icnofósiles, profundidad de penetración y la intercalación que puede tener entre los estratos. Para la realización de esto, fue necesario utilizar las siguientes referencias: Hantzchel, 1975, Frey y Pemberton, 1985, Pemberton *et al.*, 2001. La propuesta de cuantificar el grado de bioturbación fue desarrollada originalmente por Howard y Reineck (1972), y modificada posteriormente por Taylor y Goldring (1993) y conocida como el “Índice de Bioturbación” (IB, Figura 1), el cual es representado de manera vertical a través de los estratos o bien la periodicidad de los icnogéneros para cuantificar la cantidad de bioturbación y por ende el ambiente de depósito, cantidad de energía en el ambiente y variaciones en la colonización,

entre otros parámetros paleoecológico. Este IB se documenta en seis niveles variando de IB 0= 0; IB1= 1-4%; IB2= 5-30%; IB3= 31-60%; IB4= 61-90%; IB5=91-99%; IB6=100%. La interpretación de cada uno de los parámetros se da de acuerdo a la tendencia que muestra esta curva desde uniforme, no uniforme, incremento o disminución de la curva con respecto al “Índice de Bioturbación”.

Posteriormente, se reconocieron y analizaron los fósiles traza mediante fotografías, para documentar las características físicas que se mencionaron en el párrafo anterior. Esta técnica ha sido documentada por Frey y Pemberton (1985) y Pemberton *et al.* (2001) para núcleos de pozos petroleros, la cual se aplicará en el área pero en este caso a partir de fotografías a detalle.

Finalmente, se compararon y asociaron los icnofósiles, empleando la propuesta de Frey y Seilacher (1980) de icnofacies. Seilacher, 1967 utilizó el termino para plural y singular de estructuras sedimentarias orgánicas individuales o grupo de las mismas caracterizadas por sus semejanzas y que se utiliza para determinar en un registro fósil su paleoecología o la paleopropundidad de los icnofósiles, típicamente a través de intervalos largos de tiempo geológico y más o menos característico de determinadas condiciones ambientales. Pemberton *et al.*, 2001, divide a los diferentes ensambles desde la parte continental hasta la zona profunda en seis icnofacies (*Trypanites*, *Glossifungites*, *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycos* y *Nereites*). Esta división ayuda a interpretar la profundidad desde la zona litoral hasta abisal, así como la energía existente en el medio (ver, Figura 18).

1.5 Antecedentes

Los estudios realizados cerca del área han sido pocos, pero de gran valor científico. Dumble, (1918), fue el primero en publicar una descripción de las Capas Chicontepec. Muir, (1936), definió el término Chicontepec, e incluyó la Formación Aragón como la parte superior de lo que llamó “Grupo Chicontepec”, y la Formación Tanlajás fue la parte inferior del grupo. Gamper, (1977) estableció una subdivisión bioestratigráfica del Paleoceno- Eoceno de la Cuenca Tampico- Misantla, en base al contenido de foraminíferos planctónicos. Contreras-Barrera y Gio-Argáez., (1985) contribuyeron al conocimiento icnológico, con el reporte e ilustración de 17 icnofacies, pertenecientes a 11 icnogéneros,

así como la interpretación ambiental respecto a la profundidad de la Formación Chicontepec en el estado de Puebla.

2 Geología Regional

La Cuenca Tampico-Misantla abarca una superficie aproximada de 25, 000 km², y se localiza en los estados de Tamaulipas y Veracruz; además forma parte de la planicie costera del Golfo de México (Figura 2). Dicha cuenca está limitada al norte por el río Guayalejo y por la Sierra de Tamaulipas, al sur por las poblaciones de Nautla y Misantla, así como por el Macizo de Teziutlán, al este por el Golfo de México y al oeste por la Sierra Madre Oriental. (López Ramos, 1956; Gamper, 1977).

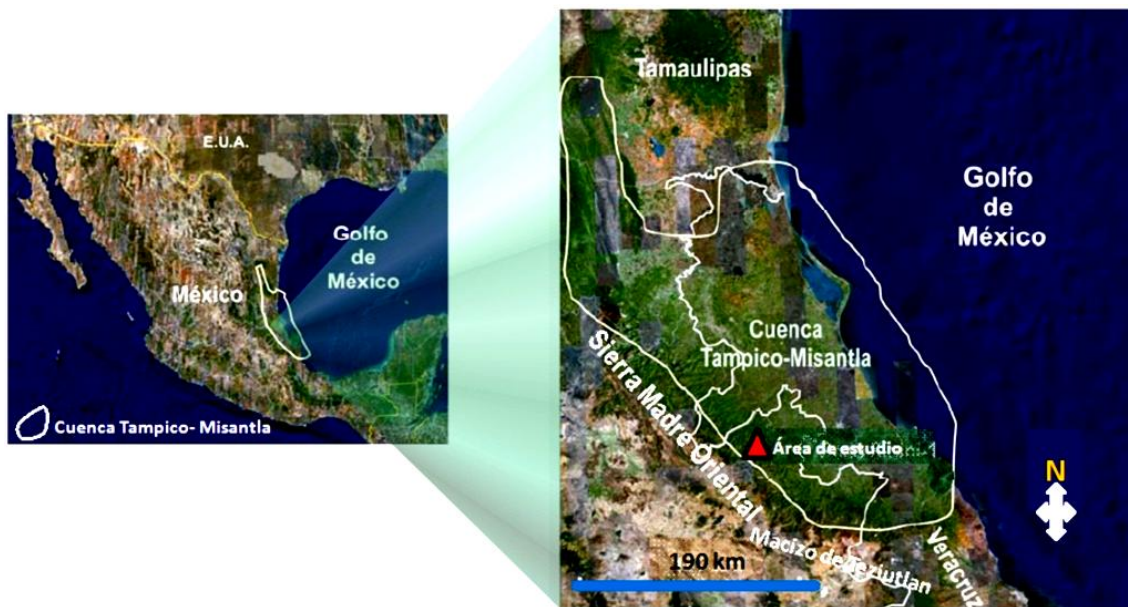


Fig. 2: Localización de la Cuenca Tampico-Misantla (Área de estudio; GoogleEarth, 2011).

La fragmentación y separación inicial de Pangea en el área que hoy ocupa el Golfo de México, está evidenciada por la presencia de lechos rojos que fueron depositados en depresiones continentales cuya geometría estuvo controlada por grabens estrechos con direcciones aproximadamente paralelas a la actual línea de costa (Figura 3) (Salvador, 1991c).

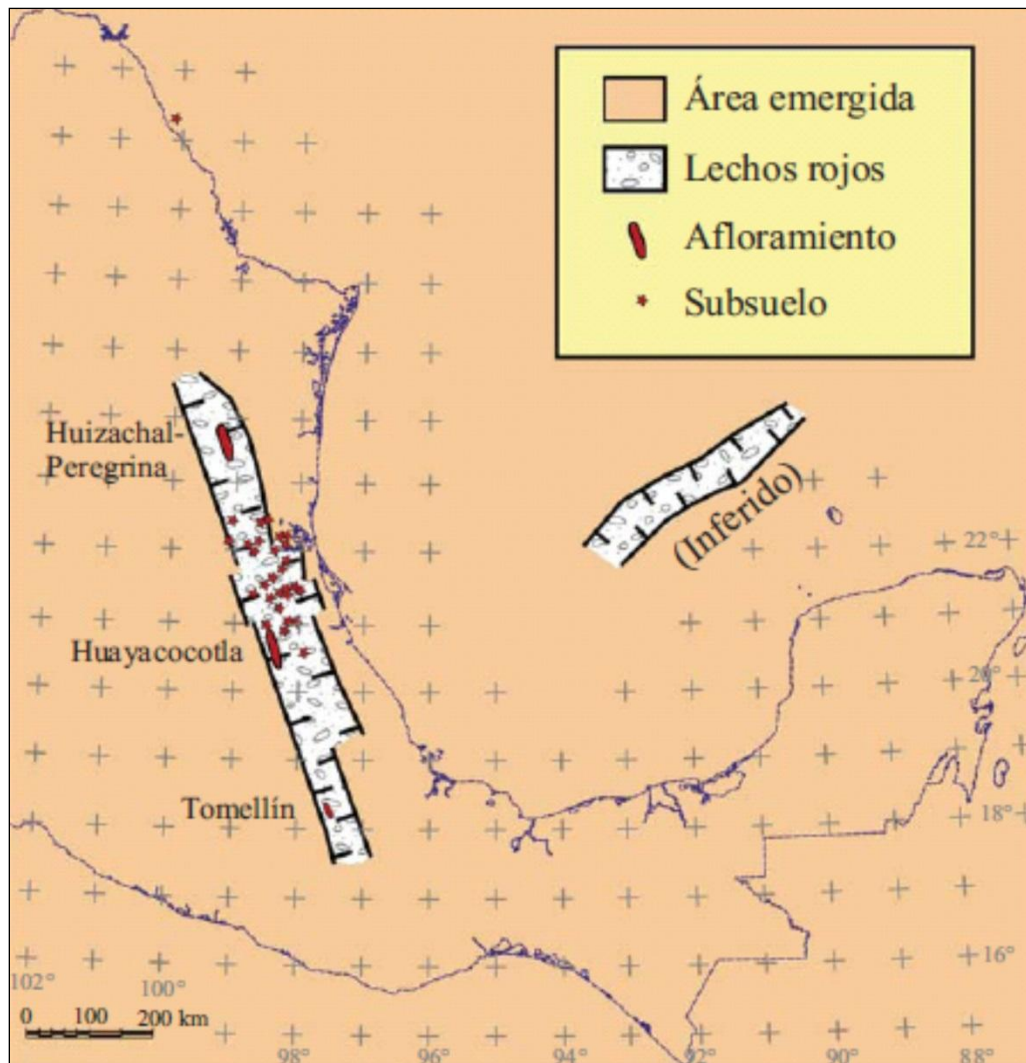


Fig. 3: Paleogeografía del Triásico Superior en el área del Golfo de México. Ubicación de los *horsts*. Esquemática por (Salvador, 1991c) con datos superficiales y de subsuelo. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia.

Es muy probable que durante la etapa temprana del proceso de *rifting*, la corteza continental sólo haya estado sujeta a hundimientos lentos y a ensanchamiento de los sistemas de grabenes que poco a poco fueron inundados por las aguas del Pacífico. La evidencia con que se cuenta en la actualidad indica que toda la sal del Golfo de México se depositó durante el Calloviano (164-159 Ma) (Salvador, 1991c), en una gran cuenca de miles de kilómetros cuadrados, que hoy se encuentra dividida en dos partes, una al norte y otra al sur, por una franja en donde no hay sal, de orientación aproximada este-oeste en la porción central del Golfo (Figura 4).

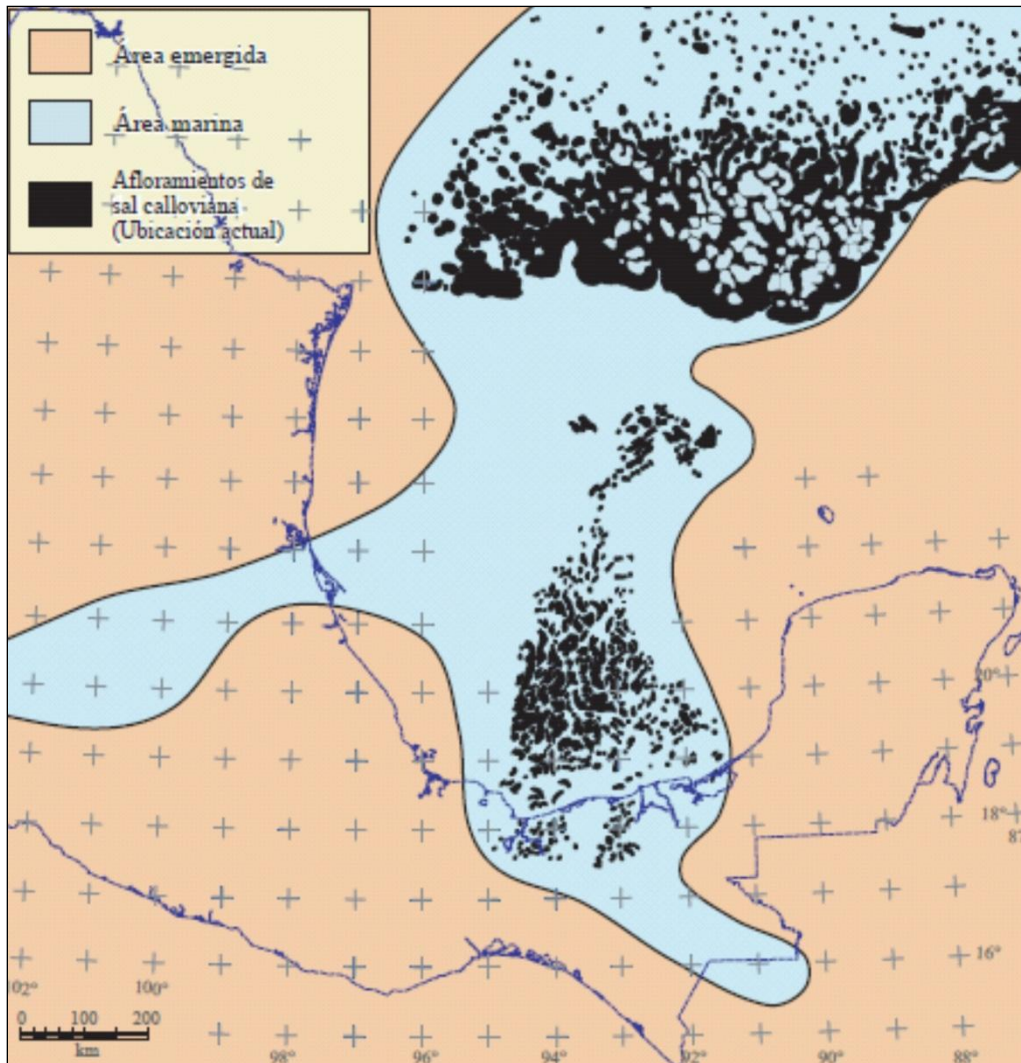


Fig. 4: Paleogeografía del Jurásico Medio en el área del Golfo de México. En negro se muestra la distribución actual de la halita depositada durante el Calloviano. Esta aflora en el fondo marino en dos masas, una septentrional y otra meridional, separadas por una franja sin sal. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Salvador, 1991c).

Tal división sugiere que tuvo que existir en esa parte del Golfo una zona más alta y estrecha, asociada con la presencia de una cresta de generación de corteza oceánica que indujo el movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur durante el Jurásico Temprano y Medio, y que separó las dos masas de sal, de las que la meridional se movió hacia el sur junto con Yucatán (Humpris, 1979; Salvador, 1987, 1991c).

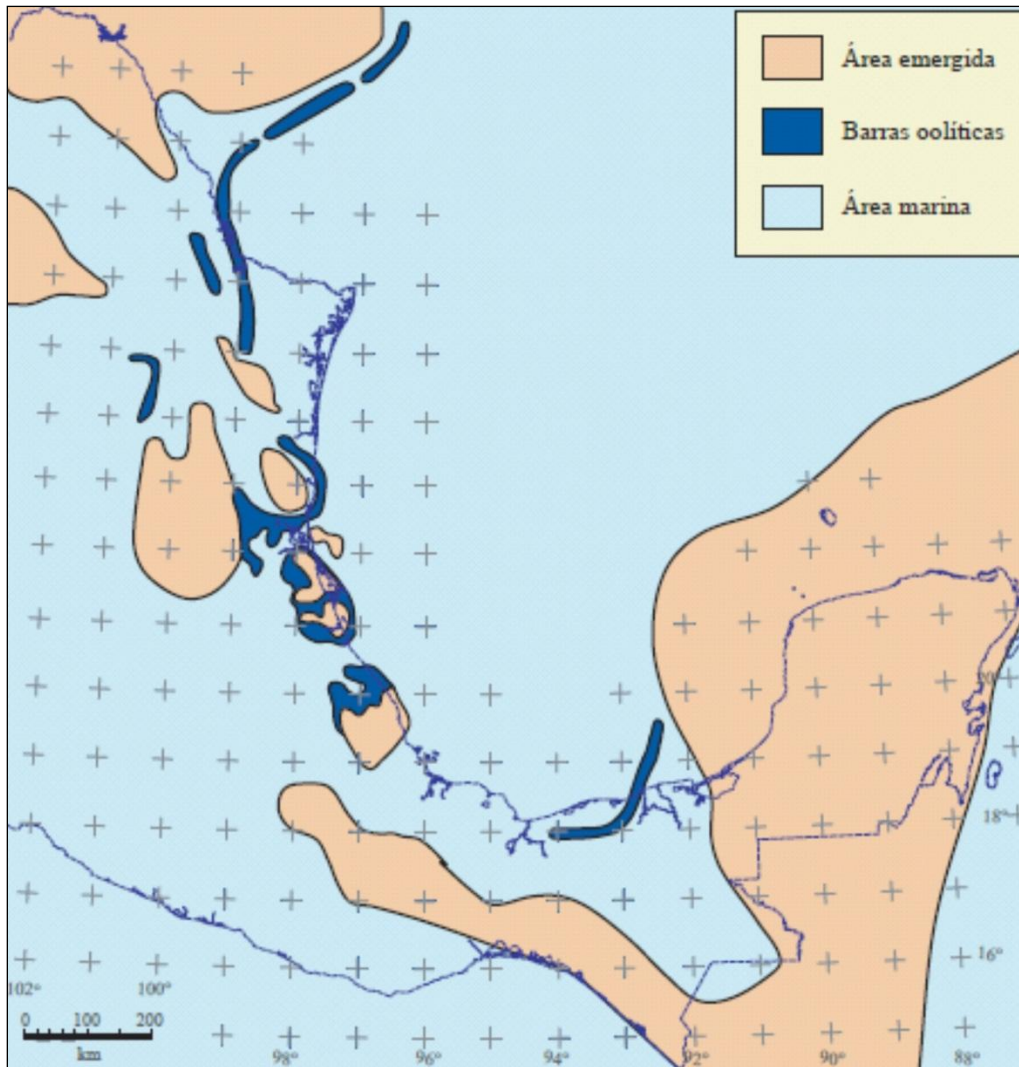


Fig. 5: Paleogeografía del Kimmeridgiano Temprano. Para este tiempo la actividad de la Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca ya había cesado su movimiento lateral y tanto el Macizo de Chiapas como el Bloque Yucatán ocuparon desde entonces la posición que tienen hoy. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Salvador, 1991c).

La masa de sal mayor se depositó primero en la parte central del Golfo de México, pero posteriormente, a medida que la invasión por aguas marinas iba progresando, se desarrollaron en sus bordes plataformas muy amplias en donde la circulación de las aguas era muy restringida, y estaban limitadas hacia el mar por largas barras de oolitas, que se extendían por cientos de kilómetros cuadrados alrededor del Golfo, condiciones que favorecieron el depósito de otras masas de sal en las zonas lagunares que bordeaban la cuenca. En el sureste mexicano las barras de oolitas jurásicas tienen una distribución

extensa (Figura 5) y se han identificado claramente porque son las rocas productoras de hidrocarburos en campos gigantes.

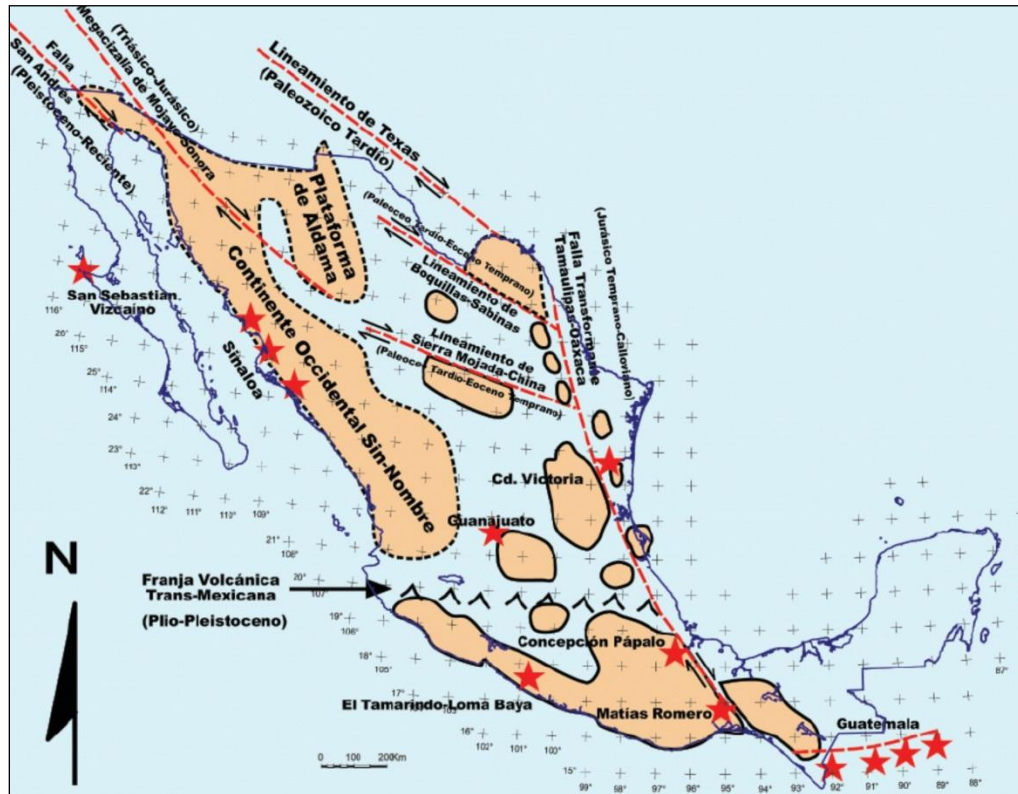


Fig. 6: Estructuras regionales que afectan la corteza continental de México. La edad en la que las fallas tuvieron movimiento de desplazamiento lateral se muestra junto a cada una de ellas. Las estrellas rojas indican las localidades en donde afloran rocas básicas y ultrabásicas serpentinizadas. Tomada de (Padilla y Sánchez, 1986).

El movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur se realizó a lo largo de dos sistemas de fallas transformantes que han recibido diferentes nombres por diversos autores, quienes también las han ubicado en sitios distintos. El sistema occidental fue denominado *Falla Transformante Tamaulipas-Golden Lane Chiapas* por Pindell (1985), *Falla Tamaulipas-Oaxaca* por Robin (1982) y Padilla y Sánchez (1986) y denominado solamente como la “*Transformante*” por Salvador (1991c), mientras que el sistema oriental solamente ha sido mencionado pero no ha recibido un nombre más formal (Figura 6).

2.1 Etapa posterior al *Rift* y al movimiento de Yucatán desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior

El proceso tectónico de *rifting* que dio paso a la apertura del Golfo de México terminó al fin del Calloviano, después de lo cual, durante el Oxfordiano, se desarrollaron amplias plataformas de aguas someras a todo lo largo de los bordes del protogolfo de México, en las que se depositaron grandes volúmenes de carbonatos, con extensas barras oolíticas en los bordes de plataforma (Salvador, 1991c; Winker y Buffler, 1988; Williams-Rojas y Hurley, 2001).

Este período se caracteriza por el depósito de clásticos en las zonas litorales, por la abundancia de carbonatos en las plataformas y por el depósito de menores espesores de lutitas y carbonatos con intercalaciones delgadas de calizas argiláceas en las zonas de cuenca. De hecho estas asociaciones litológicas formaron bandas concéntricas muy bien definidas en los bordes del Golfo de México (Salvador, 1991c). Los bloques de basamento emergidos que formaban las paleoislas en el occidente del protogolfo de México continuaban afectando la sedimentación de la región, siendo el mayor aporte de clásticos los provenientes del área del Bloque Yucatán y del noroeste. Estas condiciones de subsidencia lenta y continua prevalecieron durante todo el Kimmeridgiano (Salvador, 1987 y 1991c; Figura 5).

Para el Tithoniano, la velocidad de subsidencia se hizo más lenta y predominó la sedimentación de secuencias de estratificación delgada de lutitas y carbonatos, en las cuales aumentó considerablemente la presencia de organismos, probablemente favorecido por un clima templado. Los *horsts* formados en el basamento premesozoico bordeando la parte occidental del Golfo de México permanecieron emergidos y aportando sedimentos clásticos cada vez en menores cantidades a medida que el relieve topográfico disminuía.

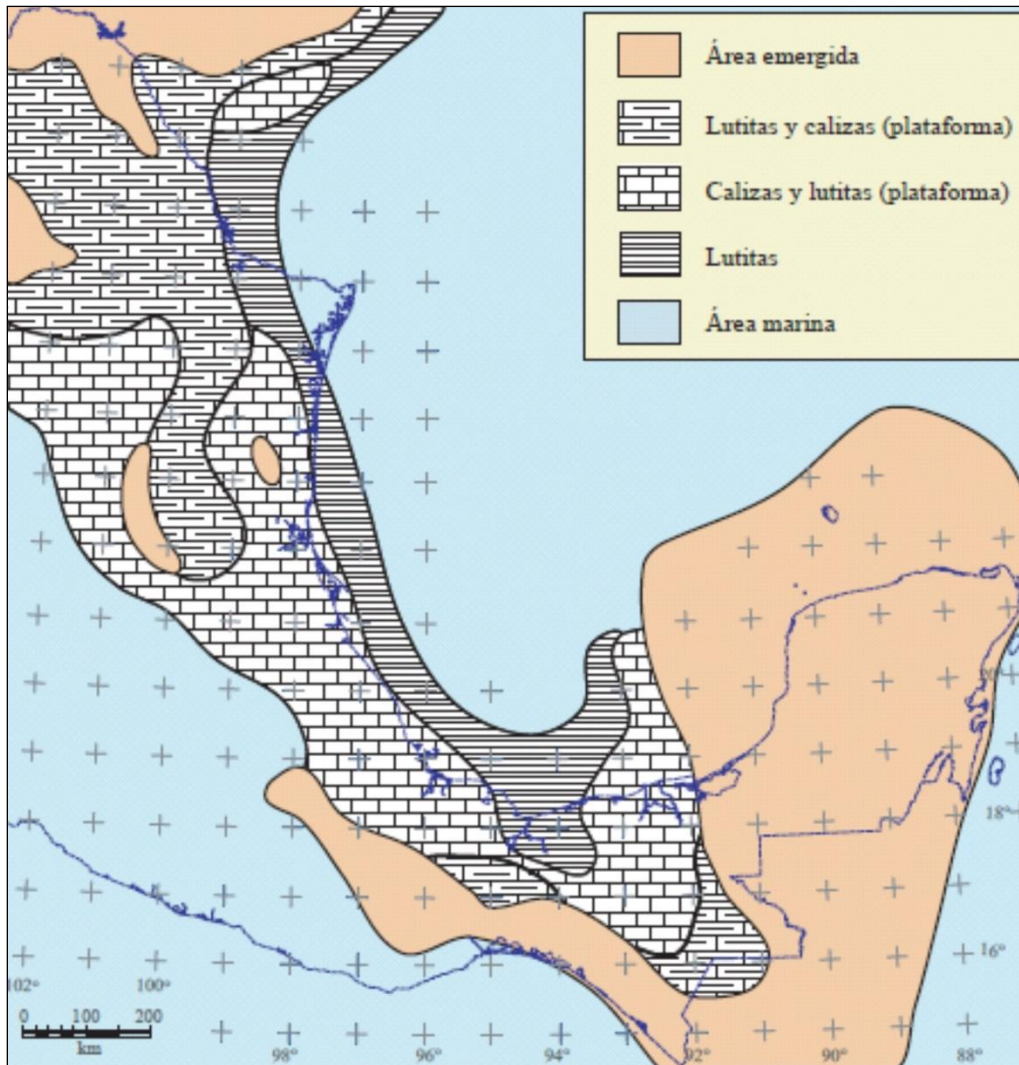


Fig. 7: Paleogeografía del Tithoniano superior. Nótese la gran extensión de las áreas de plataformas someras, en donde ocurrió el depósito de rocas ricas en materia orgánica que constituyen la principal roca generadora de hidrocarburos en el Golfo de México. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (González y Holguín, 1992).

