

Historia de depósito de la Formación Concepción del Oro, noreste de Zacatecas, México: Implicaciones tectonosedimentarias para el desarrollo del sistema de antepaís en el noreste de México durante el Cretácico Tardío

Marisol Polet Pinzon-Sotelo¹, Yam Zul Ernesto Ocampo-Díaz^{2,*}, Ariel Ramírez-Díaz¹, Martín Guerrero-Suastegui³, Jorge Aceves de Alba² y Gabriel Chavez-Cabello⁴

¹ Activo de Exploración Aguas Profundas, Pemex Exploración y Producción, Interior de Campo Pemex, Col. La Herradura, C.P. 93370, Poza Rica, Ver., México.

² Área de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Av. Dr. Manuel Nava No. 8, Zona Universitaria, C.P. 78290, San Luis Potosí, S.L.P., México.

³ Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, Ex Hacienda San Juan Bautista s/n, C.P. 40323, Taxco El Viejo, Guerrero, México.

⁴ Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Carretera a Cerro Prieto Km. 8, Ex Hacienda de Guadalupe, C.P. 67700, Linares, N.L., México.

*magonegro_2000@hotmail.com

RESUMEN

Un análisis sedimentológico e icnológico realizado en los miembros Tierras Blancas y Rancho Viejo de la Formación Concepción del Oro (Turoniano-Campaniano temprano), en la región de Concepción del Oro, Zacatecas, permite documentar las características sedimentológicas, la evolución sedimentaria y su relación con el cinturón orogénico. El Miembro Tierras Blancas (Turoniano-Coniánico temprano) está conformado por sucesiones de líneas de costa deltaicas (e.g., frentes deltaicos influenciados/dominados por ríos o por oleaje/tormentas), con ensambles icnofaunísticos correspondientes a las icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana* e Índice de Bioturbación (IB) variable (IB 0 – 4), representados por trazas de organismos que se alimentan de material en suspensión y del sustrato, con trazas pequeñas a moderadas, controladas por las condiciones de salinidad, oxigenación, aporte de nutrientes y energía del ambiente sedimentario. El Miembro Rancho Viejo (Coniánico tardío-Campaniano temprano) consiste de canales submarinos de tipo mixto, canal submarino de depósito, desborde de canal o canal abandonado, transición lóbulo-canal, lóbulo de depósito, y depósitos de complejos de transporte de masas (CTM) del tipo II, caracterizados por icnogéneros de las icnofacies de *Cruziana* en su expresión distal, *Zoophycus* y *Nereites*, con IB variable entre ausente y abundante (IB 0 – 5), caracterizado por trazas de organismos con tamaños moderados a grandes que se alimentan de material en suspensión, los cuales combinan las actividades de alimentación y generación de vivienda.

Los vectores promedio de paleocorrientes en estructuras relacionadas con procesos de oleaje sugieren una línea de costa deltaica con una dirección casi SE 20°–NW 20°, mientras que las estructuras unidireccionales asociadas con el transporte de sedimentos indican que la progradación del sistema deltaico fue preferentemente hacia el NE20°,

perpendicular al cinturón orogénico. Las direcciones documentadas en surcos de erosión y estructuras de arrastre de partículas en los sistemas profundos (Miembro Rancho Viejo) determinan una dirección preferente hacia el SE45° y SW30°, indicando que el transporte de los sedimentos fue perpendicular y axial al cinturón orogénico.

Palabras clave: Icnología; Formación Concepción del Oro; líneas de costa del tipo deltaico; abanicos submarinos; análisis de paleocorrientes; Zacatecas; México.

ABSTRACT

A sedimentological and ichnological analysis carried out in the members Tierras Blancas and Rancho Viejo of the Concepción del Oro Formation (Turonian-Early Campanian), in the region of Concepción del Oro, Zacatecas, allows documenting the sedimentological characteristics, the sedimentary evolution, and its relationship with the orogenic belt. The Tierras Blancas Member (Turonian- Early Coniacian) is made up of successions of deltaic coastlines (i.e., delta fronts influenced/dominated by rivers or by waves/storms), with ichnofaunistic assemblages corresponding to the *Skolithos* and *Cruziana* ichnofacies, and a variable Bioturbation Index (BI: 0 – 