En las áreas costeras de estas islas continuó el depósito de rocas clásticas, grandes lagunas litorales y de barras oolíticas en los extremos de las plataformas. En el suroeste del Golfo también se desarrollaron amplias plataformas someras que se extendían hasta el Macizo de Chiapas y el occidente del Bloque Yucatán que continuaban aportando clásticos.

En ellas se depositaron también grandes volúmenes de carbonatos y, probablemente, también algunos depósitos de sal en la parte noroccidental del Macizo de Chiapas (Viniegra, 1971), aunque no se tiene evidencia concluyente al respecto. Las condiciones de

estabilidad tectónica y climática fueron máximas, favoreciendo así la proliferación de vida. En este período se depositaron en la cuenca lutitas muy ricas en materia orgánica, con delgadas intercalaciones de carbonatos, que son la roca generadora de la mayoría de los inmensos volúmenes de hidrocarburos que existen en el Golfo de México, especialmente en el sureste mexicano (González y Holguín, 1992) (Figura 7). La estabilidad tectónica fue tan grande que las rocas depositadas conservaron características litológicas muy similares en toda la cuenca del Golfo de México; las islas que bordeaban el occidente del Golfo todavía estaban emergidas y continuaban aportando sedimentos clásticos a las zonas litorales, mientras que en las plataformas predominaba el depósito de calizas arcillosas con abundantes concreciones fosforíticas ricas en fósiles, sobre todo en el noreste de México.

Hacia fines del Tithoniano continuaba la gran invasión de los mares en el Golfo de México y se inició la sumergencia de la porción meridional de Florida (Salvador, 1991b). La mayoría de las islas del occidente del Golfo de México fueron cubiertas por los mares jurásicos, pero permanecieron emergidas la parte noroeste de la Península de El Burro-Peyotes, las Islas de Tamaulipas, Coahuila, pequeñas islas en el área de Tampico, el Macizo de Teziutlán, el Macizo de Chiapas y el Bloque Yucatán (Figura 6). Al occidente de México se incrementó la actividad volcánica, como lo indica la presencia de numerosas capas de bentonita y pedernal negro en capas, lentes y nódulos en el norte de Veracruz (Viniegra, 1966).

El espesor de las rocas del Tithoniano varía en el sur (Tabasco) y el occidente del Golfo de México (Veracruz y Tamaulipas) de 400 a 500m y disminuye a aproximadamente 100m en el área de Saltillo; en el noreste de México y el subsuelo del sur de Texas, tiene entre 500 y 700m, pero en el norte de Louisiana el espesor se incrementa considerablemente hasta alcanzar cerca de 1,200m (Salvador, 1991b), en donde además contiene una proporción mayor de arenas.

Las condiciones tectónicas estables persistieron en la región durante el Cretácico Temprano, a la vez que las islas del Archipiélago de Tamaulipas, el Macizo de Chiapas y el Bloque Yucatán continuaban su lenta subsidencia y el mar las iba cubriendo progresivamente. El depósito de clásticos en los bordes de los altos de basamento del Archipiélago de Tamaulipas aún emergidos seguía disminuyendo, a la vez que aumentaba

el depósito de carbonatos (Winker y Buffler, 1988). El área de las ya extensas plataformas seguía incrementándose y enormes volúmenes de carbonatos fueron depositados sobre la mayor parte de México. De hecho puede decirse que las condiciones tectónicas de estabilidad del Tihoniano se extendieron hasta todo el Neocomiano, con la diferencia de que la proporción de lutitas intercaladas en las calizas de inicios del Cretácico fueron decreciendo hasta casi desaparecer a fines del Valanginiano. Los espesores de las calizas y lutitas depositadas durante el Berriasiano y el Valanginiano, raramente exceden los 500m en el noreste, centro y sureste de México.

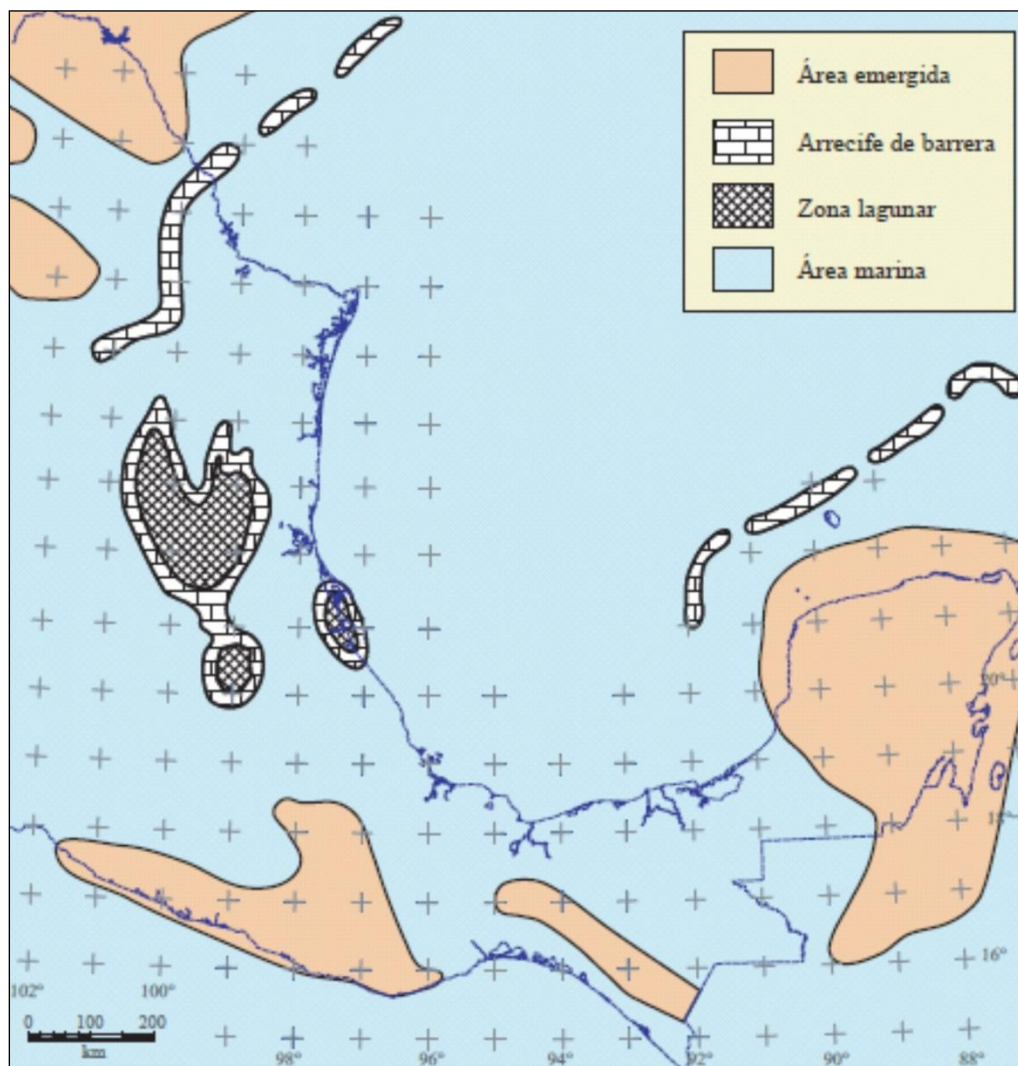


Fig. 8: Paleogeografía del Barremiano. Nótese la longitud de las barreras de arrecifes que bordean a las plataformas, así como la gran extensión de áreas con carbonatos de aguas someras. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Salvador, 1991c).

Para el Neocomiano Superior (Hauteriviano- Barremiano), 132 a 121 Ma, aumentó la velocidad de subsidencia de las plataformas que bordeaban el Golfo de México, favoreciendo así el depósito de gruesos paquetes de carbonatos con menores cantidades de lutitas intercaladas y con espesores superiores a los 1,500m en promedio. Secuencias de menor espesor se depositaron en las zonas más profundas de la cuenca mientras que en los bordes de las plataformas se formaban largas franjas de bioformaciones de rudistas alrededor de las áreas anteriormente emergidas así como alrededor de toda la cuenca del Golfo de México (Winker y Buffler, 1988). Durante este tiempo el Archipiélago de Tamaulipas fue totalmente cubierto por los mares y sólo quedaron emergidos los bloques altos de basamento de la Isla de Coahuila, el Macizo de Chiapas y parte del Bloque Yucatán, en cuyos litorales continuó la sedimentación clástica. El depósito de evaporitas continuó en extensas áreas de plataformas someras con circulación restringida, como la Cuenca de Sabinas, la zona de postarrecife de la Plataforma de Valles-San Luis Potosí y la parte occidental de la Plataforma de Yucatán, aunque la edad de estas evaporitas aún está bajo discusión (Salvador, 1991c) (Figura 8).

Durante el Aptiano ocurrió un cambio en la velocidad de subsidencia que favoreció el depósito de una mayor cantidad de lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos en una sección condensada. Después de un período de 23 millones de años, de subsidencia continua y progresiva en el que se depositaron más de 2,000m de carbonatos casi puros, correspondientes a las Formaciones Cupido y Tamaulipas Inferior, al inicio del Aptiano se inició el depósito de lutitas intercaladas con capas delgadas de carbonatos que según Goldhammer (1999) y Goldhammer y Johnson (2001) fue causado por una rápida elevación del nivel del mar. Durante este período, que duró aproximadamente cinco millones de años, el mar cubrió definitivamente los altos de basamento que habían estado emergidos desde los inicios de la transgresión marina ligada a la apertura del Golfo de México en el Triásico Tardío. Este evento tectónico es claro en las regiones de Texas y el norte y centro-oriente de México (Formaciones La Peña y Otates), pero no es así en el suroeste del Golfo de México, en las Sierras de Zongolica y Chiapas, ni tampoco en la cadena plegada y sepultada de Reforma-Akal, en donde la sedimentación de carbonatos continuó como había venido ocurriendo desde principios del Cretácico y no existe en la columna sedimentaria

evidencia alguna de una elevación súbita del nivel del mar. Es por esta razón que en opinión del que escribe, es poco probable que haya habido una variación notable del nivel del mar que sólo hubiera dejado huella en el noreste de la cuenca del Golfo de México. Todo parece indicar que más bien hubo una mayor velocidad de subsidencia en el noroeste del Golfo de México que en el resto del mismo.

Por otro lado, las largas franjas de arrecifes que se habían venido desarrollando en los bordes de los altos de basamento desde el Neocomiano, continuaron desarrollándose en el occidente y oriente del Golfo de México, mientras que en el noreste de México se volvieron más esporádicas a medida que los mares iban transgrediendo las paleoislas hasta cubrirlas totalmente a finales del Aptiano.

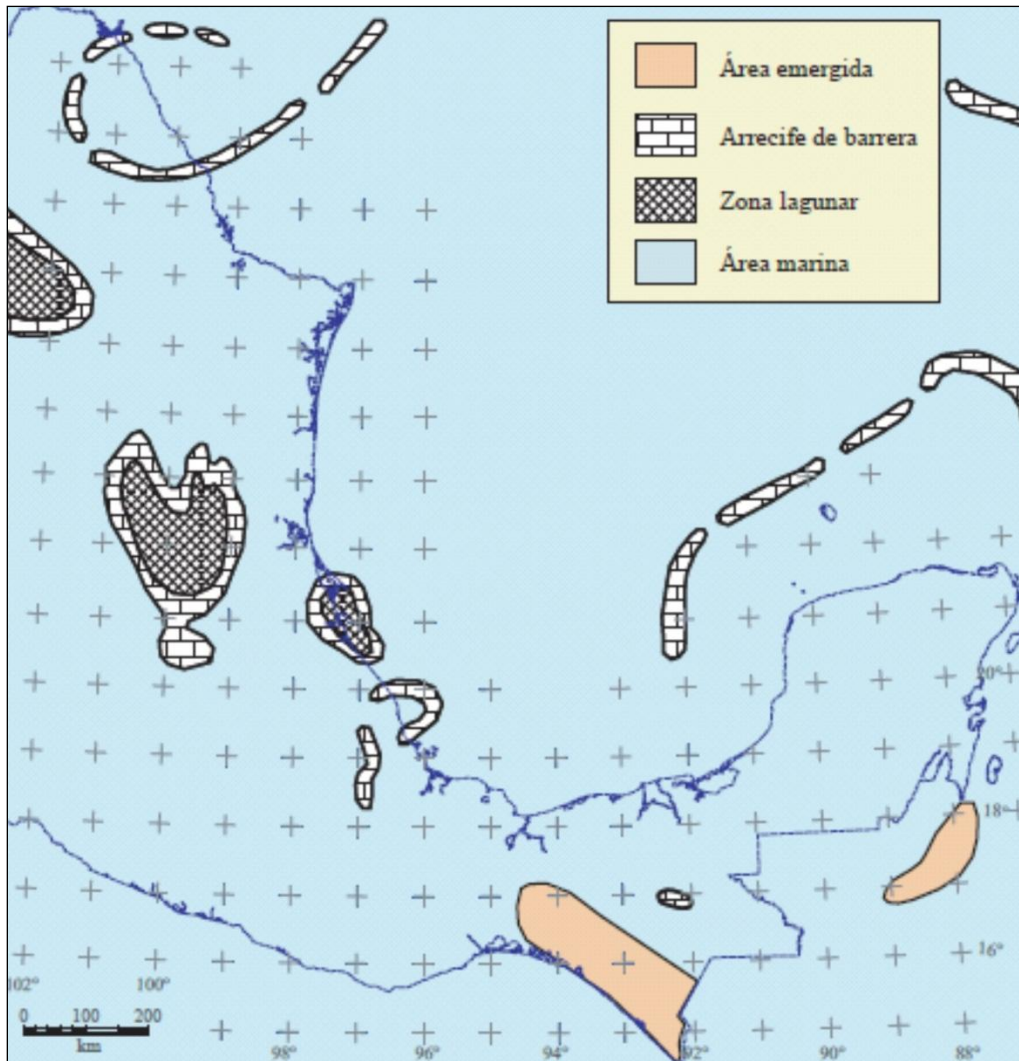


Fig. 9: Paleogeografía del Albiano-Cenomaniano. La sedimentación de clásticos prevaleció sobre los carbonatos hasta el Aptiano tardío, tiempo en el que los altos de basamento que estuvieron emergidos desde el Jurásico tardío fueron sumergidos bajo las aguas del mar. A partir de entonces la sedimentación de carbonatos dominó nuevamente en toda la cuenca del Golfo de México. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Salvador, 1991c).

Después del Aptiano, durante el Albiano y el Cenomaniano, continuó la subsidencia general del Golfo de México, a una velocidad aproximadamente constante en toda la cuenca, lo que permitió que se desarrollaran otra vez, largas cadenas de arrecifes de barrera ubicados aproximadamente arriba de las franjas arrecifales neocomianas, es decir, aproximadamente sobre los bordes de los altos de basamento de las paleoislas de Coahuila y Valles-San Luis Potosí y la Plataformas de Tuxpan y de Córdoba (Figura 9).

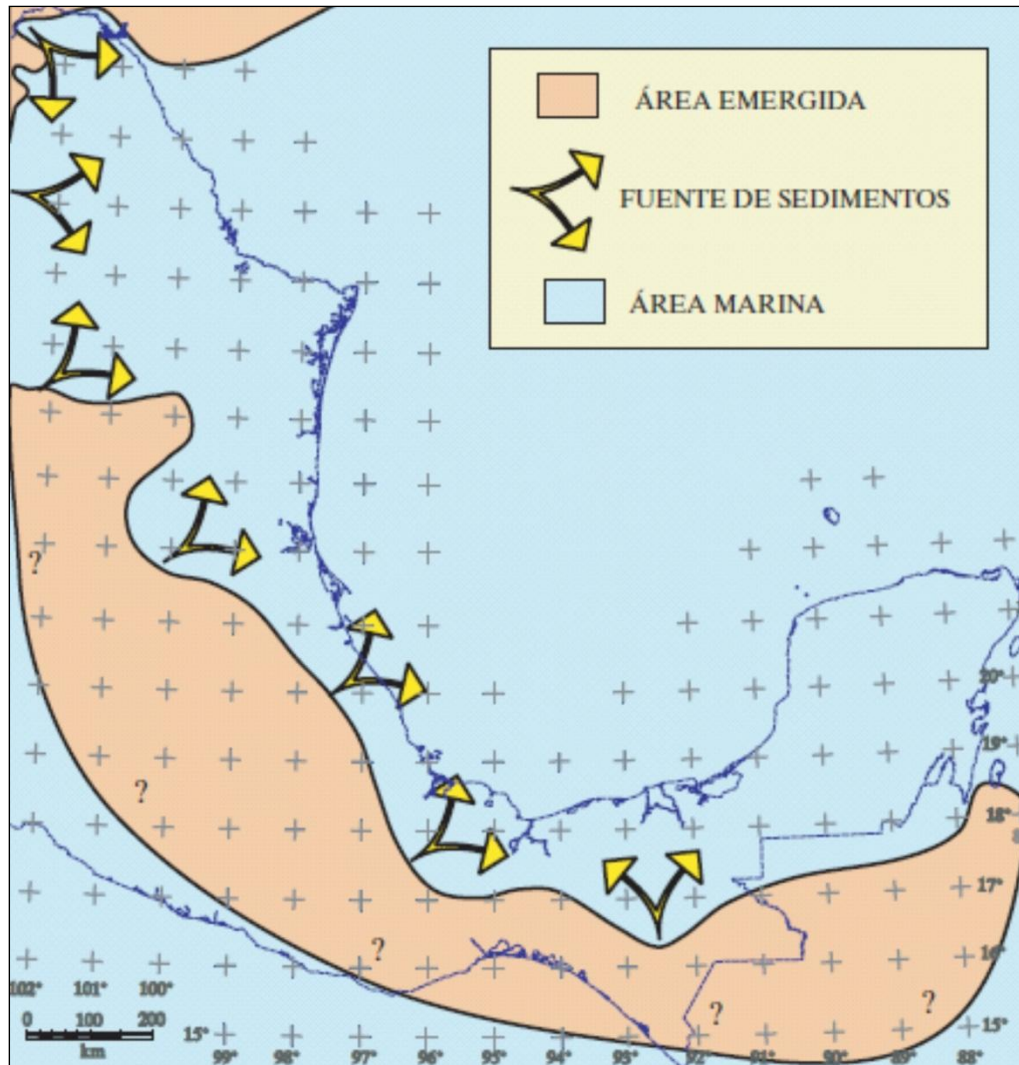


Fig. 10: Paleogeografía del Turoniano- Maestrichtiano. El aporte de sedimentos provenientes del occidente y del sur se incrementó y cambió definitivamente el patrón de depósito de carbonatos a clásticos. Esta condición se mantuvo hasta el Cenozoico. Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Padilla y Sánchez, 1986).

El Turoniano marca otro cambio importante en los patrones de sedimentación del Golfo de México, porque termina el predominio del depósito de carbonatos. Este cambio fue más evidente en las porciones occidental y noroccidental de la cuenca, pero no lo fue tanto en la parte meridional de la misma, en donde la sedimentación de carbonatos continuó prácticamente invariable hasta el término del Cretácico. Durante esta época, en las plataformas se depositaron capas delgadas de calizas y lutitas (Formaciones Indidura y Guzmantla), mientras que en la cuenca se depositaban calizas con abundantes nódulos y capas de pedernal (Formaciones Agua Nueva y Maltrata).

Durante el Coniaciano y el Santoniano se incrementó la actividad volcánica en el occidente de México, lo cual se manifestó en la sedimentación marina del Golfo de México, en donde continuó el depósito de capas delgadas de calizas y lutitas, pero con abundantes horizontes intercalados de bentonita, abarcando todas las plataformas del borde occidental y meridional del Golfo, mientras que en la cuenca continuaba el depósito de carbonatos con bandas y nódulos de pedernal con delgadas intercalaciones de bentonita (Salvador, 1991c).

Para el fin del período Cretácico, durante el Campaniano y el Maastrichtiano, aumentó el aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste de México, mientras que en el occidente del Golfo de México la subsidencia aumentó y se depositaron gruesos espesores de margas y lutitas de la Formación Méndez (Figura 10).

En varias localidades a lo largo de la Sierra Madre Oriental se han reportado horizontes delgados de bentonita (Padilla y Sánchez, 1986), que indican que la actividad volcánica en el occidente continuó hasta casi el fin del Cretácico. Algunos bloques altos de basamento no se movieron con la misma velocidad de subsidencia regional y permanecieron en posición más alta que los demás, como ha sido observado en la margen oriental de la Plataforma de Valles San Luis Potosí, en donde la lutita Méndez descansa discordante sobre las calizas arrecifales albiano-cenomanianas de la caliza El Abra, que presenta en este nivel de discordancia rasgos cársticos bien desarrollados (Aguayo, 1978). Más al sur, en las cercanías del Macizo de Chiapas se depositaban clásticos (Fm. Angostura), mientras que en las zonas de la Sierra de Chiapas, la Cuenca de Veracruz y la Plataforma de Córdoba, las lutitas y margas de la Formación Méndez cambiaban lateralmente a facies carbonatadas de aguas someras (Prost y Aranda, 2001; Jennette *et al.*, 2003).

2.2 Etapa de deformación y sedimentación durante el Cenozoico

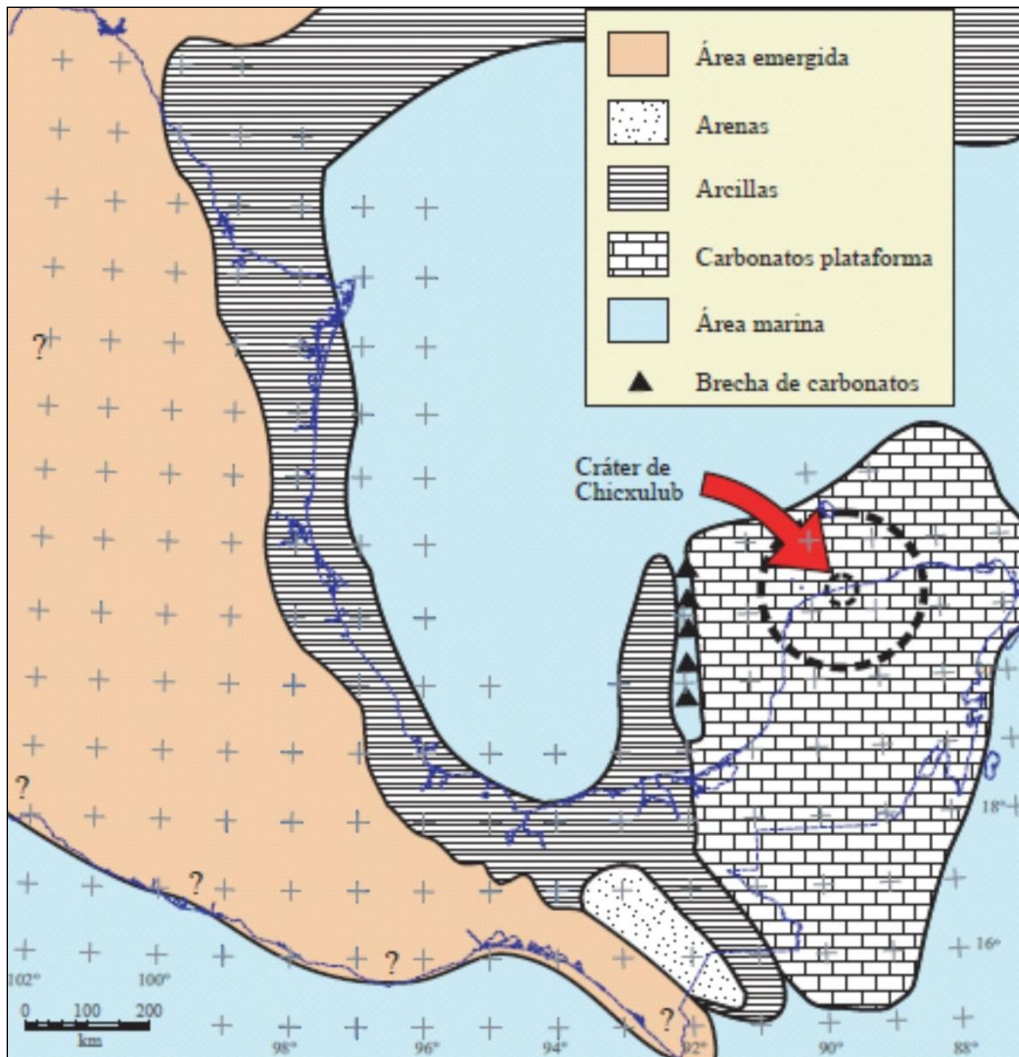


Fig. 11: Paleogeografía de inicios del Paleoceno, cuando se ha propuesto el impacto de un meteorito en el área de Chicxulub. En este tiempo se depositó una brecha de carbonatos con una gran extensión y espesores que alcanzan los 700 m. (Alvarez *et al.*, 1992).

Otro cambio importante en la evolución tectónica del Golfo de México ocurre en el límite entre el período Cretácico y el Paleógeno, cuando se ha postulado que en el área de Chicxulub, en la costa norte de Yucatán, ocurrió el impacto de un cuerpo extraterrestre al que se considera responsable de la extinción de numerosas especies animales y vegetales, entre las que destacan los dinosaurios y las amonitas (Alvarez *et al.*, 1992). Coincidente con esta edad, existe una brecha de carbonatos que tiene una gran extensión en el sur del Golfo de México y tiene también una gran importancia económica para el país, por ser la roca

almacén de los grandes campos petroleros del área marina del sureste de México (Figura 11).

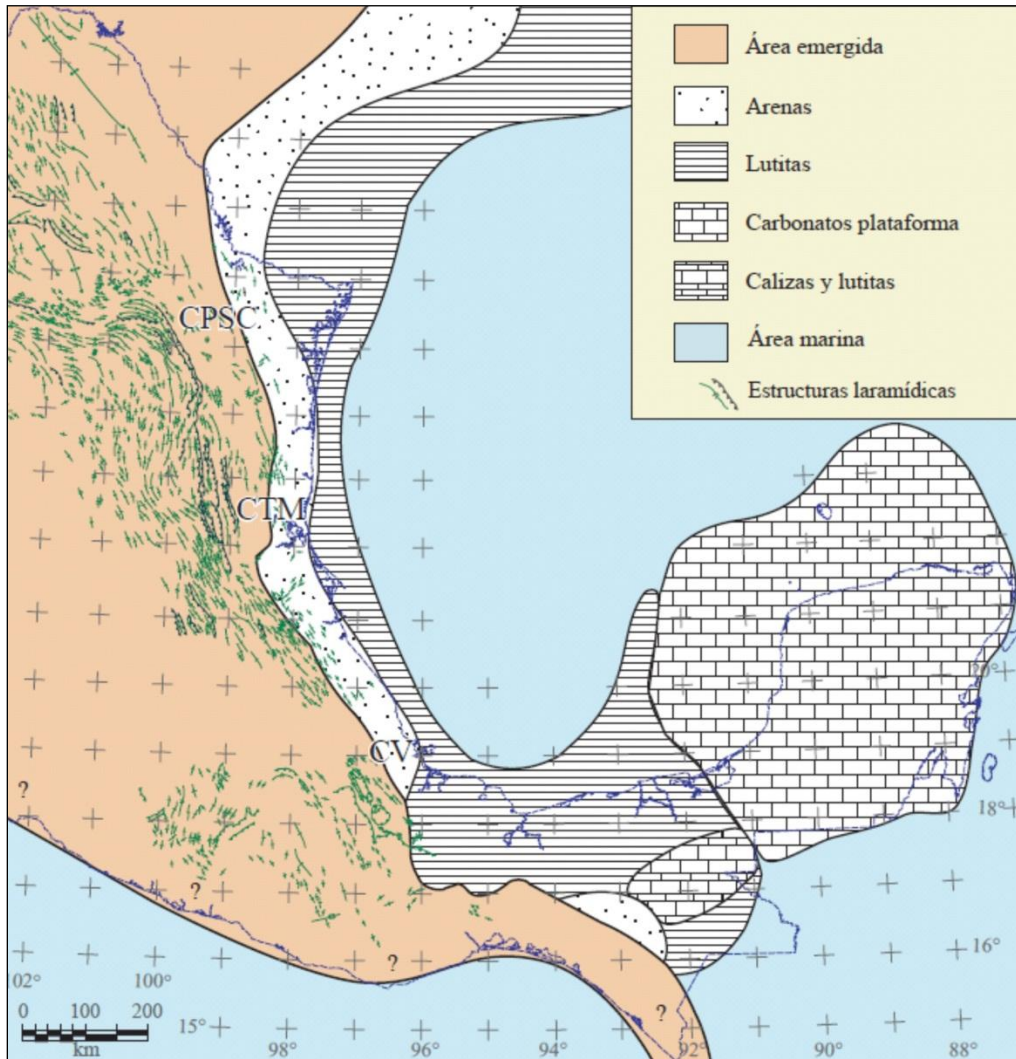


Fig. 12: Paleogeografía del Eoceno tardío cuando se inició el relleno de las cuencas de antepaís de las sierras plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México por sedimentos. Cuenca de Parras-San Carlos (CPSC), Cuenca de Tampico-Misantla (CTM) y Cuenca de Veracruz (CV). Las costas y las fronteras del país se muestran como referencia (Padilla y Sanchez 1982).

A fines del Cretácico el aporte de sedimentos clásticos del noroeste y del occidente del Golfo de México se incrementó notablemente durante las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide, (Cserna, 1989). La Era Cenozoica se inicia prácticamente con el evento tectónico que dió origen a las cadenas plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México, específicamente las Sierras y Cuencas de Coahuila, la Sierra Madre Oriental y la Sierra de Zongolica, desde el Paleoceno Tardío hasta el Eoceno Temprano (Padilla y

Sánchez, 1982). La orogenia fue el resultado de la convergencia de la Placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana, en la que el fragmento de corteza oceánica que estaba en subducción tuvo un ángulo muy bajo, causando así una deformación a mayor distancia de la zona de la trinchera y elevando una porción considerable de la parte meridional de la Placa de Norteamérica. Esta condición tectónica favoreció el incremento del aporte de grandes volúmenes de sedimentos clásticos después del fin de la orogenia, que empezaron a depositarse en las cuencas formadas en el antepaís de las cadenas plegadas, que de norte a sur se conocen como las Cuencas de Parras-San Carlos (CPSC), de Tampico Misantla (CTM) y de Veracruz (CV; Cserna, 1989; Padilla y Sánchez, 1982; Figura 12).

Durante el Cretácico la forma y el tamaño de la cuenca del Golfo de México estuvieron determinados por las plataformas carbonatadas. A partir del Eoceno Tardío la nueva forma de la cuenca dependió totalmente del gran flujo de la sedimentación clástica. Se empezaron a desarrollar grandes fallas lítricas normales asociadas a depocentros en las cuencas de antepaís. Durante este tiempo se depositaron gruesos espesores de arenas finas en los talúdes del occidente del Golfo de México, Planicie Costera del Golfo, al tiempo que los sedimentos más finos iban rellenando las partes más profundas Goldhammer (1999).

Como consecuencia del aporte masivo de sedimentos la sal y la arcilla de la parte meridional del Golfo de México empezaron a moverse, formando “*rollers*”, diapiros, lenguas y canopies, así como también contribuyendo a la sobrepresurización de las masas de arcilla. Para el Eoceno Tardío se formaron los depocentros de la Cuenca de Veracruz y se inició su relleno con sedimentos clásticos derivados del oeste (Figura 11) (Jennette *et al.*, 2003). El límite oriental de esta cuenca estaba constituido por el Alto de Santa Ana y el Macizo de Teziutlán (Viniestra, 1966), dos de los bloques de basamento que bordeaban la porción occidental del antiguo Golfo de México como la continuación sur del Archipiélago de Tamaulipas. Se considera que el depósito de 5 a 7 kilómetros de espesor de sedimentos acumulados durante el Eoceno y el Mioceno fueron favorecidos por una fuerte subsidencia por flexión de la corteza en el antepaís de la Sierra de Zongolica, sin que hasta el momento se hayan identificado fallas regionales que limiten la cuenca (Prost y Aranda, 2001).

2.3 Cuenca Tampico Misantla

El frente de deformación de la orogenia Laramide formó algunas de las cuencas del Golfo de México (Figura 4). Durante el Paleógeno y Neógeno estas cuencas se rellenaron con sedimentos, representativos de ambientes que varían desde litorales hasta marinos profundos (López-Ramos, 1956; Morán-Zenteno, 2000).

Una de estas cuencas es la Tampico-Misantla, también conocida con el nombre de Cenobahía de Tampico, que se originó a finales del Cretácico. En esta cuenca el levantamiento laramídico afectó los márgenes occidental y suboccidental, causando una depresión de considerable magnitud, denominada antefosa Chicontepec (López-Ramos, 1956).

La antefosa contiene los primeros depósitos sedimentarios de la Cuenca Tampico Misantla de edad Paleoceno, representados por un gran volumen de sedimentos arcillo-arenosos de tipo turbidífticos, correspondientes a las Formaciones Chicontepec Inferior y Chicontepec Medio (Santiago *et al.*, 1984).

Simultáneamente a la formación en la porción noroeste de la cuenca de la antefosa Chicontepec, se desarrolló la sub-cuenca de Magiscatzin que fue rellenada por sedimentos arcillo-arenosos y arcillosos de la Formación Velasco (Santiago *et al.*, 1984).

En el Eoceno Temprano se mantuvo la continuidad en las condiciones de depósito, representadas por facies arenosa de tipo flysch en la Formación Chicontepec Superior y otra arcillosa constituyendo la Formación Velasco Superior (Figura. 13).

A finales de la revolución Laramide, en el Eoceno Medio y Tardío, se generaron depósitos en dos tipos de facies, una arcillosa de aguas profundas que constituye a la Formación Chapopote y otra arenosa conglomerática de origen deltáico, conocida como la Formación Tantoyuca.

Durante el Oligoceno Temprano se produjeron discordancias en la Cuenca Tampico Misantla, evidenciadas por la ausencia o discontinuidad de algunas Formaciones en determinadas áreas, como en el caso de la Formación Horcones en el noroeste del área (López-Ramos, 1956). A fines del Oligoceno Temprano, se depositaron sedimentos

característicos de facies transgresivas (Formación Palma Real, Huasteca Inferior), que sobreyacen discordantemente a calizas cretácicas en algunas partes de la cuenca.

En el Oligoceno Medio y Superior se presentan varias facies características de ciclos transgresivos y regresivos, con dominancia de los últimos, representadas por las Formaciones Huasteca Superior, Alazán, Mesón Inferior y Palma Real Superior.

Finalmente durante el Mioceno Temprano y Medio el ambiente sedimentario se caracterizó por facies areno-arcillosas y en ocasiones conglomeríticas, las cuales constituyen a las Formaciones Coatzintla, Escolin, Mesón y Tuxpan. Se considera que al finalizar este sistema, se presentó una regresión que tiene como límite la actual línea de costa.

La Cuenca de Chicontepec es de tipo antifosa, en donde se depositaron sedimentos arcillo-arenoso de ambiente turbidítico con una marcada asociación faunística de aguas someras y profundas. En su porción media-sureste se tiene evidencia de un paleocanal “El Paleocanal de Chicontepec”, de edad Eoceno Temprano, que se hace más profundo hacia el sureste. Este Paleocanal tiene una orientación de noreste a sureste. Es una depresión alargada, producida por una combinación de eventos tectónicos y erosivos. Se llenó con una pila sedimentaria marina, turbidítica, el contenido faunístico de foraminíferos bentónicos de Chicontepec indican depósito de ambiente nerítico externo y batial de aguas profundas; en algunos lugares con más de 2700 m de espesor. La columna geológica está compuesta por conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas, con edades que van del Paleoceno al Eoceno Temprano. Sus características geológicas son complejas debido a que no hay una distribución uniforme en el Paleocanal.

Este sistema fue originado por el relleno de materiales de corrientes submarinas que circularon sensiblemente paralelos a los márgenes de la Sierra Madre Oriental y de la Plataforma de Tuxpan, donde fueron cortados (discordancia) en la porción sur sedimentos comprendidos desde el Jurásico al Paleoceno y a diferencia con la porción norte, las rocas afectadas sólo fueron del Paleoceno. También se aprecia que esta discordancia es más abrupta en el área norte. El relleno de esta depresión se produjo en el Eoceno Inferior por corrientes fluviales que drenaban de la Sierra Madre Oriental, transportando y depositando más de 1000m de sedimentos tipo flysch, representados por una sucesión de areniscas y

lutitas ricas en fauna mezclada y retrabajada de plataforma y cuenca, de diferentes edades (Cabrera, C. y Lugo R., 1984). Los fósiles más distintivos del Eoceno Inferior son *Globorotalia wilcoxensis* Bolli y *Globorotalia rex* Bolli, que son biozonas típicas de este nivel estratigráfico. El máximo espesor de areniscas observado es de 700m y se localiza hacia la parte central de la desembocadura del Paleocanal, en el sureste.

El origen del Paleocanal de Chicontepec se presentó a finales del Paleoceno y principios del Eoceno, como resultado del relleno sedimentario por corrientes submarinas de los mismos sedimentos del Paleoceno, Cretácico y Jurásico. Posteriormente, el canal fue rellenado por alternancias de sedimentos arcillosos y arenosos, cubriendo un área de aproximadamente 123km de longitud por 25km de amplitud, lo que facilitó la formación de trampas estratigráficas localizadas a profundidades que varían desde los 800m en la porción norte, hasta alrededor de los 2500m en la porción sur, cerca de Tecolutla. El espesor neto de las Formaciones productoras va desde unos pocos centímetros hasta 400metros.

En la Cuenca de Chicontepec existen cinco unidades litoestratigraficas representadas por las Formaciones Velasco Basal (Paleoceno Inferior), Chicontepec: Chicontepec Inferior (Paleoceno Superior), Chicontepec Medio (Paleoceno Superior), Chicontepec Superior (A principios del Eoceno Inferior; Figura 13).

2.4 Formación Chicontepec

Estos sedimentos producto de la erosión, fueron transportados y distribuidos por corrientes de turbidez, y depositados en ambiente nerítico a batial superior de aguas profundas. Las secuencias turbidíticas se depositaron por eventos múltiples. Incluyendo flujo de escombros y deslizamientos, algunas veces retrabajadas por corrientes de fondo marino.

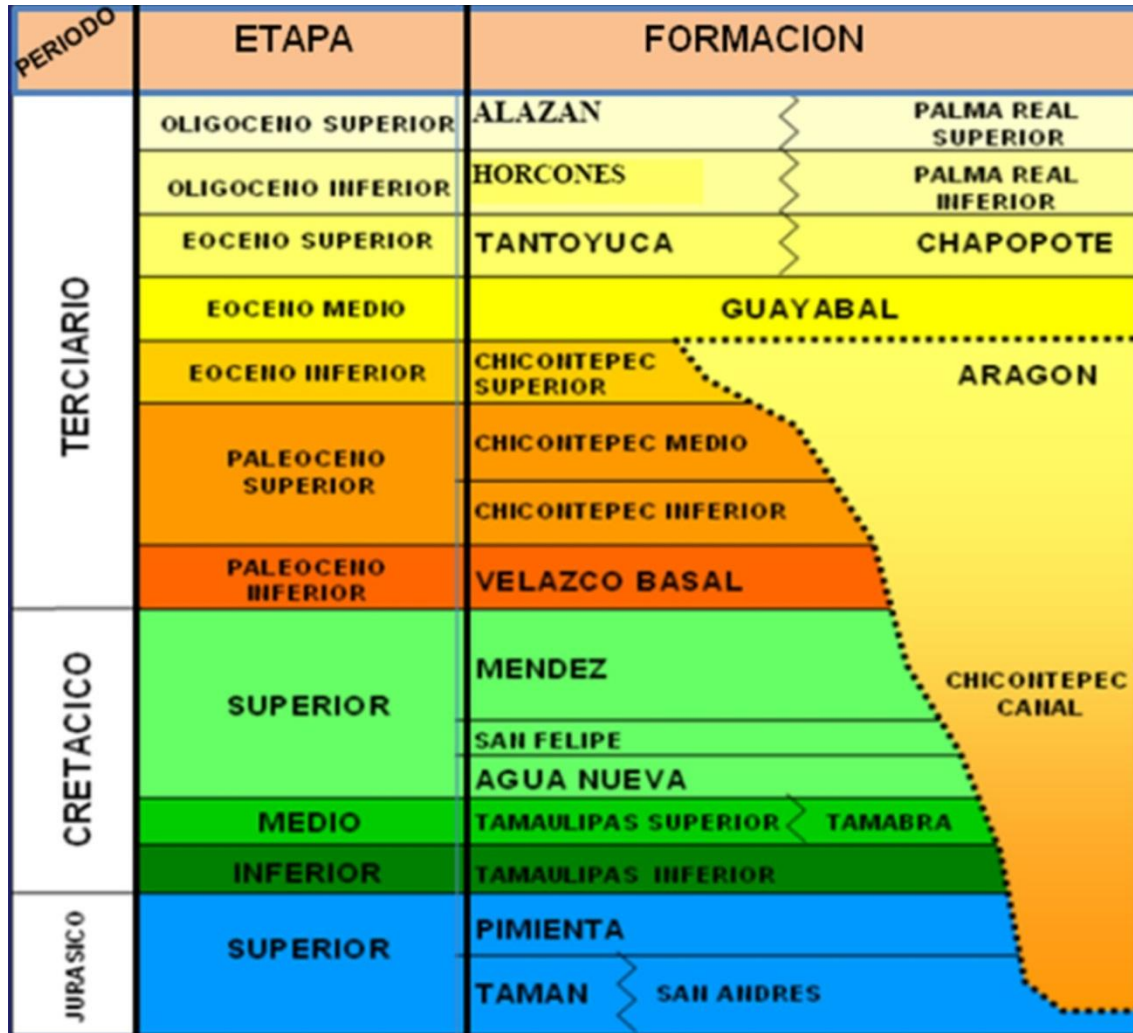


Fig. 13: Columna estratigráfica de Chicontepec. (Yáñez, 1998).

Al igual que la base del Eoceno Inferior, su cima es discordante. Dichas discordancias en la base y cima de este nivel estratigráfico, son ejemplos de eventos erosivos entre los cuales fueron desarrolladas pequeñas cuencas de interés petrolero. Esto debido a la presencia de zonas incompetentes y a la distribución de los principales sistemas de paleocorrientes. Allí la columna del Cretácico Medio al Eoceno Inferior-Temprano está ausente, pues la Formación Chicontepec Superior (Eoceno Temprano-Tardío) yace discordantemente sobre el Jurásico Superior.

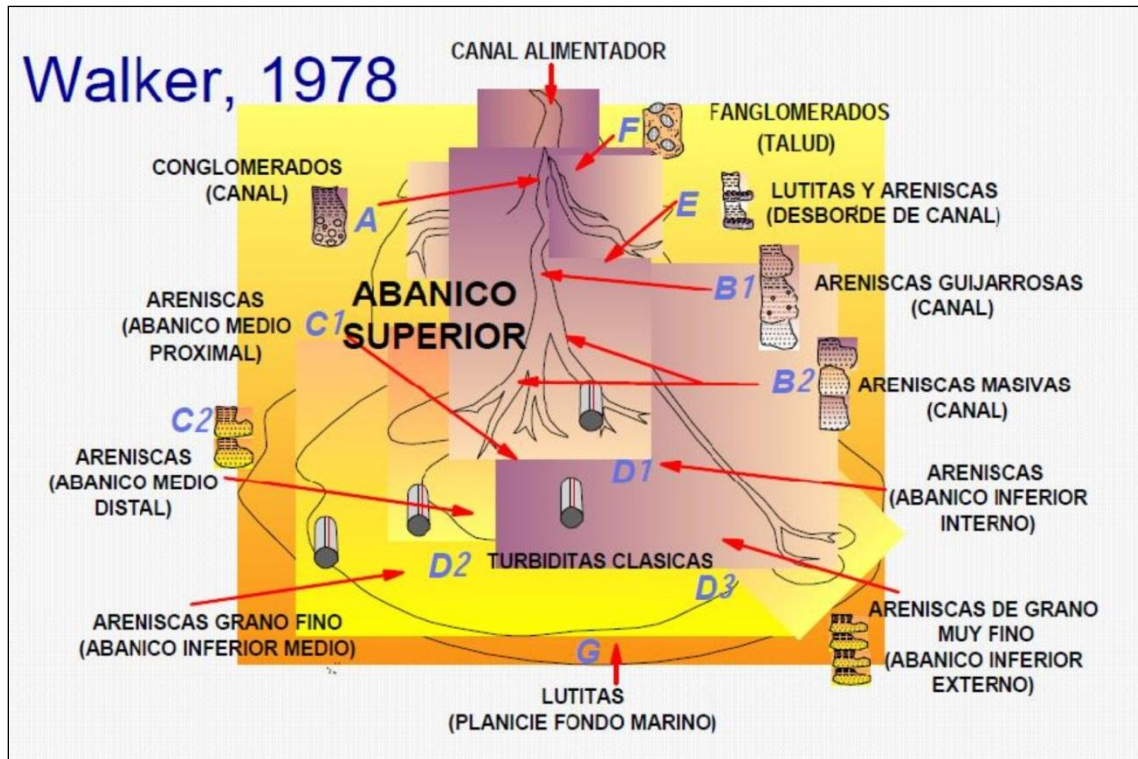


Fig. 14: Modelo conceptual de abanico submarino y su distribución regional (Walker, 1978).

Se ha establecido que el ambiente de depósito corresponde a un modelo de abanico submarino, establecido por Walker, 1978, en el cual se identificaron 11 facies distribuidas a lo largo de la cuenca (Figura 14).

3 Marco teórico

3.1 Términos y conceptos básicos en Paleoicnología

La **icnología** es una rama de la paleontología que estudia las huellas del comportamiento animal o icnofósiles. La **paleoicnología** es una división de la icnología que se encarga del estudio de las estructuras etológicas antiguas, dejadas por organismos del pasado, mientras que la **neoiicnología** se encarga del estudio de las huellas de organismos de época moderna. A menudo se determinan paralelismos entre huellas modernas y fósiles lo que ayuda para entender el posible comportamiento (etología) y anatomía de los organismos que dejan estas huellas incluso sin un resto fósil del propio organismo. Para poder entender la icnología es necesario conocer ciertos términos, que se definen a continuación:

- **Icnofósil** es toda estructura producida por actividad orgánica o fósil traza, es decir, huellas dejadas por un organismo vivo. Por ello, cavidades hechas por animales, huellas de pies y manos, senderos (también llamados rastrilladas), marcas de piel o madrigueras son ejemplos de estructuras biogénicas (Häntzchel 1975).
- **Icnocenosis** es una asociación de trazas ambientalmente relacionadas; análogas a una comunidad biológica o paleontológica, incluye trazas de animales y plantas, tales como actividad algal y ciertos patrones de raíces (definida originalmente por Davitashvili, 1945, en: Häntzchel, 1975; y modificada por Pemberton *et al.*, 2001).
- **Icnofacies**: Seilacher, 1967, utilizó este término para estructuras sedimentarias orgánicas individuales o grupo de las mismas caracterizadas por sus similitudes y que son usadas para determinar en un registro fósil su paleoecología o paleoprofundidad de icnofósiles, a través de intervalos largos de tiempo geológico y más o menos característico de determinadas condiciones ambientales (Pemberton *et al.*, 2001).

Por esta razón se considera a los icnofósiles indicadores paleoecológicos muy efectivos que además proporcionan información sobre los procesos generales de sedimentación, características de las corrientes y permiten la reconstrucción de ambientes de depósito, el fechamiento de unidades estratigráficas, indicar y evaluar la posición original de los estratos. Un factor que hace útiles a los icnofósiles es el hecho de que estas estructuras sedimentarias se encuentran *in situ* bien conservadas, ya que no pueden ser retrabajadas y muchos procesos diagenéticos las acentúan y conservan.

Existen algunos aspectos en diferentes campos de la estratigrafía, la sedimentología y la paleontología, para observar características de fósiles traza (Ekdale *et al.*, 1984), como por ejemplo:

- Reflejan un rango de tiempo largo que facilita la comparación paleontológica de rocas de diferentes edades.
- Presentan rangos de facies estrechos que muestran por trazas de organismos un parámetro ecológico específico.
- Desplazamiento no secundario de una estructura sedimentaria biogénica, donde se preserve intacta o cercanamente relacionada al lugar originalmente formadas.
- Ocurren en rocas no fosilíferas, los fósiles traza son frecuentemente afectados por procesos diagenéticos que típicamente alteran testas y conchas, especialmente en rocas clásticas.
- Indican su creación por biota de cuerpos blandos no preservada, muchos fósiles traza son formados por las actividades de organismos que generalmente no se preservan debido a que ellos no cuentan con partes duras.
- Por el trabajo de dos o más organismos diferentes viviendo juntos o en sucesión, pueden producir una estructura particular.
- Un mismo individuo o especie de organismo puede generar diferentes estructuras correspondientes a patrones de comportamiento diferente.
- Un mismo individuo puede originar diferentes estructuras correspondiente a comportamiento idéntico pero en diferentes sustratos.

- Estructuras idénticas pueden ser producidos por la actividad de organismos que formen trazas de manera sistemática y diferente cuando su comportamiento es similar.

Hasta hace pocos años, los icnofósiles eran estudiados por sedimentólogos ya que proporcionan gran cantidad de información sobre aspectos relacionados con la sedimentología. Así se ha generado una nomenclatura de origen claramente utilitario (García Ramos y otros, 1989). No obstante, en los últimos años, numerosos paleontólogos han comenzado a estudiar pistas fósiles enfocando su trabajo desde un punto de vista paleobiológico, lo que ha conllevado nuevos términos y adaptaciones de los antiguos.

3.2 Terminología “Clásica” de origen sedimentológico

- **Estructura biogénica:** evidencia tangible de una actividad por parte de un organismo fósil o reciente. Esta actividad puede realizarse sobre un sustrato blando (estructura sedimentaria biogénica) o sobre un sustrato duro (estructura bioerosiva).
- **Estructura sedimentaria biogénica:** estructura biogénica debida a la actividad de un organismo en un sustrato blando. Existen varios tipos especiales de estructuras biogénicas:
- **Bioturbación (estructura bioturbada):** alteración de la estratificación debida a la actividad de organismos.
- **Bioestratificación (estructura biostratificada):** formación de determinados tipos de estratificación debidos a la actividad de algunos organismos (granoselección biogénica; algunos tipos de estromatolitos, etc...).
- **Bioconstrucción (estructura bioconstruida):** formación de determinados tipos de estratificación debidos a la actividad de organismos.

Entre las estructuras sedimentarias biogenéticas más conocidas están las siguientes:

- **Huella de pisada (track):** impresión producida por un pie, pata o podio de un animal en el sedimento.

- **Rastro de pisadas o rastrillada (trackway):** sucesión de huellas de pisada orientadas en una dirección determinada.
- **Pista (trail):** surco continuo producido durante el desplazamiento de un animal que tiene parte de su cuerpo en contacto constante con la superficie del sustrato o bien, estructura interna producida por un animal que se desplaza de un punto a otro.
- **Excavación orgánica (burrow) o madriguera:** excavación de un organismo en un sedimento sin consolidar. Las madrigueras pueden contener diferentes estructuras: revestimientos, conexiones o "spreite".

Estas estructuras pueden incluirse globalmente dentro de la **bioturbación**, ya que se producen en un sustrato blando destruyendo sus posibles estructuras sedimentarias.

- **Bioerosión**, actividad orgánica producida sobre un sustrato duro. Las estructuras de excavación resultantes reciben el nombre de **perforación orgánica (boring)**.

Las excavaciones y perforaciones de origen orgánico son fáciles de diferenciar en materiales modernos; en los antiguos no siempre es posible pero, de manera generalizada, puede señalarse que las paredes de las perforaciones son más abruptas que las de las excavaciones.

3.3 Clasificación, comportamiento y preservación de los Icnofósiles

La clasificación de los fósiles traza ha incluido filogénesis de la marca del organismo, descripción, preservación, preservaciones taxonómicas y etológicas, así como su comportamiento. (Pemberton *et al.*, 2001).

Basado en factores ecológicos, Seilacher (1953) sugirió una clasificación y distingue cinco grupos (Figura 15): (1) Trazas de descanso, marcas dejadas por organismos descansando sobre un lugar; (2) Trazas de arrastre, marcas hechas por organismos moviéndose sobre una superficie blanda; (3) Trazas de alimentación, marcas hechas por organismos comiendo sobre una superficie de sedimentos; (4) Estructuras por alimentación, bioturbaciones y estructuras producidas por organismos que se mueven a través del sedimento para comer; y (5) Estructuras por perforación, bioturbaciones y otras hechas por

organismos las cuales son usadas para vivir. Estos cinco tipos de “lebensspuren” muestran diferencias morfológicas. El problema de esta clasificación genética es que no siempre es posible asignar una traza a una actividad definida viviente.

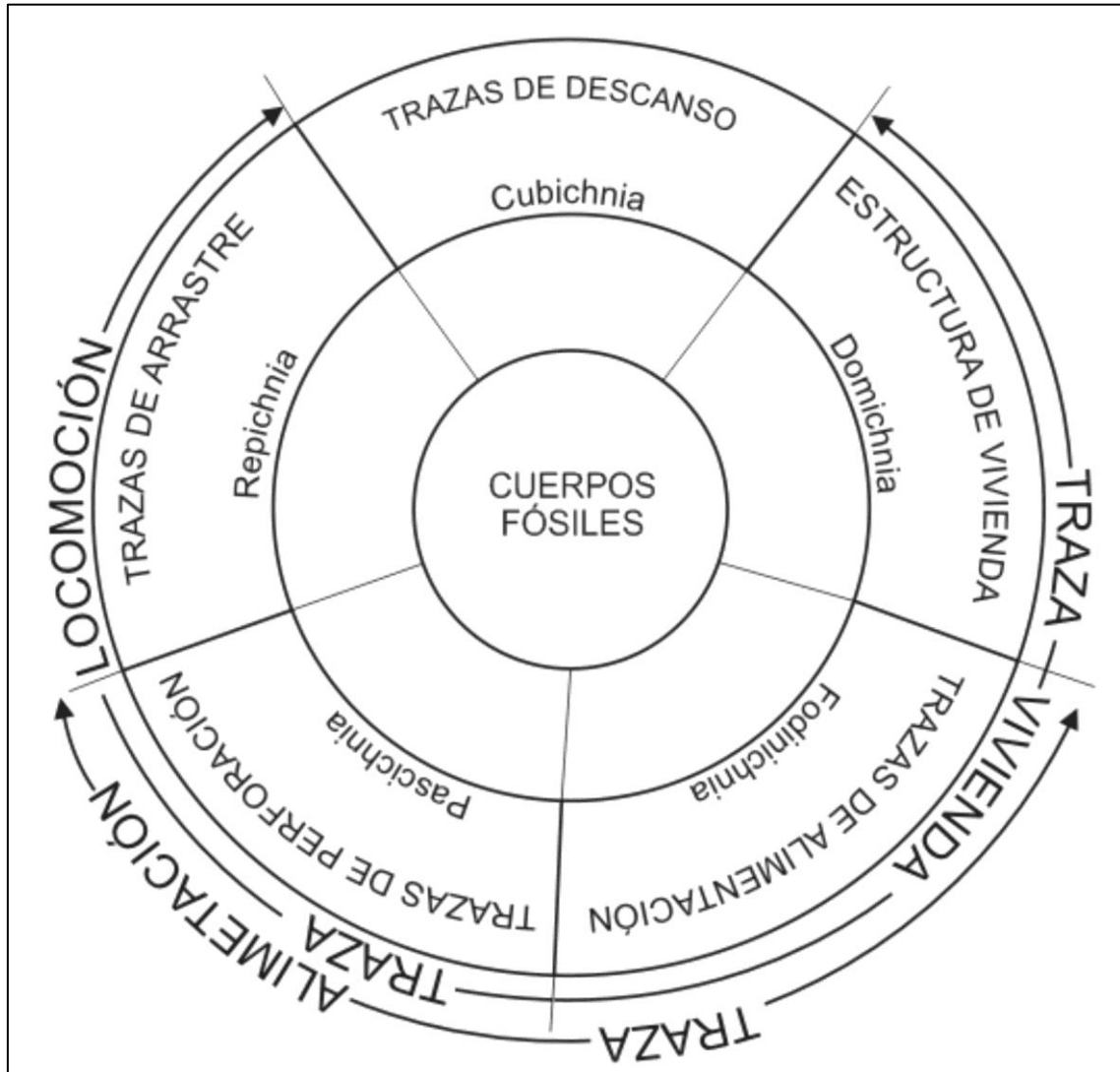


Fig. 15: Clasificación etológica de fósiles traza propuesto por Seilacher (1953; tomado de Pemberton *et al.*, 2001).

Esta clasificación fue propuesta por Seilacher, (1953), y tiene la ventaja de corresponder a las necesidades y al comportamiento del animal que las ha originado, lo cual queda reflejado en la forma y en la disposición de la huella:

- **Domichnia:** Se le llama así, al grupo de pistas que indican la construcción de una morada. Son relieves completos de formas cilíndricas rectas, casi siempre

perpendiculares a la estratificación, a veces en forma de U o también pueden ser ramificados.

- **Cubichnia:** Se refiere al grupo de pistas que muestran un comportamiento de reposo. Reproducen en mayor o menor medida el tamaño y la morfología lateral y ventral de sus productores, además suelen contener los elementos de simetría del organismo responsable.
- **Repichnia:** Este grupo de pistas sugieren un comportamiento de locomoción. Son estructuras epi o intraestratales, que constituyen un sólo elemento cuando son producto de reptar o bien grupos de huellas lineados cuando se generan por el paso o la carrera de un animal.
- **Pascichnia:** Grupo de pistas que marcan un comportamiento de alimentación producidas por organismos micrófagos vágiles en o cerca de la interfase agua/sedimento. Su modo de conservación es como semirelieves. Sus trazados, muy regulares (meandriformes, o en forma de espiral), han sido interpretados como patrones de máximo aprovechamiento de un recurso alimenticio limitado.
- **Fodinichnia:** Es un grupo de pistas de alimentación producidas por organismos semisésiles que buscan a la vez comida y habitación dentro del sedimento. Este comportamiento produce pistas de relieve completo subparalelas a la estratificación y de formas muy variadas.
- **Agrichnia:** Grupo de pistas que representan un comportamiento de construcción de madrigueras, generalmente cilíndricas, que sirven a la vez de morada y de granja o trampa, por la que se desplazan sus productores recolectando alimento. Conforman madrigueras y sistemas de madrigueras (en ocasiones en forma de red) regulares, más o menos complejas, paralelas a la estratificación, que suelen conservarse como semirelieves.
- **Fugichnia:** Estructuras (con varios tipos de comportamiento inicial: huida, morada y/o reposo) producidas al migrar bruscamente su productor en dirección vertical u oblicua, posiblemente como respuesta a la amenaza de depredadores.

Ekdale (1984), reconoció siete tipos básicos de comportamiento (Figura 16), trazas de descanso (cubichnia), traza de locomoción (repichnia) y/o excavación hecha por un

organismo en un sustrato duro que como consecuencia produce una deformación de sedimentos. Trazas de raspaduras (pascichnia), trazas de alimentación (fodichnia). Sistemas de colonias (agricchnia), trazas de huida o escape (fugichnia), trazas de predación (praedichnia).

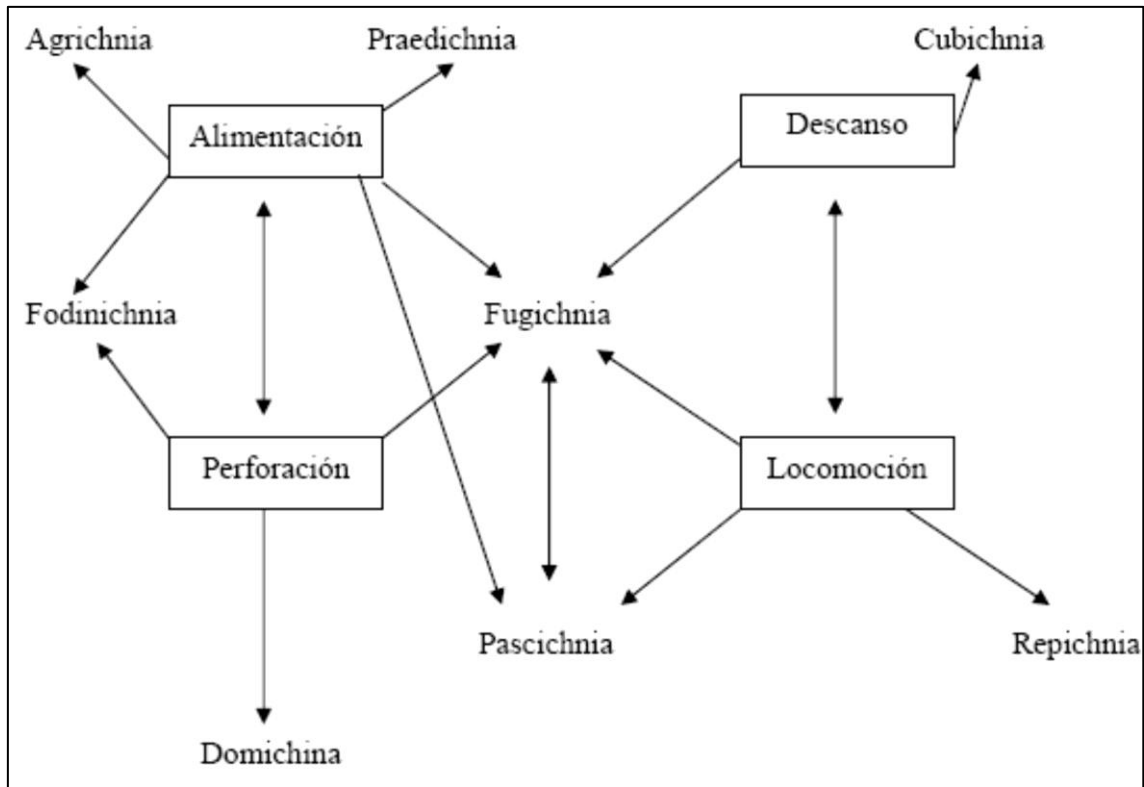


Fig. 16: Clasificación de acuerdo al comportamiento de las trazas fósiles (tomado de Pemberton *et al.*, 2001).

Una clasificación preservacional es propuesta por Martinsson (1970), donde hace referencia de la posición en que se encuentran las estructuras y a cada una le proporciona una definición. A una estructura preservada en la parte superior del cuerpo de un molde y que puede aparecer como zonas de morfologías altas se define como *Epichnion*; una estructura preservada en la parte inferior del cuerpo de un molde que puede aparecer en morfologías bajas se llama *Hypichnion*. Recibe el nombre de *Endichnion* la estructura preservada dentro del cuerpo del molde, y *Exichnion* una estructura que fue preservada fuera del cuerpo del medio moldeado (Figura 17).

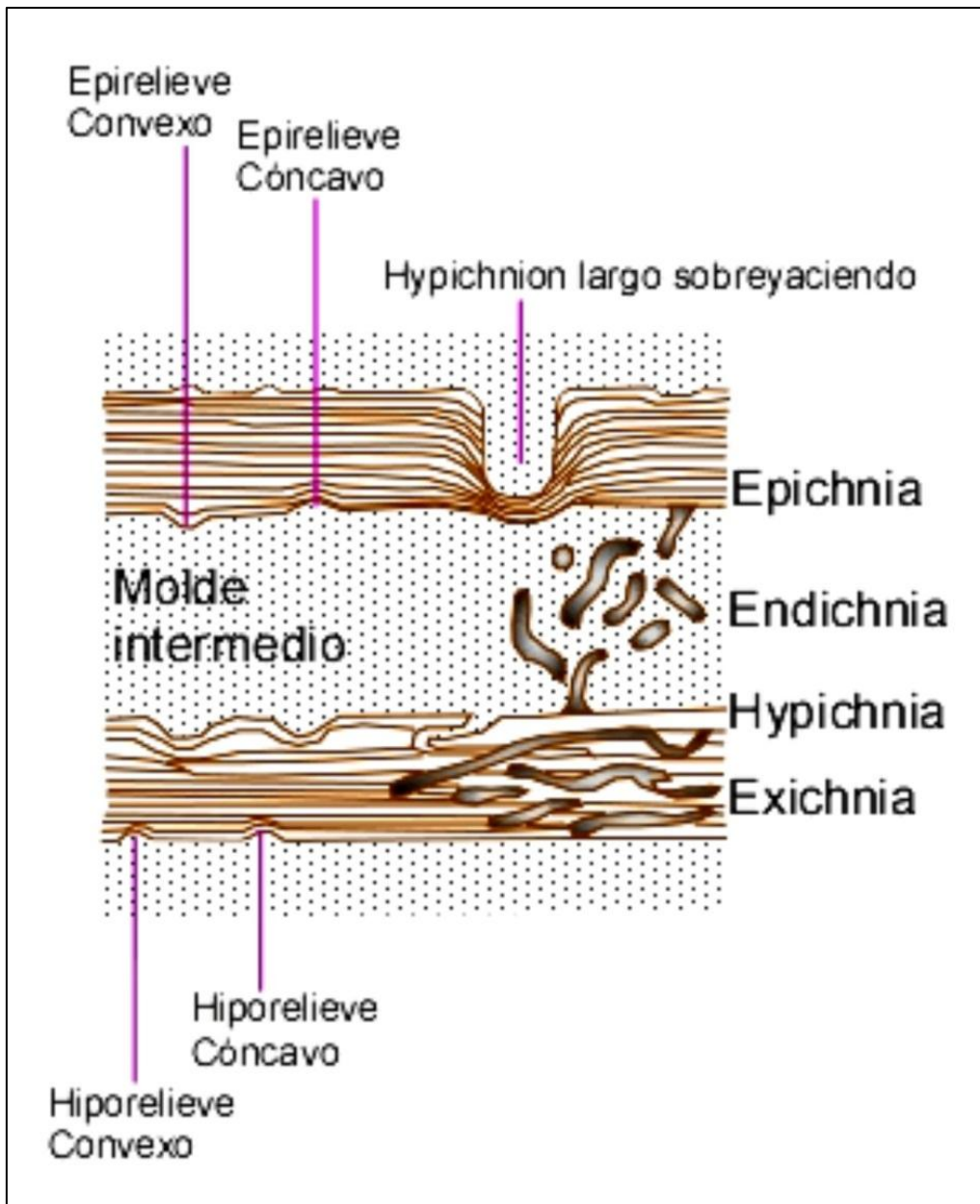


Fig. 17: Clasificación preservacional toponímica, propuesta por Martinsson (1970; tomado de Pemberton *et al.* 2001).

Se puede determinar un ambiente utilizando el aspecto de las trazas como indicadores batimétricos, donde una gradación general de bioturbaciones verticales en los depósitos de aguas someras a horizontales en el incremento de bioturbación en depósitos de aguas profundas, pertenece a una tendencia de habitats de comedores en suspensión y en sedimento, el cual es una respuesta a la disponibilidad de alimento a diferentes

profundidades, por esta razón se pueden encontrar trazas de organismos diferentes en icnofacies que no le corresponde. Donde la densidad de población animal y bioturbación depende principalmente del contenido de oxígeno en el agua, disponibilidad de alimento y condiciones de sedimentación.

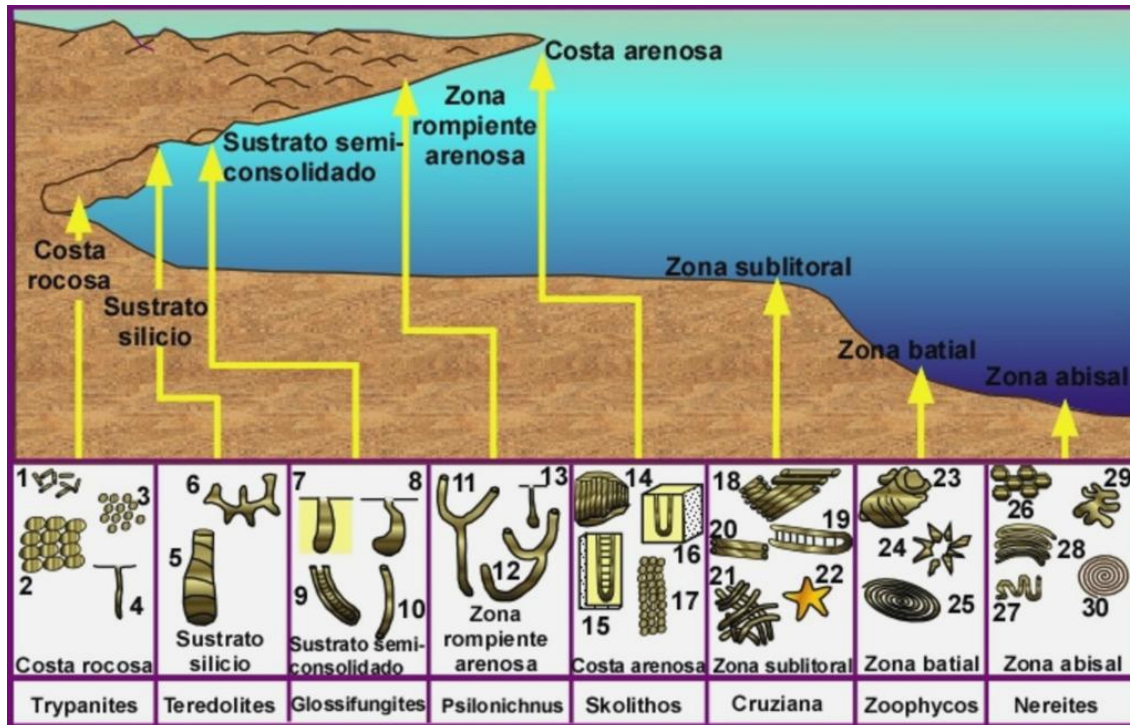


Fig. 18: Trazas fósiles típicas: 1) *Canlostrepsis*; 2) *Entobia*; 3) Echinoid borings; 4) *Trypanites*; 5) *Teredolites*; 6) *Thalassinoides*; 7, 8) *Gastrochaenolites*; 9) *Diplocraterion* (*Glossifungites*); 10) *Skolithos*; 11, 12) *Psilonichnus*; 13) *Macanopsis*; 14) *Skolithos*; 15) *Diplocraterion*; 16) *Arenicolites*; 17) *Ophiomorpha*; 18) *Phycodes*; 19); *Rhizocorallum*; 20) *Teichichnus*; 21) *Planolites*; 22) *Asteriacites*; 23) *Zoophycos*; 24) *Lorenzina*; 25) *Zoophycos*; 26) *Paleodyction*; 27) *Taphrhelminthopsis*; 28) *Helminthoida*; 29) *Cosmorhapse*; 30) *Spirorhapse*. (Pemberton et al., 2001).

Frey y Pemberton (1985) consideran que una icnofacies es la conservación del registro de una icnocenosis. Este concepto no sólo es aplicable para trazas en ambientes modernos sino también antiguos. Seilacher, (1967) propone el uso de icnofacies, ya que se basa en el concepto de parámetros que controlan la distribución de marcadores traza cambian continuamente al aumentar la profundidad del agua (Seilacher, 1967; Figura 10).

Se han reconocido nueve icnofacies, cada una con su icnogénero representativo; *Trypanites*, *Teredolites*, *Glossifungites*, *Psilonichnus*, *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycos* y *Nereites* (Figura 18).

3.4 Tipos de Icnofacies

3.4.1 Icnofacies *Trypanites*

Caracterizada en sustratos marinos litificados así como en arrecifes, costa rocosa, inconformidades. Las icnofacies pueden desarrollarse incluso en sustratos ígneos (Fischer, 1981). Algunas de las características de *Trypanites* son las siguientes:

- Formas de jarro cilíndrico y de lágrima, y en forma de “U”.
- Perforaciones perpendiculares al sustrato.
- Organismos comedores, suspensivos y carnívoros.
- Rasgaduras de algas.
- Diversidad moderadamente baja.

3.4.2 Icnofacies *Teredolites*

Esta icnofacies es típica en sustratos marinos o marino marginal silico. Una diferencia más de los sustratos líticos son: 1) pueden ser flexibles en lugar de rígidos; 2) estos se componen de material combustible en vez de material mineral; y 3) son biodegradables. “*Woodgrounds*” pueden aparecer en agua dulce. Sus características son:

- Escasa.
- Excavaciones densas, pero con interpenetraciones.
- Paredes ornamentadas con la textura del sustrato.
- Excavaciones elongadas a subcilíndricas.

3.4.3 Icnofacies *Glossifungites*

La icnofacies *Glossifungites* se encuentra en zona litoral a sublitoral en zonas de baja energía a ligeramente alta, donde los sustratos están semiconsolidados. Estas trazas son producidas por organismos como cangrejos y presentan las siguientes características:

- Estructuras verticales cilíndricas, en forma de U.
- Presenta ramificaciones indican construcciones de una morada.
- Algunas protuberancias en el “*Spreiten*”.
- Huellas de morada.

- Baja diversidad.

3.4.4 Icnofacies *Psilonichnus*

Representada en zonas supralitoral/litoral, de moderada a baja energía marina, típicas en ambientes de dunas. El ambiente típico incluye dunas. Frey y Howard (1987) señalan que estos ambientes están sujetos a variaciones extremas en los niveles de energía, tipos de sedimentos y estructuras físicas y biogénicas. Estos fósiles trazas se caracterizan por:

- Baja diversidad y son muy abundantes.
- Dominan las trazas en forma de “J”, “Y”, y “U”.
- Son comunes las penetraciones en los estratos.
- Trazas horizontales formadas por insectos y tetrápodos.

3.4.5 Icnofacies *Skolithos*

La icnofacies *Skolithos* indica niveles de energía de corrientes u oleaje y se presenta en áreas ligeramente lodosas a limpias. Las aguas agitadas, sedimentos transportados, y la distribución animal corresponden por sus trazas a organismos comedores en suspensión. Estos organismos construyen penetraciones profundas, como habitats permanentes. Los fósiles traza están caracterizados por:

- Tubos cilíndricos verticales en forma de U.
- Protuberancias y depresiones de spreiten en algunas bioturbaciones de U.
- Pocas estructuras horizontales.
- Poca diversidad, aunque formas individuales pueden ser abundantes.
- Perturbaciones construidas por comedores en suspensión o carnívoros pasivos.

La icnofacies *Skolithos* progradan hacia el continente a zonas supramareales o terrestres y hacia el mar hacia la facies *Cruziana* (Figura 18). En ambientes recientes y antiguos puede ser común la mezcla de asociaciones de *Skolithos* y *Cruziana*. La icnofacies *Skolithos* puede aparecer en depósitos de aguas someras a ligeramente profundas.

3.4.6 Icnofacies *Cruziana*

Esta icnofacies está asociada a sustratos marinos cercanos a litoral somero/infralitoral abajo del nivel de oleaje y por arriba del máximo nivel de oleaje o sustratos no consolidados. Las trazas fósiles corresponden a organismos carnívoros móviles y excavadores. La bioturbación tiende a ser construida horizontalmente debido a que la energía es muy baja y existen cambios abruptos en la temperatura y niveles de salinidad.

Trazas de organismos epibentónicos y endobentónicos pueden ser comunes y reflejan la abundancia, diversidad y accesibilidad de elementos. Estos fósiles traza están caracterizados por:

- Mezcla de asociación de estructuras horizontales, vertical e inclinada.
- Presencia de trazas construidos por organismos móviles.
- Alta diversidad y abundancia.
- Construidos por organismos comedores, excepto cuando las trazas excavadoras son dominantes.

3.4.7 Icnofacies *Zoophycos*

El icnogénero *Zoophycos* tiene un rango paleobatimétrico muy rápido, y su designación para nombrar una icnofacies relacionada a profundidad a sido controversial en esquemas batimétricos. La icnofacies *Zoophycos* se establece como un intermediario entre las icnofacies *Cruziana* y *Nereites*, se localiza en áreas por abajo del nivel de oleaje.

Uno de los mayores controles ambientales representado por la icnofacies es el bajo niveles de oxígeno asociados a abundante materia orgánica en ambientes de aguas tranquilas. Estas condiciones ocurren en ambientes de plataforma y talud, pudiendo ser posible un emplazamiento batimétrico de la icnofacies. Frey y Seilacher (1980).

Tomando en cuenta las características anteriores, junto con la amplia distribución de especies individuales de *Zoophycos* en depósitos de aguas profundas y someras (Frey *et al.*, 1990). Se especula que el animal productor de *Zoophycos* estuvo adaptado en muchos nichos ecológicos. Esta icnofacies soporta no sólo un rango considerable de profundidad del agua sino también gran cantidad de tipos de sustratos, variabilidad en el aporte de

alimento y diferentes energías y niveles de oxígeno. Sus trazas por consiguiente aparecen en las icnofacies *Cruziana* y *Nereites*.

La icnofacies *Zoophycos* y sus variantes no han sido establecidas pues los factores más importantes en su distribución son: profundidad del agua y de la bioturbación, disponibilidad de sedimentos y niveles de oxígeno en el fondo marino, aunque los ambientes de aguas tranquilas, particularmente aquellos que presentan anoxia.

La icnofacies *Zoophycos* se encuentra en lodos marinos de aguas tranquilas o arenas lodosas, en la zona batial, en áreas libres de flujos turbidíticos y sujetas a deficiencias de oxígeno. Sus características son:

- Baja diversidad aunque las trazas individuales pueden ser abundantes.
- Estructuras de alimentación y entrapamiento producidas por organismos comedores.
- Estructuras horizontales a ligeramente inclinadas.

Esta icnofacies también puede ocurrir en ambientes intracosteros restringidos, particularmente en secuencias paleozoicas; el icnogénero *Zoophycos* posiblemente representa profundidades mayores de bioturbación en depósitos mesozoicos que en depósitos paleozoicos.

3.4.8 Icnofacies *Nereites*

Nereites ocurre en aguas tranquilas batiales a abisales pero oxigenadas, influenciadas por corrientes turbidíticas periódicas. Los organismos explotando ambientes batiales inferiores a abisal tienen dos mayores registros; A) escasez de alimentos, relativo al aporte muy abundante en ambientes someros, y B) interrupciones periódicas por corrientes de fondo fuertes en las zonas de canales o flujos de sedimentos gravitatorios actuales. La icnofacies *Nereites* es reconocida por tener sedimentos finos bien clasificados no consolidados antiguos, incluyendo turbiditas distales y rítmicas pelágicas de cuencas oceánicas actuales (Ekdale *et al.*, 1984).

Para esta icnofacies los fósiles traza están caracterizados por:

- Gran diversidad pero poca abundancia.

- Trazas horizontales complejas y patrón de estructuras de bioturbación - alimentación reflejando organización altamente eficiente en comportamiento.
- “*Spreiten*” típicamente planares.
- Numerosas excavaciones, trazas de caminamiento y moldes sinuosos fecales que son mayormente intraestratos.
- Trazas producidas por organismos comedores y excavadores.
- Posibles estructuras asociadas con entrapamiento o colonización en zonas abiertas permanentes.

4 Geología Local

4.1 Localización y vías de acceso

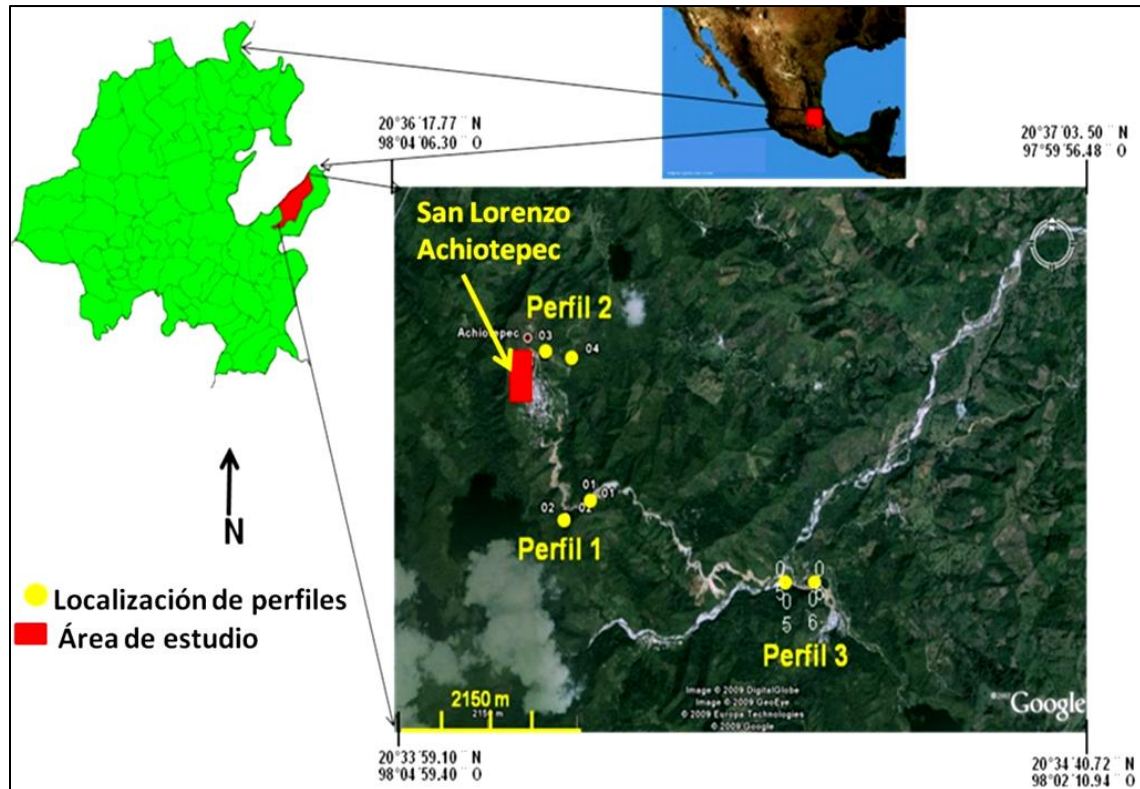


Fig. 19: Localización y vías de acceso del área estudiada (GoogleEarth, 2011)

Partiendo de la ciudad de Huejutla de Reyes en el estado de Hidalgo, se viaja 60 km por carretera revestida hacia el Sureste, hasta llegar a la localidad de Benito Juárez, en el estado de Veracruz. De aquí se viaja en dirección Sur pasando por el poblado de Madero, Ixhuatlan. Después de un recorrido de aproximadamente 70 km se llega a la localidad de San Lorenzo Achioteppec, Hidalgo.

4.2 Estratigrafía

4.2.1 Descripción de Perfiles

Las secciones en estudio tienen un espesor de: P1SL: 347m, P2SL: 320m y P3SL: 160m. En el perfil P1SL solo se muestran los primeros 41 metros y la parte media de este perfil que corresponde desde los 260 hasta 280 metros y en el perfil P3SL se muestran desde los 140 hasta los 160 metros, ya que en estos niveles fue donde se encontraron el mayor número y diversidad de trazas fósiles (Capítulo V) así como estructuras sedimentarias que fueron descritas en la parte (IV.II.I), debido a estas razones se omite el perfil P2SL.

4.2.1.1 Perfil 1 San Lorenzo (P1SL)

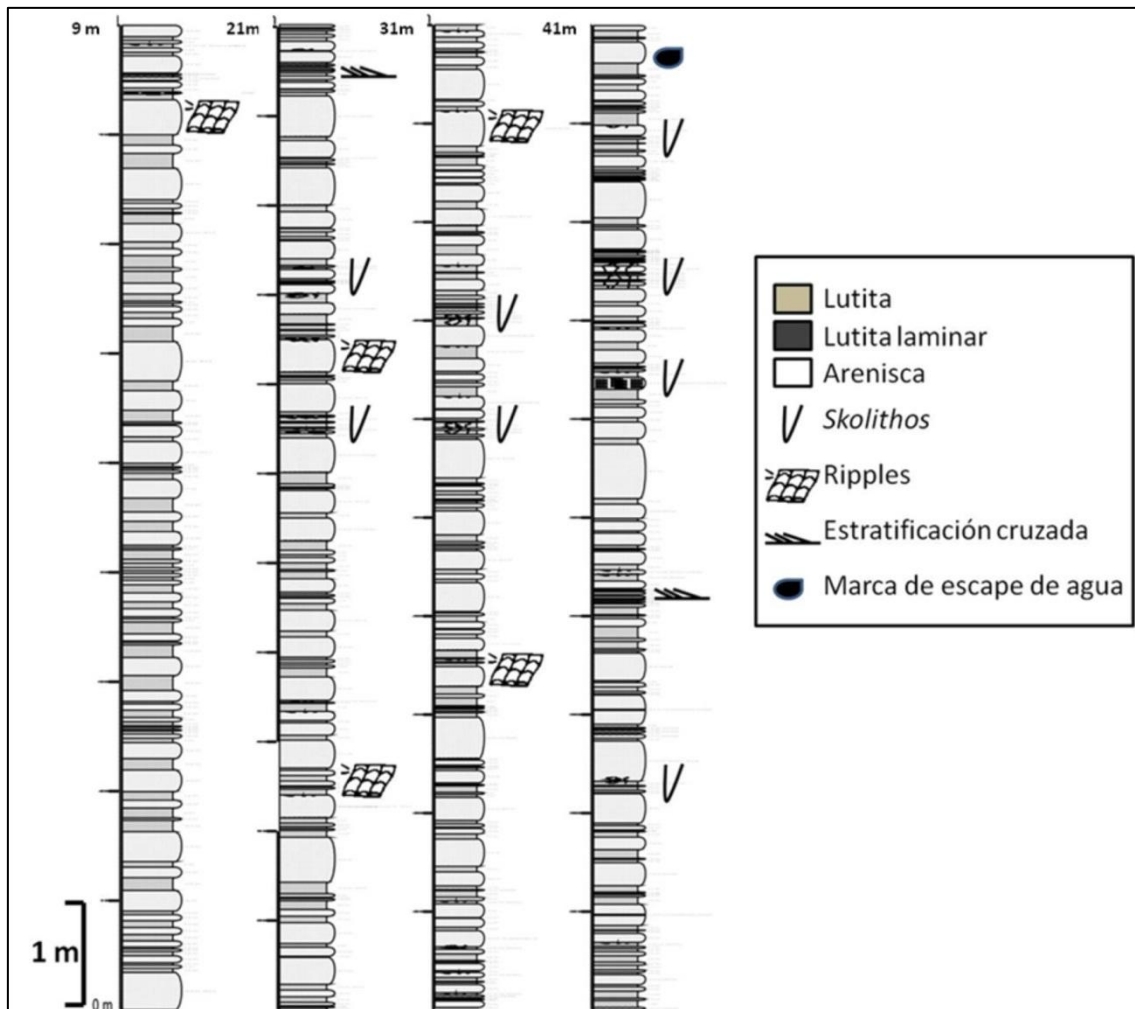


Fig. 20: Parte basal de “Perfil 1 San Lorenzo”. Se observan estructuras sedimentarias y trazas fósiles.

4.2.1.2 Perfil 1 San Lorenzo (P1SL) - continuación

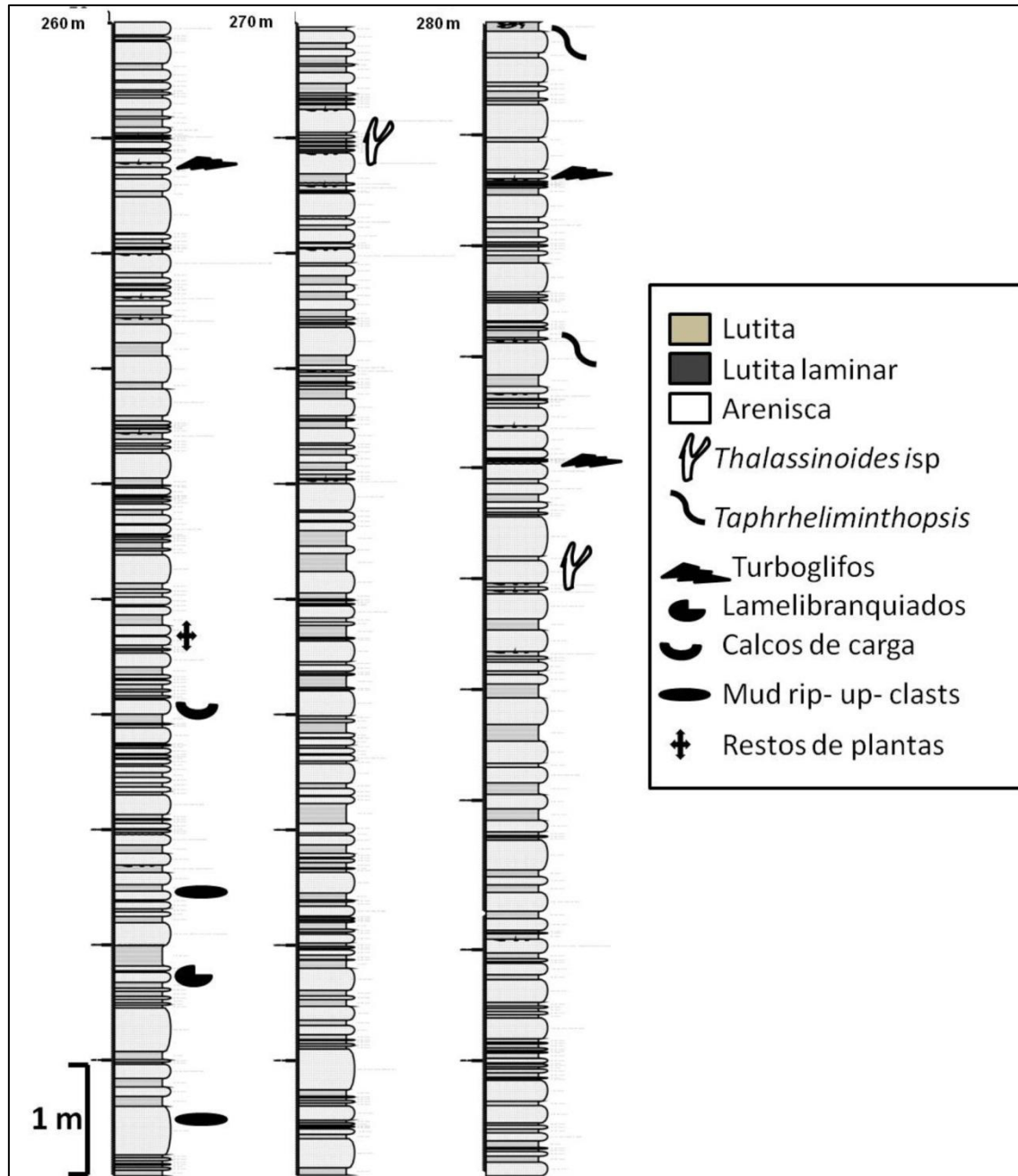


Fig. 21: “Perfil 1 San Lorenzo” parte intermedia (contenido de estructuras sedimentarias).

Los perfiles P1SL y P2SL se componen principalmente de estratos de areniscas que van desde 0.8 cm hasta 80 cm de espesor de color gris oscuras que intemperizan a color amarillo ocre, con intercalaciones de estratos de lutitas que van desde 0.4 cm hasta 15 cm de espesor de color gris oscura que intemperiza a gris claro.

Los paquetes con alternancias de lutitas y areniscas con limolitas son muy comunes, que en ocasiones presentan plegamientos caóticos, indicando movimientos en masa de material no consolidado.

Se realizaron fotoperfiles de cada una de las secciones estudiadas que se abordan en el capítulo V para detallar los aspectos de las trazas fósiles que se encontraron.

4.2.1.3 Perfil 3 San Lorenzo (P3SL)

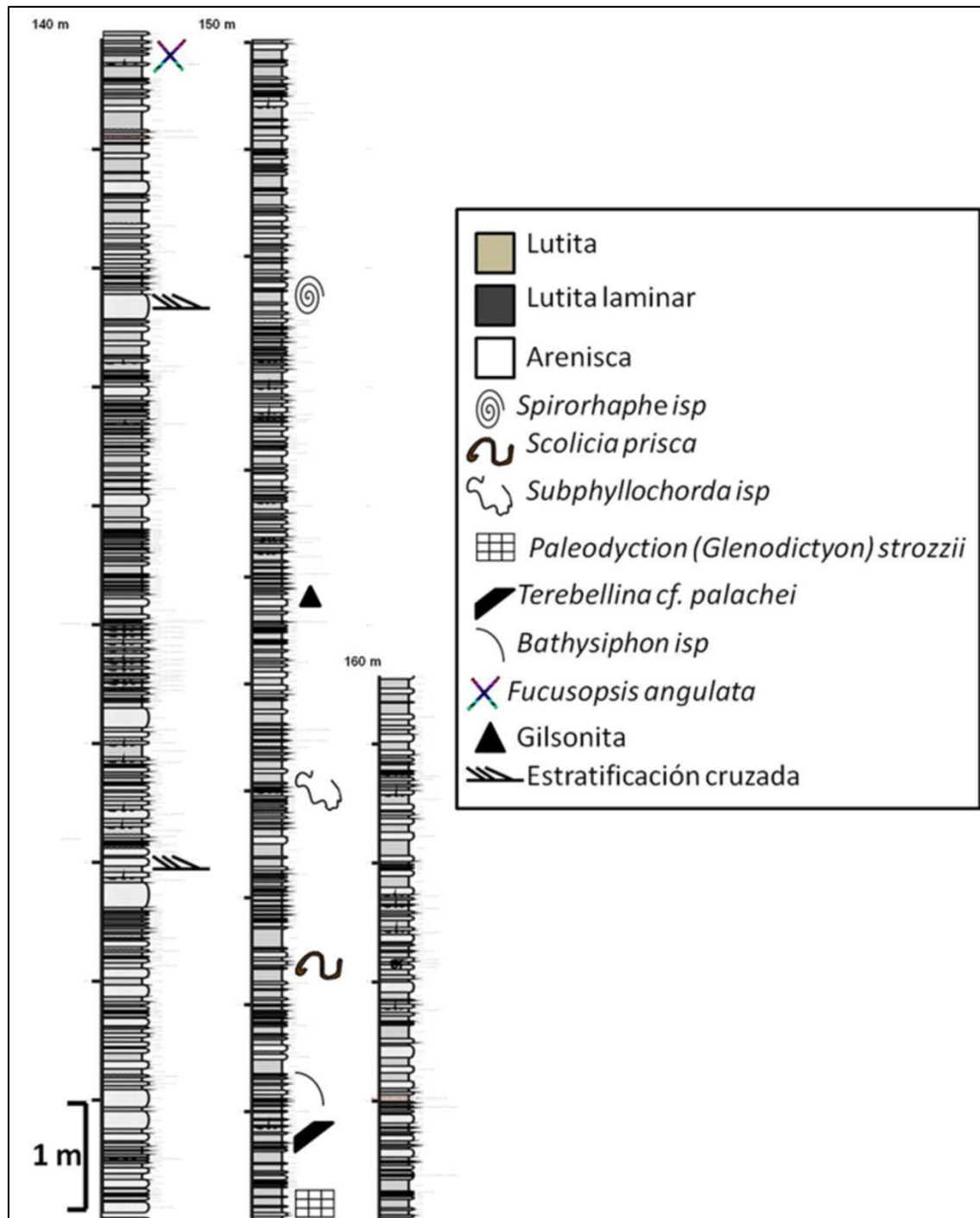


Fig. 22: Parte final del “Perfil 3 San Lorenzo”. Estructuras sedimentarias y la mayoría de las trazas fósiles de *Nereites*.

El perfil P3SL consiste básicamente de grandes paquetes de lutita de color gris oscuro que intemperiza a gris claro, con algunas intercalaciones de arenisca de color gris oscuro que intemperiza a amarillo ocre, de grano fino a medio.

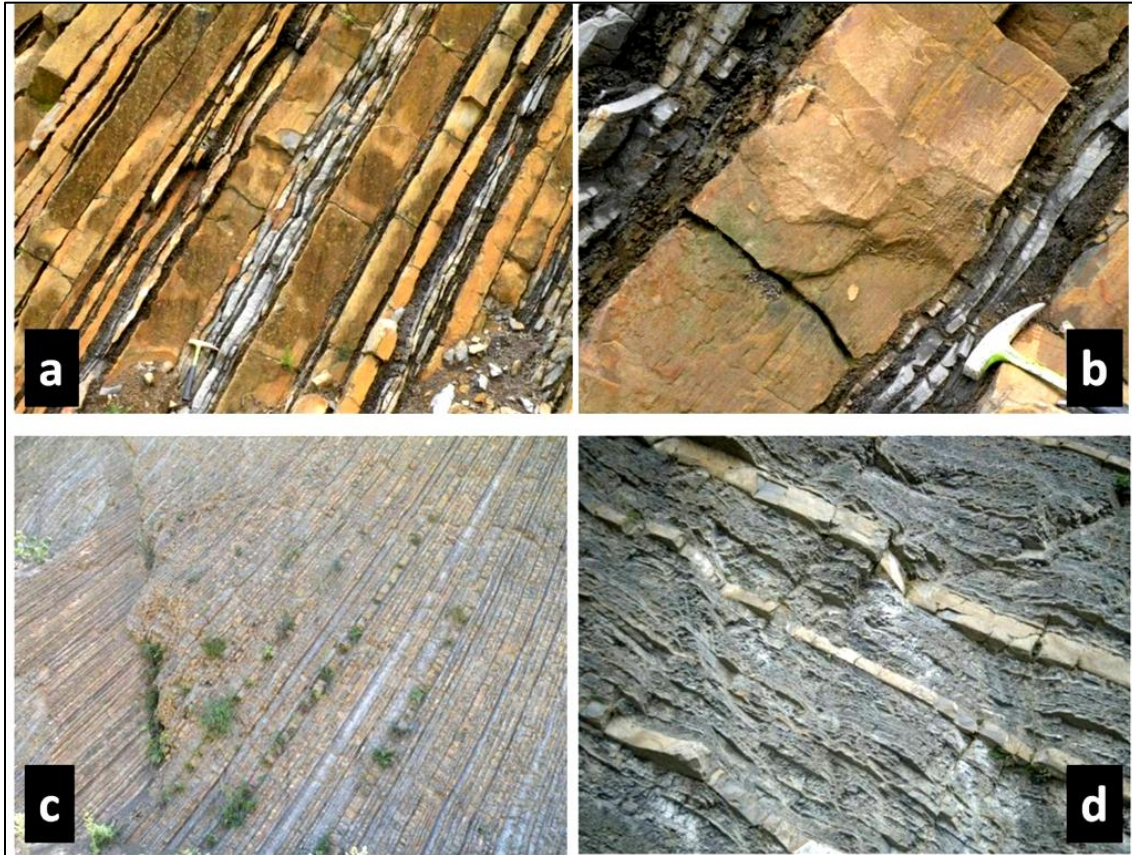


Fig. 23: a) Areniscas con intercalaciones de lutitas para P1SL, b) Areniscas de espesores de 30cm hasta 1m en la parte intermedia de P1SL y P2SL, c) Estratos delgados de areniscas con intercalaciones de lutitas, d) Lutitas con intercalaciones de areniscas para P3SL.

De acuerdo a (Cossey & GYMSA 2009) existen las siguientes asociaciones de facies, de las cuales algunas se observaron en los afloramientos de estudio (Figura 23):

- Facies Tipo 1 (Figura 23 a y b), las cuales consisten en areniscas de espesores gruesos y amalgamadas con contenidos de clastos de lodo o también conocidos como mud rip- up clasts y secuencias de Bouma. (Lóbulo interno).
- Facies Tipo 2 (Figura 23 c) de areniscas de espesores medios con secuencia Bouma Tb, Tc, Td y Te. (Lóbulo Medio).

- Facies Tipo 3 (Figura 23 c) consiste en areniscas delgadas y lutitas con Bouma Tc, Td y Te (Lóbulo).
- Facies Tipo 4 consta de areniscas de espesores gruesos con clastos de lodo (mud rip-up clasts) (Canal).
- Facies Tipo 5 con conglomerados granosoportados (Relleno del Canal).
- Facies Tipo 6 compuesta por lodos deformados con cantos rodados (“Pebbly mudstone”) (Flujo de Escombros).
- Facies Tipo 7 con areniscas y lutitas, generalmente de espesores delgados con deformación sinsedimentaria. (Slumps).
- Facies Tipo 8 con capas deformadas con “pebbly mudstones” (Complejo de Transporte de Masa).

4.3 Estructuras sedimentarias

Como se muestra en la Figura 23, los perfiles que se analizaron están compuestos por intercalaciones de arenisca gris oscuras que intemperizan a amarillo ocre, alternadas rítmicamente con lutita gris oscura que intemperiza a gris clara (Figuras 20).

A continuación se clasifican, muestran y describen las estructuras sedimentarias encontradas en los tres perfiles de estudio (P1SL: 347m, P2SL: 320m y P3SL: 160m) (ver Figuras 20, 21, 22) en estas figuras se pueden apreciar a que nivel fueron localizadas cada una de estas estructuras.

Las estructuras sedimentarias se clasifican de la siguiente manera:

- Genéticamente:
 1. Originadas por corrientes de agua o viento:
 - a. Por depositación = óndulas (Figura 24), estratificación gradada.
 - b. Por erosión = estructuras de corte y relleno, turboglifos.
 2. Originadas por deformación:
 - a. Por desecación = barquillos, grietas
 - b. Por inyección = diques clásticos
 - c. Por impacto = marcas de gotas de lluvia

- d. Por carga de sedimentos = pseudonódulos (Figura 28)
 3. Originadas por procesos químicos (vinculado a la diagénesis):
 - a. Por cementación diferencial = concreciones
 - b. Por disolución = estilolitas
 - c. Por reemplazo = algunos nódulos
 - d. Por difusión = bandeamiento
 4. Originadas por procesos biogénicos (Figura 31)
 - a. Trazas de organismos = bioturbaciones (Figura 25)
 - b. Moldes de pisadas de vertebrados o “Icnitas”
 - c. Por actividad vegetal = estromatolitos, impresiones de raíces (Figura 32)
- Clasificación de acuerdo a la época de formación:
 1. Primarias o singenéticas: Es decir contemporáneas a la sedimentación como por ejemplo las óndulas, estratificación cruzada (Figura 26) etc.
 2. Secundarias o epigenéticas: Posteriores a la sedimentación por ejemplo concreciones.
 - Clasificación de acuerdo a la posición:
 1. Estructuras sobre el plano de estratificación, por ejemplo ondulitas, calcos de lluvia.
 2. Estructuras dentro del plano de estratificación, por ejemplo estratificación cruzada (Figura 26), gradación.
 3. Estructuras en la base, como los calcos de surco, de carga (Figura 28) , turboglifos (Figura 29).
 - Clasificación como indicadora de paleocorrientes:
 1. Direccionales: ondulitas simétricas (bidireccional) y asimétricas (unidireccional), calcos de surco, etc.
 2. No direccional: grietas de desecación, gotas de lluvia.



Fig. 24: Ripples (ondulas) en estrato de arenisca (Maldonado Leal, 2009).

Los ripples (Figura 24) son unas de las estructuras sedimentarias primarias que podemos encontrar en la superficie superior (techo) de los estratos de arenisca o limolita (rocas sedimentarias detríticas de tamaño de grano medio y fino). Morfológicamente, se pueden describir como una sucesión de crestas y valles más o menos paralelos que dan a la superficie del sedimento un aspecto ondulado. Se originan por la acción de las corrientes de agua o del oleaje sobre los sedimentos sin consolidar, como por ejemplo las arenas de una playa o del lecho de un río.

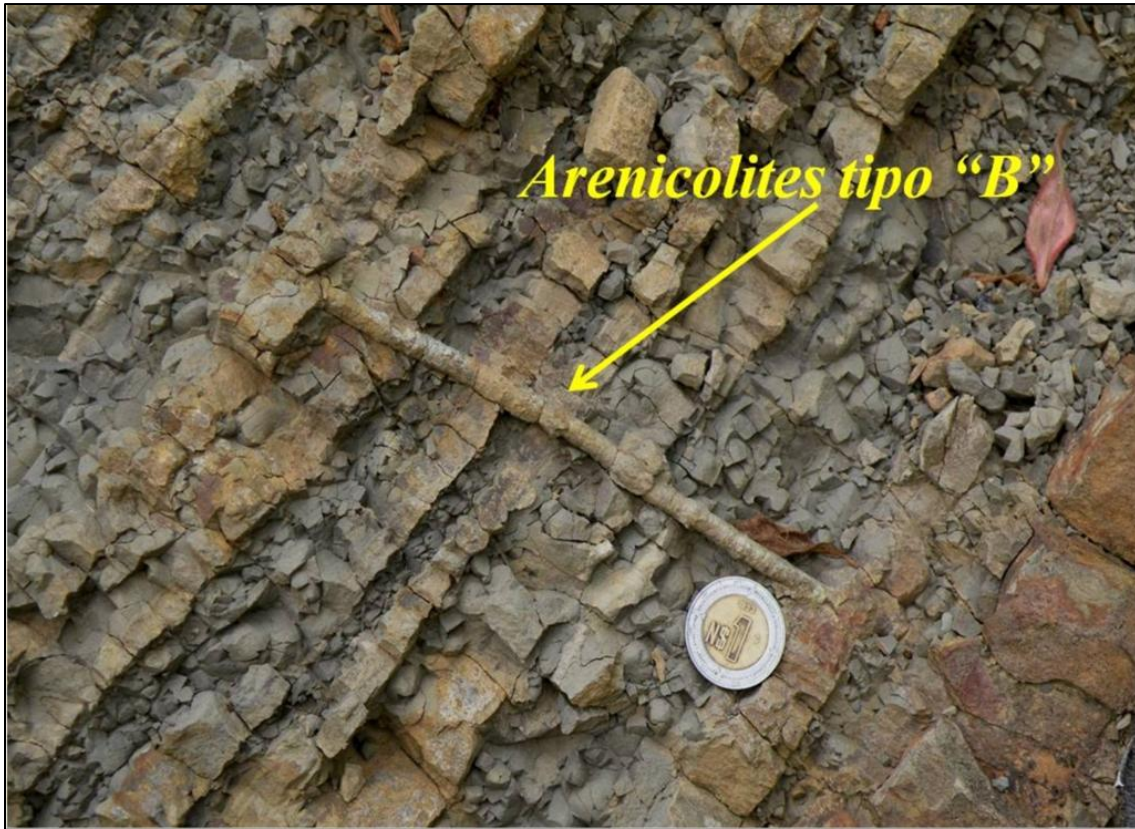


Fig. 25: Ejemplo de bioturbación (traza fósil de *Arenicolites tipo "B"* penetrando 12cm de areniscas con intercalaciones de lutitas).

Las bioturbaciones (Figura 25) son producto de la actividad de organismos, como por ejemplo las trazas producidas por artrópodos u otros invertebrados, los moldes o pisadas de vertebrados (icnitas) y por actividad vegetal como los estromatolitos, impresiones de raíces, etc. Una de las ventajas de los icnofósiles es que rara vez son transportados fuera de su sustrato original, por lo que representan evidencias y conductas de vida que ocurrieron en el lugar donde los encontramos. Estas estructuras además de ayudarnos a saber todos esos aspectos nos ayudan a interpretar si se encontraban en ambientes de baja o alta energía.



Fig. 26: Estratificación cruzada en un estrato de arenisca.

Se pudo observar estratificación cruzada (Figura 26) en los tres perfiles estudiados. También se conocen como **lechos cruzados**. (McKee y Weir 1953), definen un estrato cruzado como “una sola capa de litología homogénea o gradual depositada formando un ángulo con el echado original de la Formación”. La estratificación cruzada se presenta normalmente en material de tamaño de arena a tamaño de limo, localmente en gravas y rara vez en tamaño de grano de arcilla. Normalmente los estratos cruzados están truncados por la superficie superior del grupo de estratificación cruzada; pueden girar hasta ser paralelos con la superficie inferior o pueden interceptarla, comúnmente a un ángulo menos que aquel con el cual interceptan la superficie superior.



Fig. 27: Marcas de escape de agua (deformación de los estratos por escape de fluidos) en lutita.

El proceso de escape de fluidos (Figura 27) está relacionado a la disposición espacial de los granos (empaquetado), a la forma, tendencia a la desigualdad de los granos, y a la comunicación entre los poros, así como también al tipo de conexión entre ellos. (Net y Limarino, 2000). La alteración o ruptura de las uniones entre partículas por golpe o cizalla son, entre otras, las causas que permiten un desbalance en la relación presión hidrostática - presión litostática. Una vez que esta relación se altera, el desequilibrio energético hace que los sedimentos finos tiendan a fluir entre areniscas débilmente litificadas, cuyo desplazamiento se hará a través de ductos porales tanto verticales como horizontales.



Fig. 28: Calcos de carga (la capa más pesada se hunde en el fango blando generando protuberancias).

Los calcos de carga (Figura 28) son producto de la depositación de capa de arena pesada sobre sustrato no consolidado y blando como la arcilla. La capa más pesada se hunde en el fango blando generando protuberancias irregulares. Estas estructuras se encuentran ligadas a movimientos relacionados con la gravedad la cual actúa en las fases iniciales de la depositación. Para que estas deformaciones se produzcan es necesario que los niveles suprayacentes tiendan a una granulometría más gruesa que los infrayacentes, tales como areniscas contra limolitas o lodos en general, características que a su vez están vinculadas con la saturación en agua del nivel deformado (fluidificación-licuefacción). Por lo tanto el proceso se caracteriza por la acción de la presión litostática cuyo resultado es el

movimiento (deformación) de los niveles sedimentarios infrayacentes, proceso que incluye la expulsión y rotación de fragmentos acompañado por escape de fluidos.



Fig. 29: Turboglifos en la base de un estrato de arenisca (la flecha indica el sentido de la corriente).

Los turboglifos (Figura 29) consisten en estructuras discontinuas y alargadas como flautas formadas por corrientes turbulentas. Indican sentido de la corriente (la parte más empinada y profunda mira siempre corriente arriba). Si se preservó el molde o relleno indican base y se ven como protuberancias alargadas.

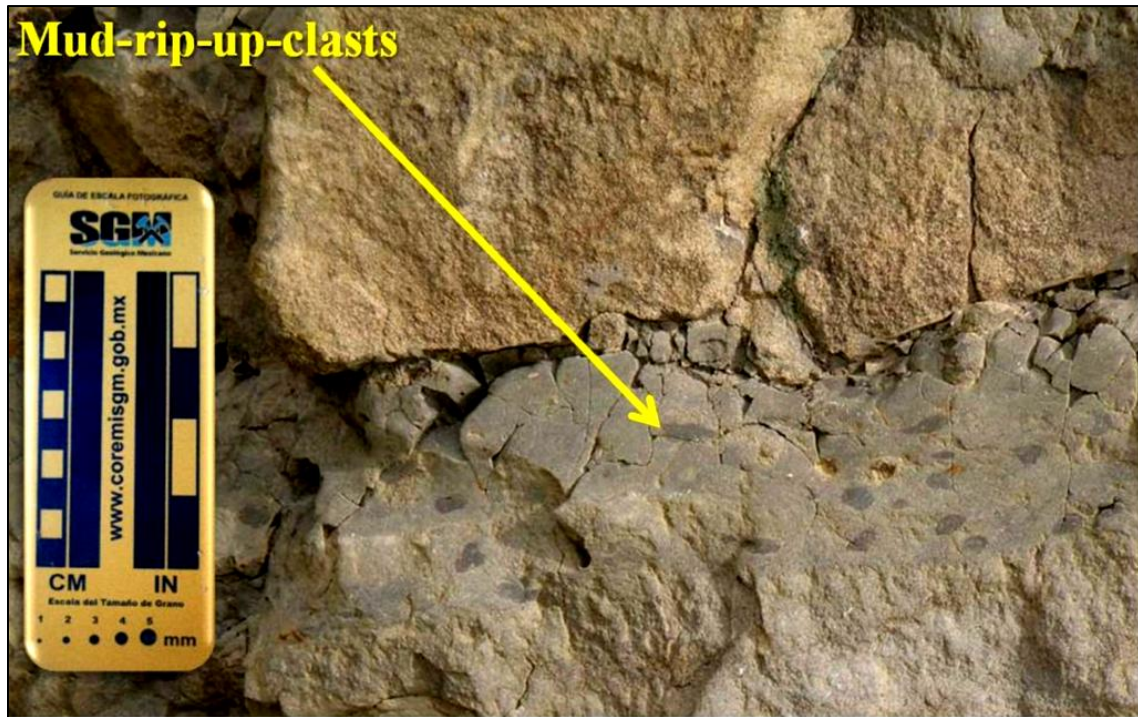


Fig. 30: Mud- rip-up- clasts.

Los Mud rip- up clasts (Figura 30). son estructuras creadas por corrientes de alta energía de sedimentos gruesos, como una avalancha del fondo marino que formó este estrato de turbiditas. A medida que la grava y la arena avanzaban pendiente abajo, ocasionalmente arrastraba algunos clastos de los lados de su cauce fangoso. Algunos de estos clastos de lutita se conservan. Así, estos particulares rip-up clasts han erosionado gran parte de la roca que lo rodea, pero la presencia del material arcilloso indica que los huecos fueron rellenados.



Fig. 31: Restos de lamelibranquiados en la cima de un estrato.

Usualmente los organismos arquitectos o productores de las trazas fósiles no se preservan, pero en esta ocasión se localizan esporádicamente restos de organismos como lo son los lamelibranquiados (Figura 31) quienes probablemente fueron los generadores de algunos de los icnofósiles presentes en el área estudiada.



Fig. 32: Restos de plantas (la línea amarilla marca el límite de los restos) en estrato de lutita.

Cuando una planta muere, las raíces se quedan en general clavadas en el terreno, el tronco antes o después cae, separándose del aparato radicular, las hojas y las ramas son esparcidas por el viento o las aguas superficiales y llevadas incluso a puntos alejados del sitio original de la planta. Todo ello supone que, en caso de que las distintas partes se conserven en estado fósil (Figura 32), el hallazgo se producirá en puntos diferentes, quizá en sedimentos de distinto tipo. Por ejemplo las hojas de un árbol terrestre pueden terminar en una charca.

Frecuentemente se encuentran algunos restos de plantas, raíces y hojas que se presentan de forma paralela a los estratos, de igual manera se localizaron horizontes de carbón. Además es común percibir el olor a hidrocarburos en algunos de los estratos que componen los perfiles estratigráficos del área de estudio.



Fig. 33: Presencia de gilsonita en estrato de arenisca.

En algunos niveles de la secuencia es común encontrar gilsonita en fracturas o incluso en forma de laminaciones paralelas dentro de los estratos de arenisca (Figura 33).

5 Identificación de Icnofauna

5.1 Contenido de Icnofauna en Fotoperfil 1

A continuación se describen cada una de las trazas fósiles tal y como se observaron en campo es decir: tamaño, espesor, la dimensión de los tubos, morfología, grado de bioturbación, ubicación en el estrato (base, cima o dentro del estrato) y la profundidad de penetración en el o los estratos. Así mismo se determinó a que icnofacies e icnogénero pertenecen.

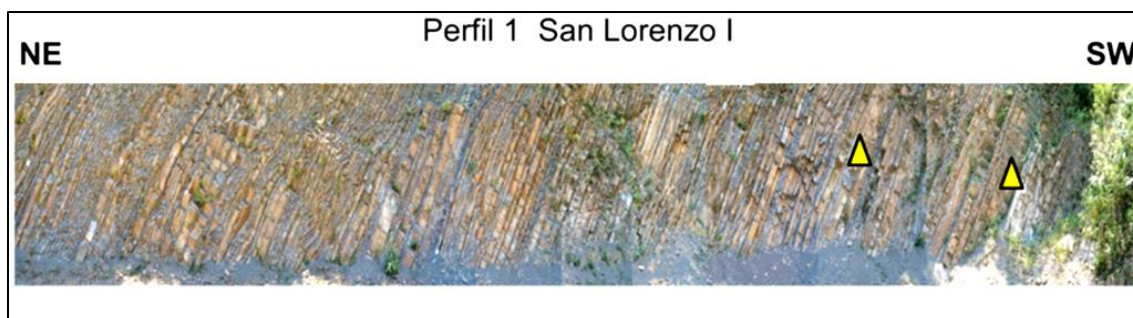


Fig. 34: Base del “Perfil 1 San Lorenzo I”, (triángulos en color amarillo intenso) indican a que altura (en la parte final de la base de este perfil) fueron encontradas las trazas fósiles en este caso se trata de *Arenicolites tipo “A”* (fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).

En la base del Perfil 1 San Lorenzo I, II, III, IV y V, se tienen estratos que consiste en areniscas delgadas que continúan lateralmente, estas facies se pueden interpretar como sedimentos de lóbulo externo base de talud o levee que pertenecen a la Facies tipo 3.

Se tiene ausencia de trazas fósiles, lo que puede deberse a que las condiciones no eran las apropiadas para la conservación o subsistencia de los organismos o bien que se trataba de un ambiente todavía sin colonizar. En la parte final de la base del Perfil 1 San Lorenzo I, se distingue por la presencia de la asociación *Arenicolites tipo “A”*.



Fig. 35: Presencia de *Arenicolites tipo "A"* (en triángulos amarillo intenso) en las intercalaciones delgadas de areniscas y lutitas. *Arenicolites tipo "B"* (en triángulos amarillo pálido; fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).

Arenicolites tipo "A" continua en el Perfil 1 San Lorenzo II por lo que da un panorama ambiental que indica zonas de mayor energía. Conforme *Arenicolites tipo "A"* se acerca a la parte II de P1SL, empieza a desaparecer. Y es allí donde domina *Arenicolites tipo "B"* y por ende las condiciones ambientales de ser zonas con mayor energía pasan a ser zonas más tranquilas.

5.1.1 Icnofacies *Skolithos*

5.1.1.1 Icnogénero *Arenicolites* tipo “A y B” isp. Salter (1857)

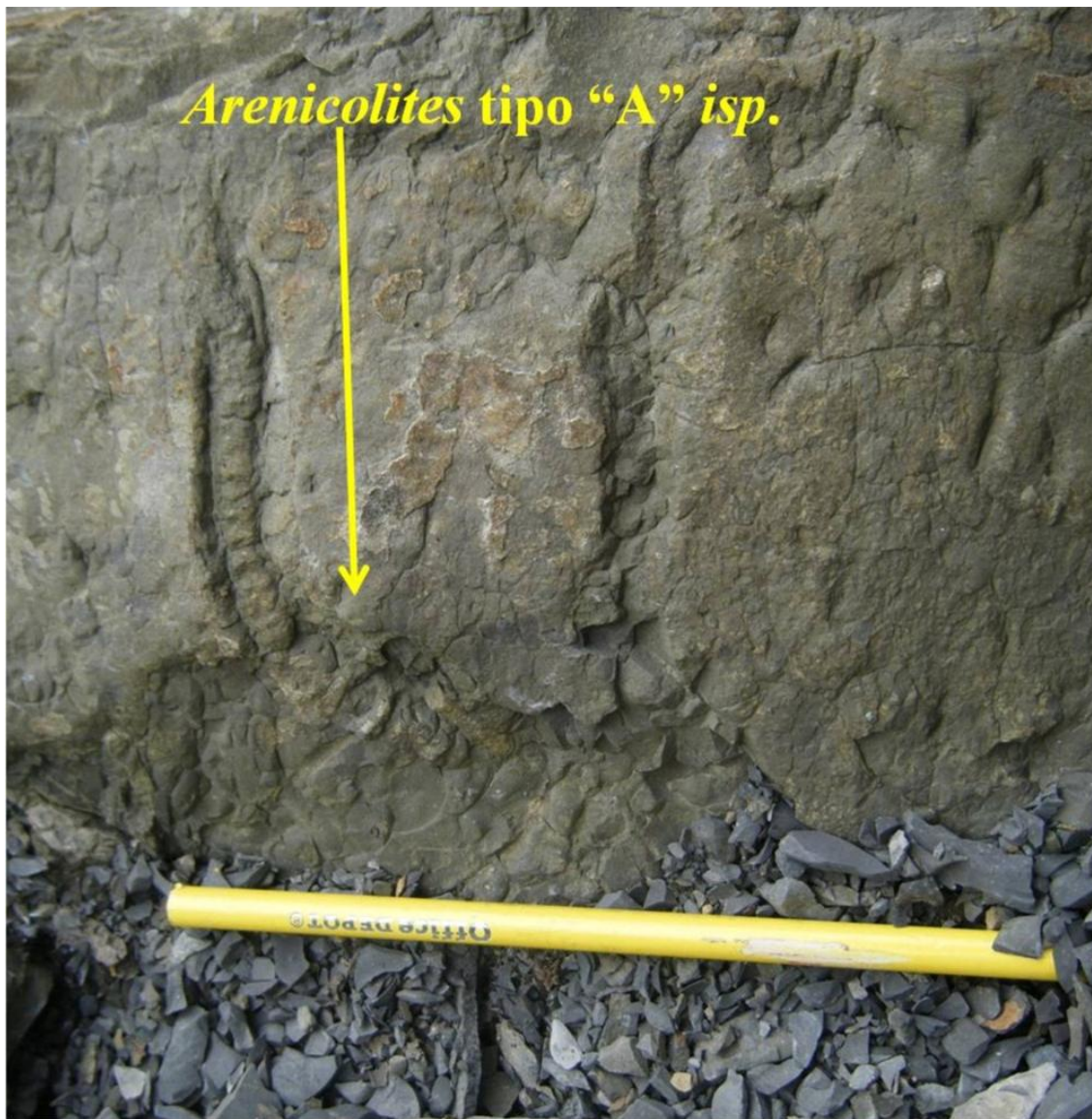


Fig. 36: *Arenicolites tipo “A” isp.*, en la cara de un estrato de arenisca de grano medio.

Identificación.- Tubos verticales en U, sin “*Spreite*”.

Descripción y Dimensiones.- Tubos verticales o ligeramente oblicuos de variadas dimensiones según el tipo considerado.

Disposición y orientación.- Se presentan en forma de relieves completos.

Arenicolites tipo A: Tubos cilíndricos verticales (o ligeramente oblicuos por deformación) de paredes lisas, el diámetro interno de cada tubo es del orden de 1 a 5mm; la separación entre las dos ramas de un mismo individuo es de 2 a 11cm; la profundidad va de 2 a 15cm; por lo general los individuos se presentan agrupados y muy cercanos entre sí constituyendo comunidades muy densas; a escala local ejemplares aislados. El interior de los tubos puede aparecer relleno por sedimento, las superficies inferiores de las capas atravesadas por *Arenicolites* de este tipo A, suelen presentar pequeños hiporelieves convexos anulares alrededor de cada una de las ramas de los individuos, producidos probablemente por ligeras subsidencias del sedimento en dichos puntos.

Arenicolites tipo "B": Esta traza se pudo identificar debido a que consiste en tubos verticales, cilíndricos o ligeramente aplanados (sección horizontal a ligeramente ovalada); diámetro interno de cada tubo: va de 0.4 a 1cm; separación entre tubos de cada individuo va de los 2 a 8cm; la profundidad de penetración en los estratos es de 2 a 26cm; individuos generalmente aislados, o bien en grupos pero con una separación considerable entre si; el interior de los tubos puede aparecer relleno por sedimento. Parte de los *Arenicolites de tipo "B"* pueden pertenecer a secciones horizontales intermedias de *Bifungites* (Figura 38).

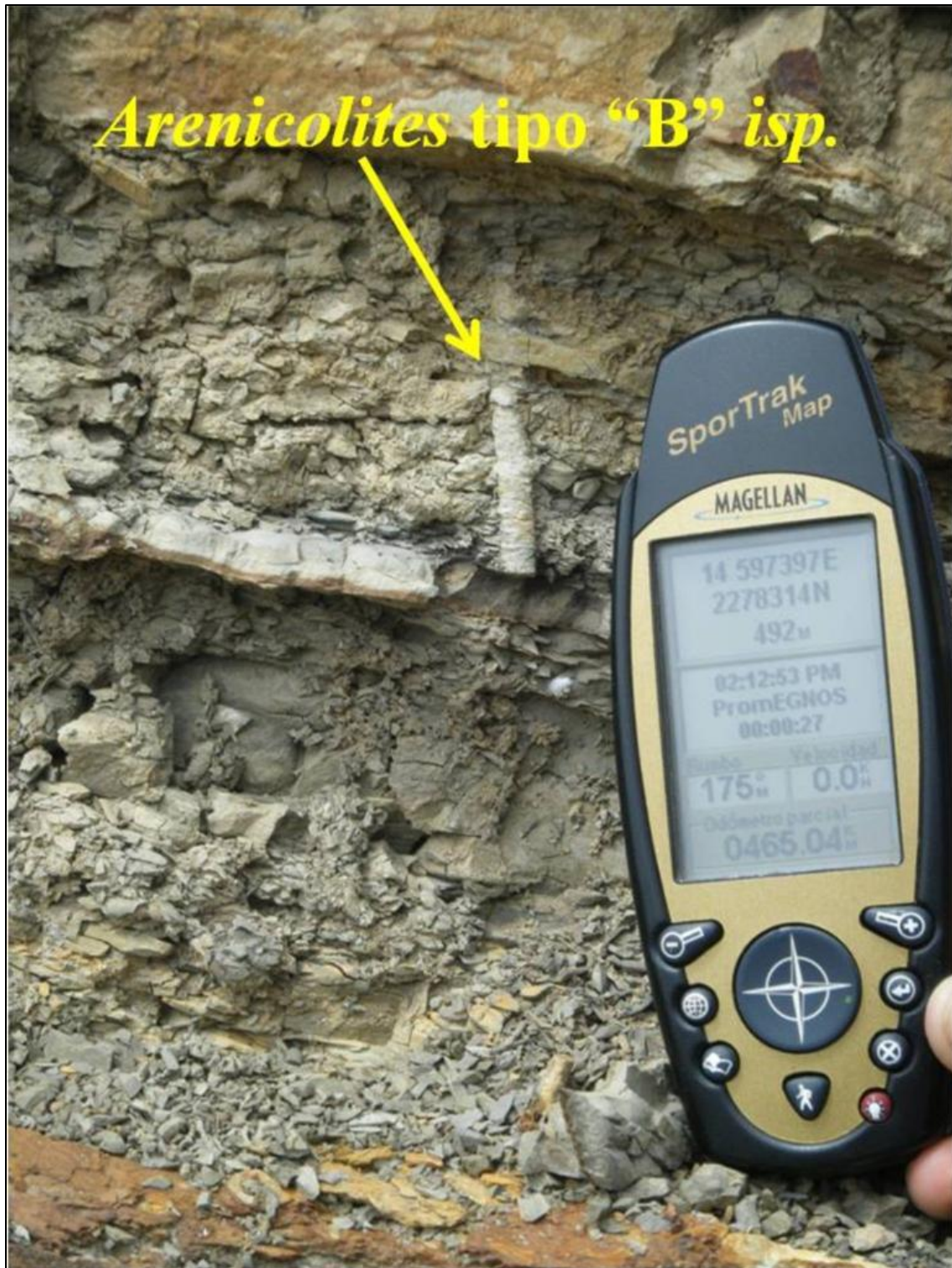


Fig. 37: *Arenicolites tipo "B" isp.*, penetrando varias intercalaciones delgadas de areniscas y lutitas.

Asociación litológica.- Los ejemplares del tipo A generalmente están asociados a areniscas de grano medio en capas delgadas con laminación horizontal o cruzada de muy bajo ángulo; muy localmente aparecen en areniscas de grano fino o en areniscas limosas con el mismo tipo de estructuras sedimentarias (ambas también en capas muy delgadas).



Fig. 38: Sección horizontal intermedia de *Arenicolites* llamada por algunos como *Bifungites*.

Interpretación: Chamberlain 1871a, Maberry 1971 y Fürsich 1974 y 1975, suponen que los *Arenicolites* eran producidos por organismos que se alimentaban de suspensiones, afines a los gusanos poliquetos. Häntzschel 1975, los atribuye así mismo a gusanos. Según las características morfológicas encontradas en el *Arenicolites* tipo "A" indican que estos habitaban en zonas por lo general con mayor energía que los del tipo B.

En la parte intermedia de P1SL, *Thalassinoides* isp perteneciente a la icnofacies *Cruziana*, hace su primera aparición, el cual además, nos indica una zona sublitoral. Por lo que la tranquilidad de las aguas aumenta.



Fig. 39: Parte intermedia del P1SL aparición *Thalassinoides isp* (círculos rojos) y *Taphrhelimithopsis isp* (círculos celestes) en las cimas de los estratos de arenisca (fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).

5.1.2 Icnofacies *Cruziana*

5.1.2.1 Icnogénero *Thalassinoides isp.* Ehrenberg (1944)



Fig. 40: *Thalassinoides isp.* con relieves altos (epichnion) en la cima de un estrato de arenisca.

Identificación.- Consiste en sistemas lisos y componentes cilíndricos, las ramas son en forma de “Y” o “T”, y se agrandan en los puntos de la bifurcación.

Disposición y orientación.- Tiene una preservación estratonómica, se encuentra en la cima del estrato. Se caracteriza por contar con un epirelieve cóncavo.

Descripción y Dimensiones.- El icnogénero tiene una forma tipo tubo, posee algunas bifurcaciones y tiene un tamaño de 10 a 32cm de largo y 1 a 2cm de ancho, el tamaño varia en los perfiles (1 y 2) donde se les encontró, es decir va de forma creciente conforme se acerca al final de los perfiles. Es un icnogénero perteneciente a la icnofacies *Cruziana*, indica una zona sublitoral producida como una vivienda o como modo de alimentación (*Domichnia*).

5.1.3 Icnofacies *Nereites*

5.1.3.1 Icnogenero *Taphrhelimithopsis isp* , Sacco (1888)



Fig. 41: *Taphrhelimithopsis isp* de relieves bajos (*hypichnion*) en la cima de un estrato de arenisca.

Identificación.- Trazas son principalmente muy largas y morfológicamente variadas, en algunos casos eran rectas a serpenteantes o en forma de meandros con distintos.

Descripción y dimensiones.- Es en espiral pero principalmente meandriforme con un ancho de 2 a 3cm y de largo de 40 a 60cm. Estas trazas fueron encontradas principalmente en la cima de estratos de areniscas.

Interpretación.- Sacco 1888, considera a *Taphrhelimithopsis isp*, como huellas de alimentación o arrastre de gasterópodos, encontrada en depósitos de tipo flysch.



Fig. 42: *Arenicolites* tipo "B" (triángulo amarillo pálido) hace su segunda aparición por lo que indica que existe un evento de mayor energía (fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).

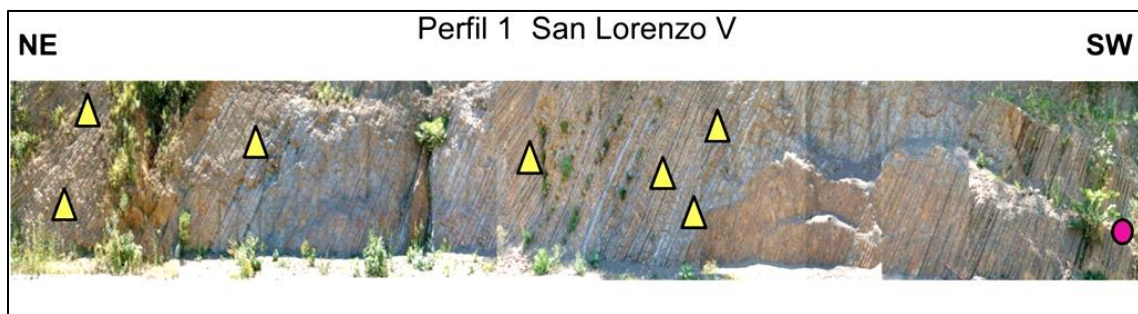


Fig. 43: Parte final del P1SL primer registro de *Zoophycos isp*. (círculo rosa; fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).

5.2 Contenido de Icnofauna en Fotoperfil 2 (P2SL)



Fig. 44: Zona intermedia del perfil 2 se presenta *Zoophycos isp* (círculo rosa; fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).

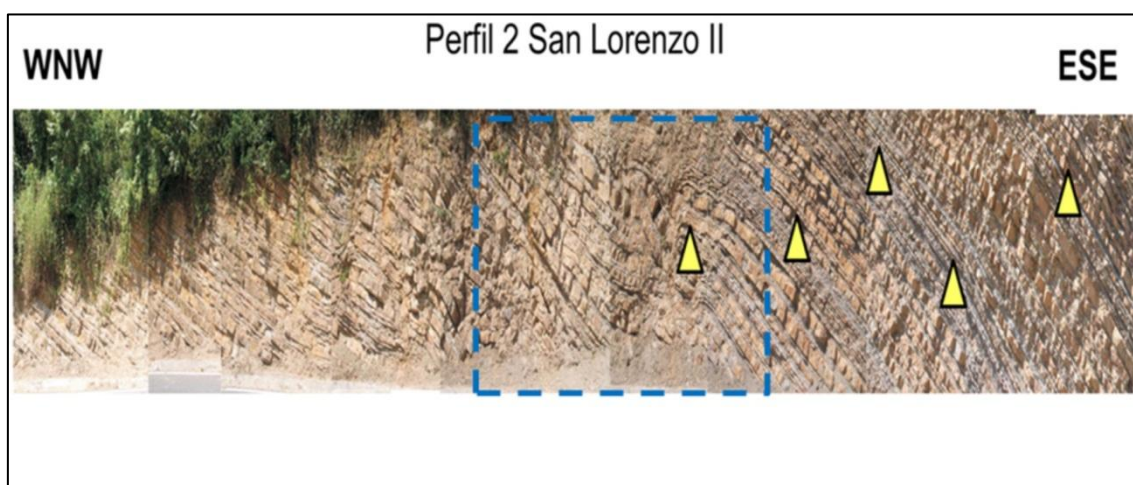


Fig. 45: Parte final de la zona intermedia del perfil 2 continua presente *Arenicolites tipo "B"* (triángulos amarillo palido). Slumps caóticos (cuadro punteado en color celeste) en capas delgadas de areniscas con intercalaciones de lutitas (fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).

En esta parte del perfil P2SL se observan areniscas medias a delgadas y deformadas. Estos sedimentos tienen una deformación caótica y pueden ser interpretados como sedimentos de lóbulo medio, externo o talud hacia las zonas más profundas de la cuenca, que pertenece a la Facies tipo 7.

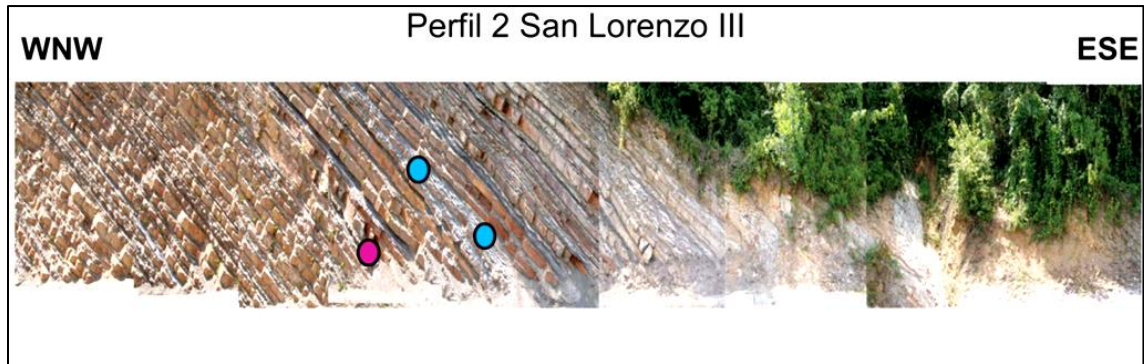


Fig. 46: Final de la zona intermedia del perfil 2 se presenta *Zoophycos isp* (círculo rosa) y *Taphrhelimithopsis isp.* (círculos celestes) . Estratos delgados y medios de areniscas (lóbulo medio; fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).

A este nivel se observan areniscas lateralmente estratificadas y continuas con espesores medios.

5.2.1 Icnofacies *Zoophycos*

5.2.1.1 Icnogenero *Zoophycos isp.* Massalongo (1851)

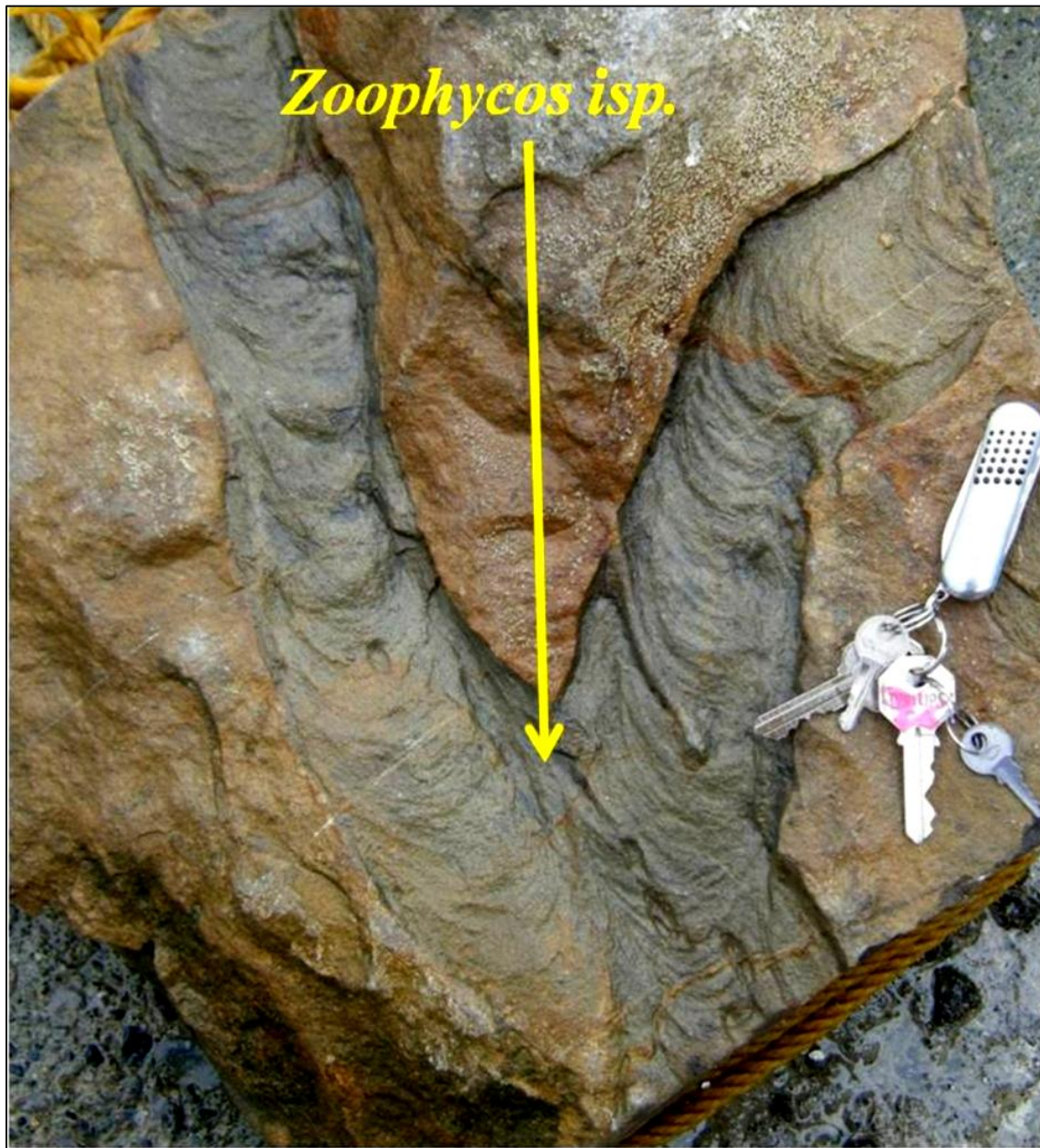


Fig. 47: *Zoophycos isp.* con la estructura preservada dentro del cuerpo del molde (endichnion) en la cima de un estrato de arenisca gruesa.

Identificación.- Posee una forma recta espiral o puede ser curvado, pero en los dos casos es segmentado, generalmente son horizontales con “*spreite*” o conexiones entre las dos ramas. Muestra una estructura helicoidal.

Descripción y dimensiones.- Los tubos o ramas de la estructura tienen diámetro comprendido entre 8 y 13cm. La anchura de la “*spreite*” o conexión entre ramas es del orden de 12 a 18cm, y la longitud de los ejemplares puede alcanzar hasta 15cm. En algunos casos, se ha observado ornamentación anular de escaso relieve y muy estrecha en las paredes externas de las ramas.

Disposición y orientación.- Definido como un complejo de estructuras que varían en su morfología, se divide en 2 formas básicas: helicoidal y planar.

Asociación litológica.- Es muy variable. Fueron encontrados en areniscas rojizas, con estratificación cruzada, como en alternancias de limolitas en capas muy delgadas.

Interpretación.- Abel, 1935 interpreta estas trazas como impresiones de algas marinas, después como cuerpos fósiles de esponjas y corales, también como de origen inorgánico.

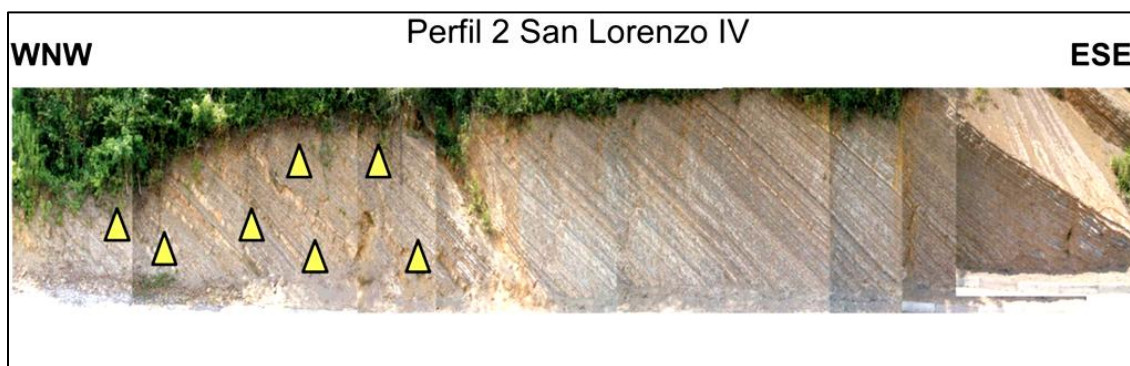


Fig. 48: Parte final del “Perfil 2 San Lorenzo”. Capas delgadas de areniscas y lutitas (fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).

Arenicolites tipo “B” continua presente pero en la culminación de este perfil se tiene una marcada ausencia de trazas fósiles, seguramente porque las condiciones ambientales cambian y no son las óptimas para el desarrollo de los organismos que realizan dichas trazas.

Desde P1SL y P2SL, se tiene poca diversidad de trazas fósiles y por lo general son trazas rectas y de gran tamaño pertenecientes a pistas de locomoción lo que indica que los organismos productores seguían patrones poco complejos para obtener su alimento ya que este abundaba y se confirma por la escasa diversidad de este tipo de huellas. La zona de

depósito para estas trazas va desde una zona de costa arenosa a zona sublitoral lo cual indica que pertenecen a facies proximal oxigenada.

5.3 Contenido de Icnofauna en Fotoperfil (P3SL)

En todo el perfil P3SL se presentan grandes paquetes de lutita con capas medianas y delgadas de arenisca esporádicamente, esta asociación de facies pertenece a sedimentos distales de cuenca o talud.



Fig. 49: Fotoperfil “P3SLI San Lorenzo” *Arenicolites tipo “B”*.

En esta parte del P3SLI empiezan a darse las condiciones para que surjan los organismos generadores de las trazas de *Arenicolites tipo “B”*. Una de las características de este perfil es que tiene una gran diversidad y abundancia icnofósiles pertenecientes a la icnofacies *Nereites*.



Fig. 50: Fotoperfil. "P3SLII San Lorenzo" *Arenicolites* tipo "B" en las capas de lutitas (fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).

En esta parte P3SLII no existen cambios significativos en cuanto a icnofauna se refiere pues probablemente las condiciones ambientales prevalecieron por un periodo de tiempo amplio. En la parte final de esta zona empiezan a aparecer algunos estratos de arenisca.

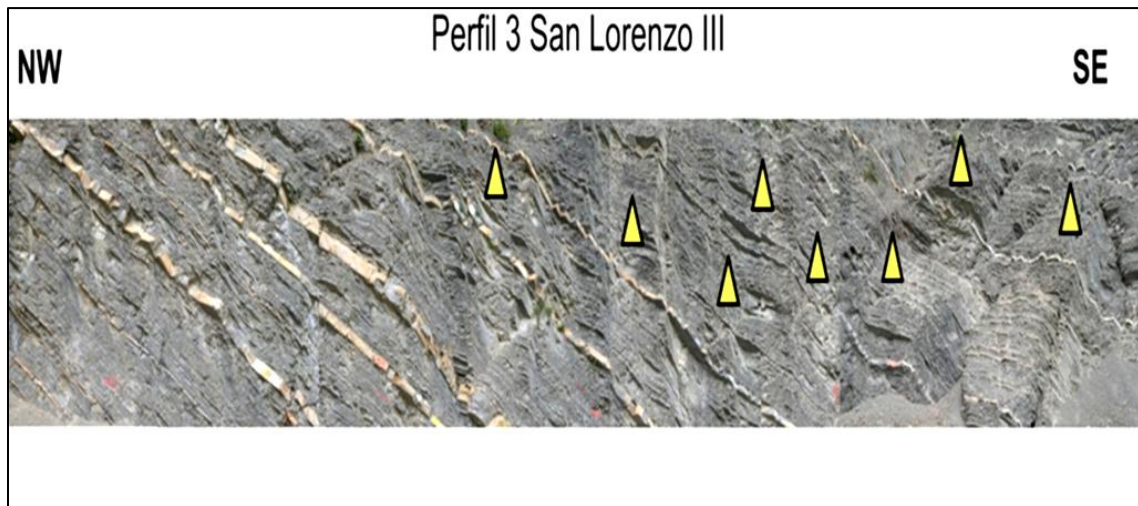


Fig. 51: Fotoperfil de "P3SLIII San Lorenzo", dominancia de *Arenicolites* tipo "B".

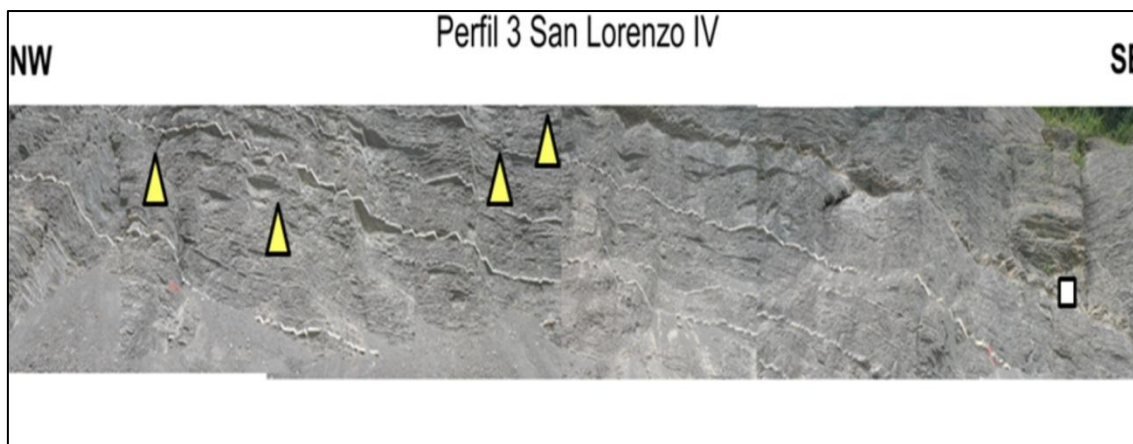


Fig. 52: Fotoperfil. "P3SLIV", presencia de *Paleodictyon (Glenodictyon) strozzii* (cuadro blanco).

En esta zona *Paleodictyon (Glenodictyon) strozzii* hace su primera aparición y es el momento en el cual las condiciones cambian pues, las aguas son más tranquilas, los niveles de oxigenación y la luz solar disminuyen un poco.

5.3.1 Icnofacies *Nereites*

5.3.1.1 Icnogenero *Paleodyction (Glenodictyon) strozzii*



Fig. 53: *Paleodyction (Glenodictyon) strozzii* en la cima de una arenisca intemperizada en color ocre.

Descripción y dimensiones.- Se distingue por ser un red en forma de panal, hiporelieve en crestas, consistiendo de polígonos hexagonales perfectos; también pueden ser de 4 a 8 lados; patrones reticulares de considerables variaciones en el tamaño, pero el diámetro de la malla es constante (de 1mm a 2mm); las paredes de las mallas es de 0.6 a 2mm.

Disposición y orientación.- En forma de redes o mallas horizontales sobre estratos de areniscas principalmente.

Asociación litológica.- Ocurre principalmente en depósitos tipo flysch de todas las edades (Häntzschel, 1964).

Interpretación.- Una de las problemáticas mas famosas es que se interpreta como trazas producidas por algas, esponjas, corales, briozoarios o moluscos y muy frecuente como de origen inorgánico (Fuchs, 1895). Se considera predeposicional por Seilacher (1962), y postdeposicional por Simpson (1967).



Fig. 54: Fotoperfil. "P3SLV San Lorenzo". *Fucusopsis angulata* (cuadro amarillo), *Subphyllochora isp.* (rombo rojo).

5.3.1.2 Icnogénero *Fucusopsis angulata* Palibin in Vassoevich (1932)

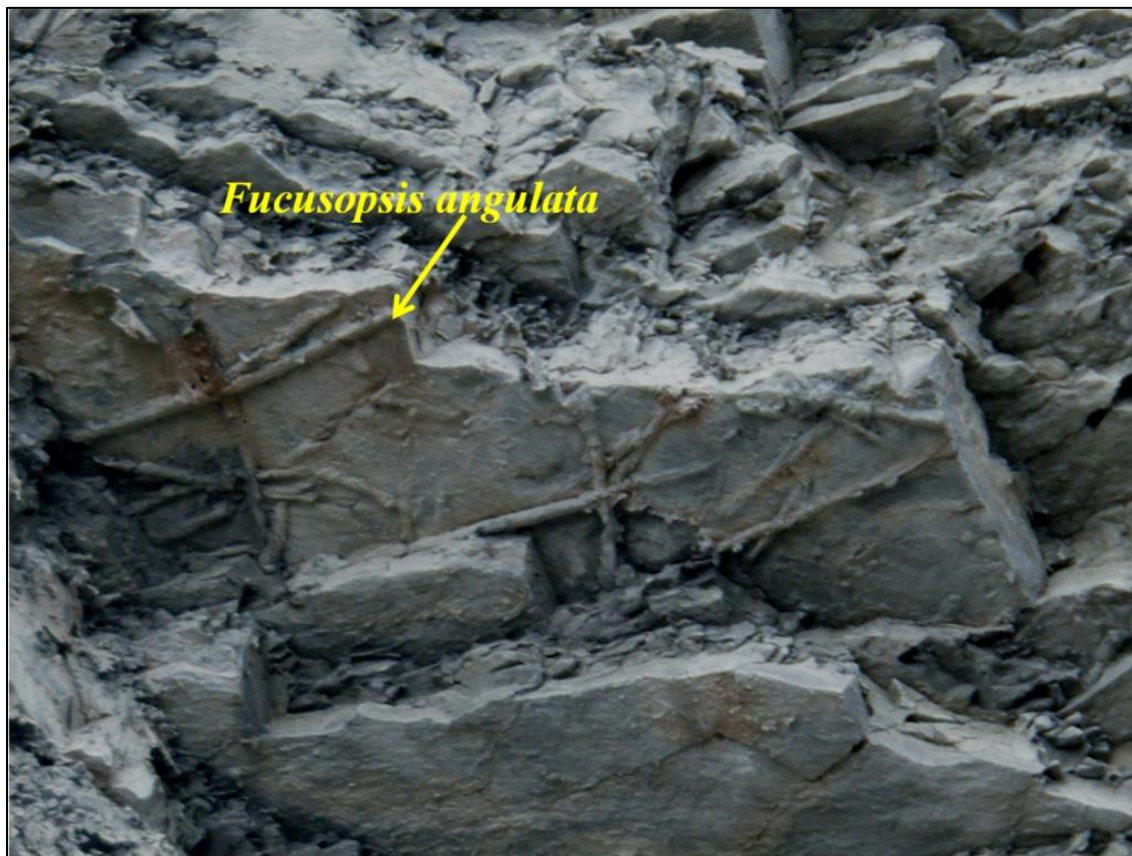


Fig. 55: Ejemplares de *Fucusopsis angulata* (tubos interpenetrados entre sí) en la base de un estrato de arenisca.

Identificación.- En forma de tubos.

Descripción y Dimensiones.- Tubos horizontales con dimensiones de 1 a 2 cm de diámetro y 15 a 40cm de largo, algunas veces bifurcado interpenetrando otro tubo.

Disposición y orientación.- Se presentan en forma de relieves completos.

5.3.1.3 Icnogénero *Subphyllochorda isp.*



Fig. 56: *Subphyllochorda isp.* (obsérvese las dos crestas en el centro de la traza) en la base de un estrato de arenisca.

Identificación.- Relieves horizontales alargados, curvados, con simetría bilateral y de aspecto muy variable.

Descripción y dimensiones.- Los relieves son abultados y constan de un surco central longitudinal en el que hay una serie continua de pequeñas hendiduras o estriaciones transversales. En algunos de los casos, los relieves constan de dos crestas alargadas longitudinales con un surco en el centro. La morfología de estas trazas fósiles es muy variada. La anchura de los relieves es de 2 a 4cm con una longitud de 20- 30cm.

Disposición y orientación.- Generalmente se presenta en forma de epirelieves cóncavos o convexos en estratos de areniscas.

Interpretación.- Se interpreta como huellas de alimentación o arrastre de gasterópodos.
Ksiazkiewicz (1970).



Fig. 57: Fotoperfil “P3SLVI San Lorenzo”. Se muestra a que nivel se encontró los icnogéneros de (*Scolicia prisca*: rombo celeste; *Spirorhaphé isp*: círculo blanco; *Bathysiphon isp*: rectángulo verde y *Terebellina cf. palachei*: triángulo café; fotoperfil: Jenchen, 2009; modificado).

A partir de P3SLI, II, III, IV, V y VI, existe una mayor diversidad de trazas fósiles que en los dos perfiles anteriores, esto debido a que la mayoría de los organismos arquitectos de dichas trazas tenían que desarrollar estrategias para obtener su alimento. Por esta razón realizaban formas meandricas, ramificadas y algunas veces enrejadas. Con esta información se puede deducir que esta secuencia pertenece a facies distal depositada desde una zona batial a abisal pobre en oxígeno.

5.3.1.4 Icnogénero *Scolicia prisca*



Fig. 58: *Scolicia prisca* (observar los relieves abultados) en la base de un estrato de arenisca.

Identificación.- Se localizó como relieves meandriformes, ligeramente curvados, con simetría bilateral y de aspecto muy variable, generalmente adelgazándose hacia ambos extremos.

Descripción y dimensiones.- Relieves abultados y constan de un surco central longitudinal un poco agudo a ambos lados del cual hay una serie continua de pequeñas hendiduras o estriaciones transversales. En algunos de los casos, los relieves constan de dos crestas alargadas longitudinales con un surco en el centro. La morfología de estas trazas fósiles es muy variada. La anchura de los relieves es de 2 a 5cm con una longitud de 15 a 20 cm.

Disposición y orientación.- Se presenta en forma de epirelieves cóncavos predominando en capas de areniscas.

Interpretación.- Simpson (1975) interpreta a *Scolicia prisca* como una traza de arrastre de organismos por debajo de la superficie del sedimento.

5.3.1.5 Icnogénero *Spirorhappe isp.* Fuchs (1895)

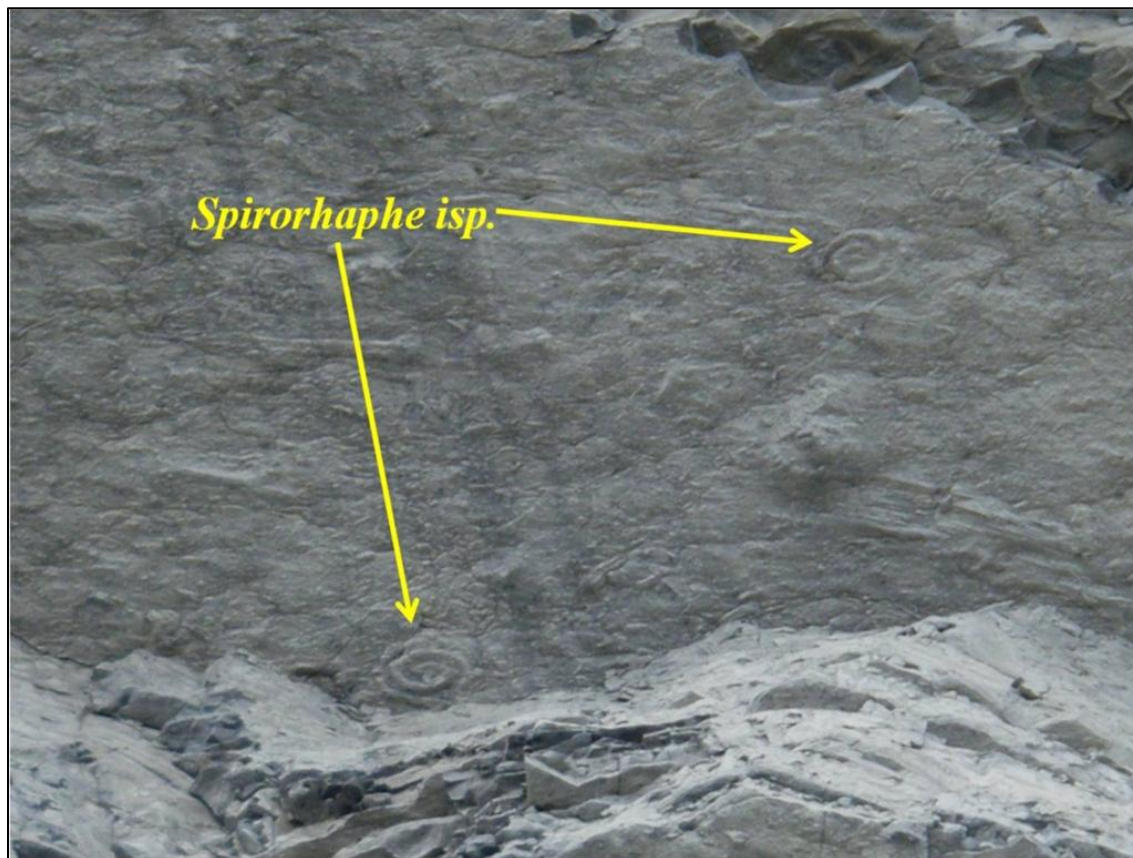


Fig. 59: *Spirorhappe isp.*, en la base de un estrato de lutita.

Descripción y dimensiones.- El surco central, que es redondeado está comprendido entre 2 y 6mm de anchura y aparece relleno por material arcilloso. Lóbulos laterales situados a ambos lados están dispuestos oblicuamente con relación al surco central y presentan generalmente una disposición alterna. La anchura total de la traza es de 5 a 14cm. El tamaño de los lóbulos es del orden de 5 a 7cm y la forma de las vueltas nunca es envolvente.

Disposición y orientación.- Todos los ejemplares aquí representados constituyen epirelieves convexos muy suaves en la mayoría de los casos en limolitas grises con laminación cruzada.

Asociación litológica.- Es variable. Generalmente se encuentra en tramos formados por alternancias de limolitas con laminación cruzada.

5.3.1.6 Icnogénero *Bathysiphon isp.* Simpson (1969)



Fig. 60: *Bathysiphon isp.* (las trazas se adelgazan en sus dos extremos) en la base de una arenisca.

Descripción y dimensiones.- Estas trazas son esencialmente horizontales a oblicuas y se producen de forma individual, con dimensiones de 0.2 a 0.4mm de ancho y 4 a 5cm de largo. Se adelgaza en sus dos extremos.

Disposición y orientación.- Todos los ejemplares aquí representados constituyen relieves convexos muy tenues.

Interpretación.- Se interpreta como interfacial, trazas dobladas y algunas con orientación perpendicular, se consideran poco transportadas, que vivían en la fase arcillosa (Simpson, 1969).

5.3.1.7 Icnogénero *Terebellina* cf. *palachei*, Fuchs (1895)

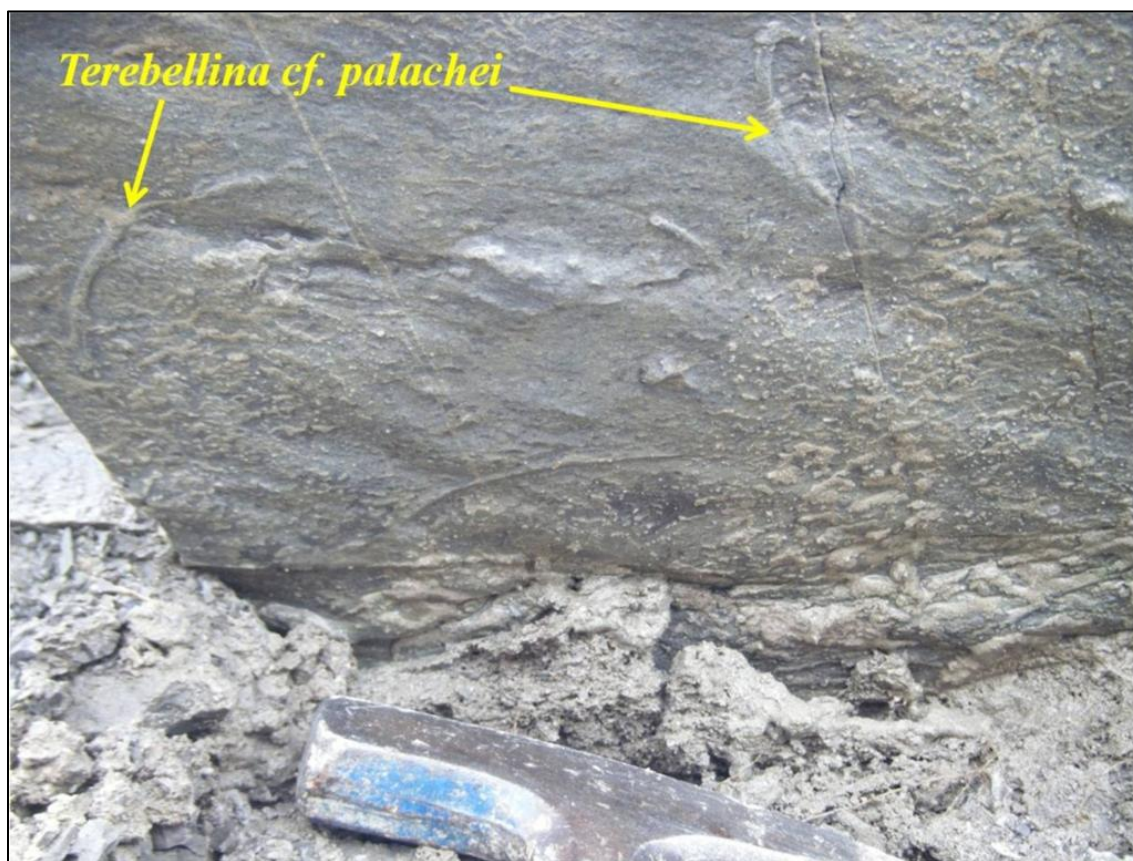


Fig. 61: *Terebellina* cf. *palachei* (obsérvese que las trazas se adelgazan en uno de sus extremos) en la base de un estrato de arenisca.

Descripción y dimensiones.- Estas trazas son esencialmente horizontales a oblicuas y se producen de forma individual, con dimensiones de 0.1 a 0.2mm de ancho y 3 a 6cm de largo. A diferencia de *Bathysiphon* esta traza se adelgaza en solo una de sus extremos.

Disposición y orientación.- Sus relieves son convexos muy tenues.

5.4 Clasificación y conteo de Icnofacies para los tres perfiles estudiados

En las secciones estudiadas fueron encontradas evidencias de icnofósiles que muestran los siguientes comportamientos: Locomoción (Repichnia), apacentamiento (Pascichnia), alimentación y albergue (Domichnia).

5.4.1 Caracteres Etológicos

Tabla 1: .- Caracteres etológicos presentes en los perfiles estratigráficos.

REPICHNIA	PASCICHNIA	DOMICHNIA
Pistas de locomoción	Pistas de apacentamiento	Pistas de albergue permanente
		<i>Thalassinoides isp.</i>
<i>Fucusopsis angulata</i>	<i>Spirorhape sp.</i>	<i>Arenicolites tipo "A y B"</i>
<i>Scolicia prisca</i>	<i>Taphrheliminthopsis</i>	
<i>Terebellina cf. palachei</i>	<i>Subphyllochorda isp</i>	
<i>Scolicia isp.</i>		
<i>Bathysiphon isp.</i>		
<i>Zoophycos isp.</i>		

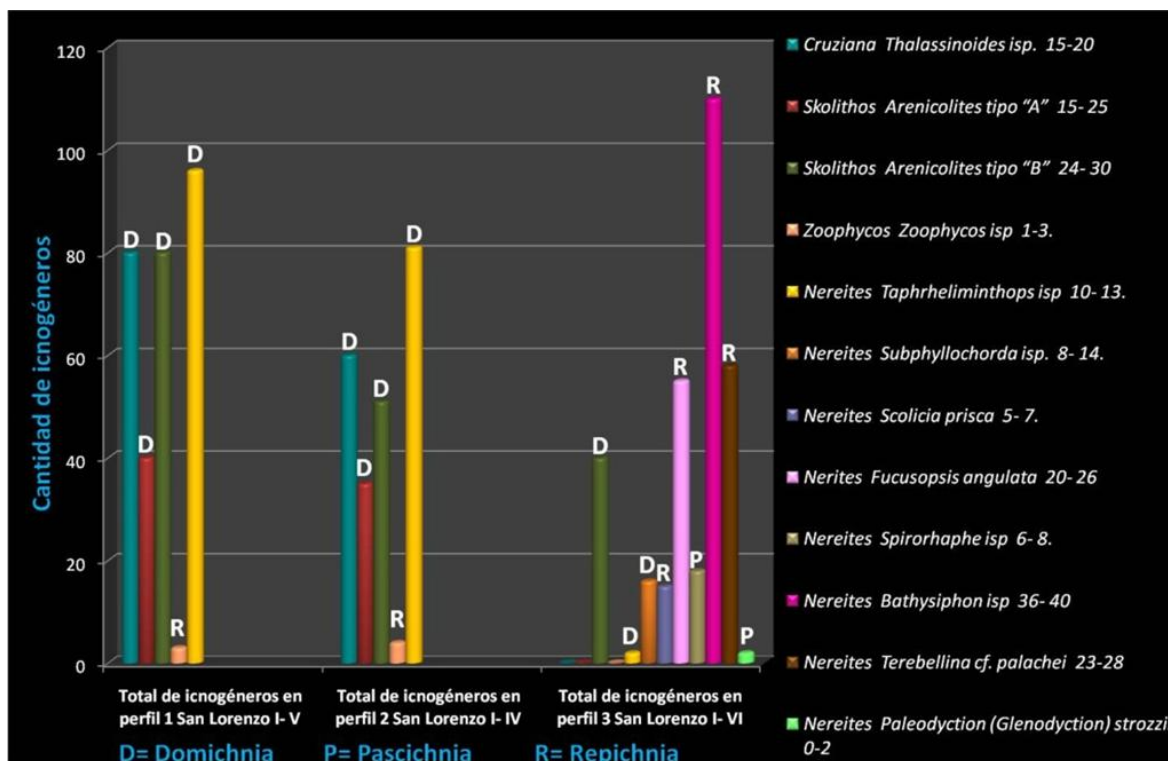
De la distribución de los caracteres etológicos en los perfiles se reconocen dos partes que se caracterizan por la escasez y abundancia de alimento (Tabla 1). Los organismos seguían un patrón de organización muy probablemente debido a la escasez de alimentos. Sus trazas sugieren que pertenecieron esencialmente al grupo de organismos comedores entrampadores.

A continuación se presenta el estudio de los identificados en este trabajo. En cada metro cuadrado se contabilizó el número de icnogéneros dando como resultado lo siguiente (Tabla 2).

5.4.2 Abundancia de Icnofauna

Tabla 2: Total de ejemplares en cada uno de los perfiles estudiados.

Icnofacies	Iconógeno	Numero de iconógenos en 1 m ²	Total de iconógenos en perfil 1	Total de iconógenos en perfil 2	Total de iconógenos en perfil 3
<i>Cruziana</i>	<i>Thalassinoides isp</i>	15-20	80	60	0
<i>Skolithos</i>	<i>Arenicolites tipo "A"</i>	15- 25	40	35	0
<i>Skolithos</i>	<i>Arenicolites tipo "B"</i>	24- 30	80	51	0
<i>Zoophycos</i>	<i>Zoophycos isp</i>	1- 3	3	4	0
<i>Nereites</i>	<i>Taphrhelimithopsis isp</i>	10-13	96	81	2
<i>Nereites</i>	<i>Subphyllochora isp.</i>	8- 14			16
<i>Nereites</i>	<i>Scolicia prisca</i>	5- 7			15
<i>Nerites</i>	<i>Fucusopsis angulata</i>	20- 26			55
<i>Nereites</i>	<i>Spirorhappe isp</i>	6- 8			18
<i>Nereites</i>	<i>Bathysiphon sp</i>	36- 40			110
<i>Nereites</i>	<i>Terebellina cf. palachei</i>	23-28			58
<i>Nereites</i>	<i>Paleodyction (Glenodyction) strozzii</i>	0-2			2



Grafica 1: Abundancia de icnogeneros en los tres perfiles de estudio.

Se reportan 12 icnogéneros en total en los tres perfiles estudiados que se les denomina “Icnofauna Local San Lorenzo”. Siendo *Bathysiphon* isp., el que más abunda, las testas de un foraminífero de gran tamaño curvadas y en algunas ocasiones orientadas perpendicularmente, se les considera que vivían en la fase arcillosa y había suficiente alimento disponible.

La coexistencia de pistas ramificadas, meandriformes, arrosietadas y sinuosas (*Taphrhelminthopsis* isp, *Paleodyction Glenodyction strozzii*, *Spirorhapse* isp., *Scolicia prisca*) demuestra que los organismos generadores de éstas seguían patrones más complejos que los productores de las pistas rectas para la obtención de su alimento y así acondicionar el área cubierta y el gasto de energía que implica la búsqueda de éste, por lo que se piensa que el alimento era escaso y se ratifica por la predominancia y variedad de este tipo de huellas. Mientras que cuando se tiene una cantidad considerable de pistas de locomoción (Repichnia), apacentamiento (Pascichia) y alberge (Domichnia) más grandes y rectas como lo es *Fucusopsis angulata*, se confirma que existía suficiente alimento para estos organismos generadores de este tipo de trazas fósiles.

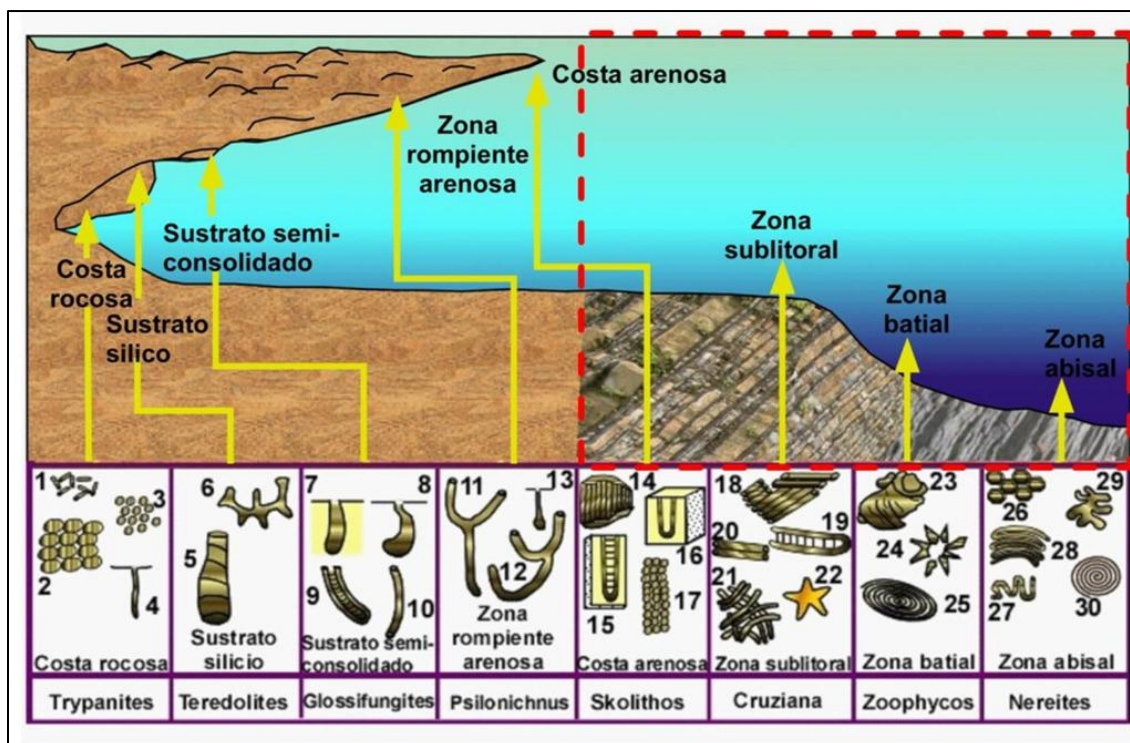


Fig. 62: Modelo paleoambiental para “La Icnofauna Local San Lorenzo Achiotepc” (modificado de Pemberton *et al.*, 2001).

Se detectó una zona desde costa arenosa a abisal (recuadro punteado color rojo) y de bajo nivel de energía, aguas poco oxigenadas. Donde se tiene la predominancia de las icnofacies *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycos* y *Nereites*. Esto implica que en los tres perfiles estudiados no presenten huellas de reposo (*Cubichnia*), debido a que los organismos tenían que desarrollar estrategias más complejas para la búsqueda de su alimento. Al aumentar la profundidad, aquellos organismos adaptados a un mayor déficit de oxígeno son los dominantes.

Heard, T. G y Pickering K. T. en el 2007 realizaron un estudio de trazas fósiles como indicadores para ambientes marinos profundos, donde utilizaron un modelo paleobatimétrico parecido al que se propone para “La Icnofauna Local San Lorenzo Achiotepc” (Figura 63).

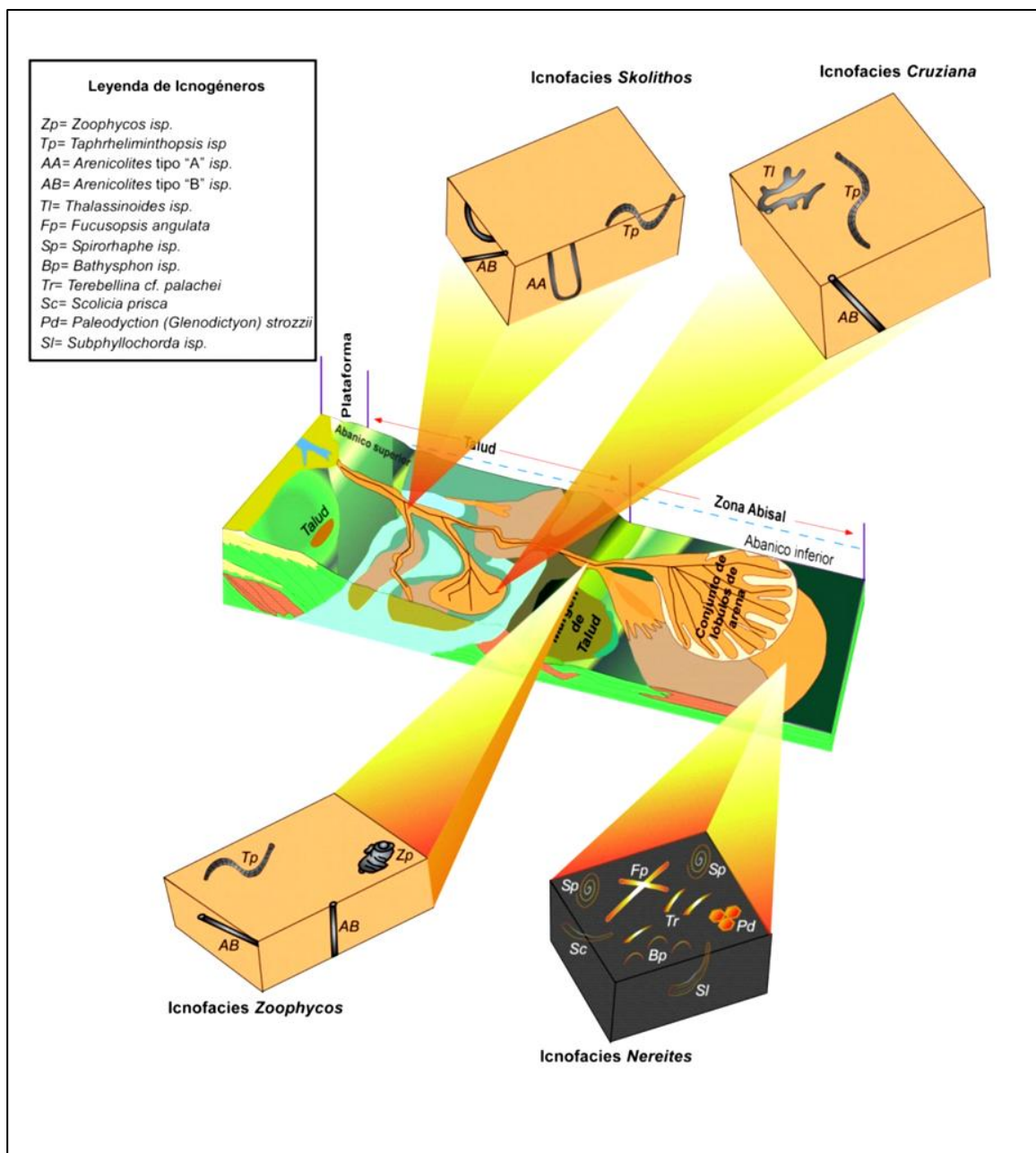


Fig. 63: Modelo paleobatimétrico para “La Icnofauna Local San Lorenzo Achiotepc”.

Se establece que el área de estudio pertenece a un abanico submarino (Figura 63) dentro del cual se colocaron cada una de las asociaciones icnofaunísticas para interpretar sus condiciones paleobatimétricas y paleoambientales. En donde:

- La icnofacies *Skolithos* se localizó en la base de desborde de canal del abanico el cual consiste en lutitas y areniscas bien seleccionadas, características de

condiciones de alta energía. Retrabajo por olas y corrientes resulta en cambios rápidos de depositación y erosión. Los organismos suspensívoros infaunales son los arquitectos de estas trazas, y son de baja diversidad y alta densidad.

- Al decaer la turbulencia de las aguas, comienzan a prevalecer los alimentadores de depósito. Así, los tubos se hacen más horizontales y desarrollan bifurcaciones y lóbulos. Al mismo tiempo aumenta la diversidad por la adición de trazas de reposo y locomoción. Este es el caso de la icnofacies *Cruziana*. Las condiciones ambientales generalmente varían de energía media a baja, suele haber abundante comida e incluye tanto componentes suspendidos como depositados.
- Para la icnofacies *Zoophycos*, Frey y Pemberton en 1985 caracterizan el ambiente como litoral a batial, aguas tranquilas, más o menos deficientes en oxígeno, por debajo del tren de olas de tormenta. Las rocas para esta icnofacies muestran usualmente bioturbación total. La acumulación tranquila del lodo permite el desarrollo de estas trazas fósiles.
- La icnofacies *Nereites* se encuentra en los depósitos del abanico inferior (zona abisal) de sedimentos turbidíticos. Por algún tiempo, las turbiditas proveen un sustrato arenoso para la comunidad postdeposicional. Luego de un tiempo, la comunidad se va enterrando gradualmente en sedimentos pelágicos y el ambiente fangoso es reanudado.

6 Conclusiones

- De la distribución de los caracteres etológicos en los perfiles se reconocen dos partes que se caracterizan por la escasez y abundancia de alimento. Los organismos seguían un patrón de organización de alimentación muy probablemente debido a la escasez de alimentos. Sus trazas sugieren que pertenecieron esencialmente al grupo de organismos comedores entrampadores.
- Se determinaron 12 icnogéneros en total en los tres perfiles estudiados que se les denomina “Icnofauna Local San Lorenzo”. Siendo *Bathysiphon isp.* el que más abunda. las trazas curvadas y en algunas ocasiones orientadas perpendicularmente, sugieren que vivían en la fase arcillosa y había suficiente alimento disponible.
- La coexistencia de pistas ramificadas, meandriformes, arrosadas y sinuosas (*Taphrhelminthopsis isp.*, *Paleodyction Glenodyction strozzii*, *Spirorhaphe isp.*, *Scolicia prisca*) indica que los organismos generadores de éstas seguían patrones más complejos que los productores de las pistas rectas para la obtención de su alimento y así acondicionar el área cubierta y el gasto de energía que implica la búsqueda de éste, por lo que se piensa que el alimento era escaso y se ratifica por la predominancia y variedad de este tipo de huellas.
- Mientras que cuando se tiene una cantidad considerable de pistas de locomoción (Repichnia), apacentamiento (Pascichia) y albergue (Domichnia) más grandes y rectas como lo es *Fucusopsis angulata*, se confirma que existía suficiente alimento para estos organismos generadores de este tipo de trazas fósiles.
- Se detectó una zona desde costa arenosa a abisal (ver figura 62 y anexo 1) y de bajo nivel de energía, aguas poco oxigenadas donde se tiene la predominancia de las icnofacies *Skolithos*, *Cruziana*, *Zoophycos* y *Nereites*. Esto implica que en los tres perfiles estudiados no presenten huellas de reposo (Cubichnia), debido a que los organismos tenían que desarrollar estrategias más complejas para la

búsqueda de su alimento. Al aumentar la profundidad, aquellos organismos adaptados a un mayor déficit de oxígeno son los dominantes.

- Las asociaciones icnofaunísticas permitieron interpretar las condiciones paleobatimétricas y paleoambientales para el área de estudio, lo cual arroja como resultados que dicho ambiente pertenece a un abanico submarino donde:
La icnofacies *Skolithos* se localizó en la base de desborde de canal del abanico el cual consiste en lutitas y areniscas bien seleccionadas, características de condiciones de alta energía con cambios rápidos de depositación y erosión. Para la icnofacies *Cruziana* decae la turbulencia de las aguas, comienzan a prevalecer los alimentadores de depósito. Las condiciones ambientales generalmente varían de energía media a baja, suele haber abundante comida e incluye tanto componentes suspendidos como depositados. La icnofacies *Zoophycos* se caracteriza por pertenecer a un ambiente litoral a batial, aguas tranquilas, más o menos deficientes en oxígeno. Mientras que la icnofacies *Nereites* se encuentra en los depósitos del abanico inferior (zona abisal) de sedimentos turbidíticos.

7 Referencias Bibliográficas

- Aguayo C., J. E., 1978, Sedimentary environments and diagenesis of a cretaceous reef complex, eastern Mexico: *Inst. Cienc. Mar y Limn., Universidad Nacional Autónoma de México, Anales*, V. 83-140 p.
- Almazán-Vázquez, E., Buitrón-Sánchez, B.E. y Vachard, D. 2006. Los Braquiópodos Diagnósticos en las Secuencias del Paleozoico de Sonora, México. Resúmenes V. Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Puebla. 75p.
- Alvarez, W., Smit, J., Lowrie, W., Asaro, F., Margolis, S.V., Claeys, P., Kastner, M., y Hildebrand, A.R., 1992, Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: A restudy of DSDP Leg 77 Sites 536 and 540: *Geology*, v. 20, 697–700 p.
- Contreras Barrera, A.D. y Gio-Argáez, R. (1985): Consideraciones paleobiológica de los icnofósiles de la Formación Chicontepec en el estado de Puebla. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 73-85.
- De Cserna, Z., 1989, An outline of the geology of Mexico: *The Geology of North America An overview: Vol. A, The Geological Society of America*, 233-264 p.
- Dumble, E.T. (1918): *Geology of the Northern End of the Tampico Embayment Area Proceedings of the California Academy Sciences*, 56-113.
- Ekdale, A.A. Bromley, R.G. y Pemberton, S. G., 1984. *Ichnology: The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes Number 15*, 317 p.
- Ekdale, A., 1985, *Paleoecology of the marine endobenthos: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 50, p. 63-81.
- Ferrusquía Villafranca, I., Applegate P. S. y Espinosa Arrubarrena L., 1978. Rocas volcanosedimentarias mesozoicas y huellas de dinosaurios en la región suroccidental pacífica de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 2. No. 2. 113 – 125 p.

- Frey, R.W. y Seilacher, A., 1980. Uniformity in marine vertebrate ichnology: *Lethaia*, 13: 183 – 207 p.
- Frey, R. y Pemberton, S., 1985. Biogenic structures in outcrops and cores. I. Approaches to ichnology: *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 33: 72 – 115 p.
- Frey, R. W y Howard, J. D., 1987. Prevalent lebensspuren on a modern macrotidal flat, Inchon, Korea; ethological and environmental significance: *Palaios*, 2: 571-593 p.
- Gamper, M.A. (1977): Bioestratigrafía del Paleoceno y Eoceno de la Cuenca Tampico-Misantla basada en los foraminíferos planctónicos. – Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 117-128 p.
- Gio-Argáez, F.R. 1985. Consideraciones Paleobiológicas de la Formación Chicontepec en el Estado de Puebla. *Rev. Instituto de Geología UNAM*. Vol. 6. No. 1, 73 – 85 p.
- Gio Argáez, R. y Gómez Espinoza C., 2006. Tras la huella delatora. Internet. www.comoves.unam.mx/71_huella/huella.
- Goldhammer, R.K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico: in C. Bartolini, J.L. Wilson, and T.F. Lawton, eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Geological Society of America Special Paper 340*, 1-58 p.
- Goldhammer, R.K., y Johnson, C.A., 2001, Middle Jurassic-Uper Cretaceous Paleogeographic evolution and sequence stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim: en C. Bartolini, T. Buffler, y A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75*, 45-81p.
- González G., R. y Holguín Q. N., 1992, Geology of the source rocks of Mexico: 13th World Petrol. Congr., Proceed., v. XLI, 37-50 p.
- Google Earth (2011): www.googleearth.com.
- Häntzschel, W., 1975. *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part. W. Miscellaneous Trace fossils and Problematica*. Edit. Geological Society of America. Second Edition. 269 p.

- Heard, T.G. y Pickering, K.T., 2007, Trace fossils as diagnostic indicators of deep-marine environments, Middle Eocene Ainsa-Jaca basin, Spanish Pyrenees, *Sedimentology*, doi: 10.1111/j.1365-3091.2007.00922.x
- Heim, A. (1940). Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, Mexico). Vol.20, No.1, p.84-89.
- Howard, J. 1972. Trace fossils as criteria for recognizing shorelines in stratigraphic record. In: J.K. Rigby and W.K Hamblin (eds). Recognition of Ancient Sedimentary Environments. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 16. 215- 225 p.
- Humpris, Jr., C.C., 1979, Salt movement on continental slope, northern Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bull., v. 66, 782-798 p.
- Jennette, D., T. Wawrzyniec, K. Fouad, D.B. Dunlap, J. Meneses Rocha, F. Grimaldo, R. Muñoz, D. Barrera, C.T. Williams-Rojas, and A. Escamilla Herrera, 2003, Traps and turbidite reservoir characteristics from a complex and evolving tectonic setting, Veracruz Basin, southeastern Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bull., V. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 87, 1599–1622 p.
- Lopez Ramos, E., 1956. Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Tampico-Misantla con referencia a las formaciones terciarias: Mexico, D. F., Cong. Geol. Internal, 20, Libro-guía de la excursión, 11-94 p.
- McKee, E. D. y Weir, G. W., 1953. Terminology for stratification and cross stratification in sedimentary rocks. Bull. Geol. Soc. Am., v 64: 381-390 p.
- Morán Zenteno, Dante J., Martiny, B., Tolson, G., Solís Pichardo, G., Alba Aldave, L., Hernández-Bernal, M. del S., Macías Romo, C., Martínez Serrano, R.G., Schaaf, P., Silva Romo, G., 2000, Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur: Bol. de la Sociedad Geológica Mexicana, T. LIII, No. 1, 27-58 p.
- Muir, J.M. (1936): Geology of the Tampico Region, Mexico. – AAPG Bulletin, 1: 280 pp.; Tulsa, Oklahoma, U.S.A.

- Padilla y Sanchez, R.J., 1982, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepcion del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico: The University of Texas at Austin, Ph.D.Dissertation, 217 p.
- Padilla y Sanchez, R.J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role In the evolution of the Gulf Of Mexico: *Geofísica Internacional*, V. 25, No. 1, 157-206 p.
- Pemberton, S. G., MacEacher J.A. y Frey, R.W., 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance: y R.G. Walter and N.P James eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, *Geotext* 1, 47–72 p.
- Pemberton, G.; Spila, M; Pulham, A; Saunders, T; MacEachern, J; Robbins, D; Sinclair, I. 2001. *Ichhnology and Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems*. Short Course Notes. Vol. 15. Edit. Geological Association of Canada.
- Pindell, J. L., 1985, Alleghenian reconstructions and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean: *Tectonics*, v. 4, p. 1–39 p.
- Prost, G., y Aranda M., 2001, Tectonics and hydrocarbon systems of the Veracruz Basin, Mexico, in C. Bartolini, T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems*: American Association of Petroleum Geologists *Memoir* 75, 271– 291 p.
- Robin, C., 1982, México, *in*: R.S. Thorpe (Ed.), *Andesites*: John Wiley & Sons, New York, 137-147 p.
- Salvador, A., 1987, Late Triassic–Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71, 419–451 p.
- Salvador, A., 1991b, Triassic-Jurassic, in A. Salvador, ed., *The Gulf of Mexico Basin*: Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. J, 131–180 p.
- Salvador, A., 1991c, Origin and development of the Gulf of Mexico Basin, *Geological Society of America, The Geology of North America*, v. J, p. 389– 444 p.

- Santiago-Acevedo, J., Carrillo Bravo, J. y Martell Andrade, B., 1984, Geología Petrolera de México, en, D. Marmissolle-Daguerre (Ed.), Evaluación de Formaciones en México, Schlumberger, I.1-I36 p.
- Seilacher, A. (1953): Studien zur Palichnologie. I: Über die Methoden der Palichnologie. – Neues Jahrbuch für Geologie und Pläontologie, Abhandlungen, 421-452 p.
- Seilacher, A., 1967. Bathymetry of trace fossil: Marine Geology, v 5: 413-428 p.
- Taylor y Goldring, 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. Journal of the Geological Society, 150; 141-148 p.
- Tilton, Lang. H., Ferrusquia I., 1993. Dinosaur footprints in the Mezcala Formation, Central Mixteco Terrane, State of Puebla, México. First Circum – Pacific and Circum – Atlantic Terrane Conference.
- Viniegra O., Francisco, 1966, Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en la Provincia de la Sierra Madre y Macizo de Teziutlán: Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol., v. 18, 145-171 p.
- Viniegra O., F., 1971, Age and evolution of Salt basins of southeastern México: American Association of Petroleum Geologists Bull., v. 55, 478-494 p.
- Walker, 1978. Deep water sandstone facies and ancient submarine fans models for exploration for stratigraphic traps. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 273- 285 p.
- Williams-Rojas, C.T. y Hurley, N.F., 2001, Geologic controls in reservoir performance in Muspac and Catedral gas fields, Southeastern Mexico, *in* Bartolini, C., Buffler, R.T. y Cantú-Chapa, A., (Editores), The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins, and Petroleum Systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir , 75 p.
- Winker, C.D., y Buffler, R.T., 1988, Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): American Association of Petroleum Geologists Bull., v. 72, 318-346 p.
- Yañez, M.M. (1998): La tecnología de vanguardia mejora sustancialmente la rentabilidad del proyecto: Caso Chicontepec. – Congreso EXITEP, México, 396-410 p.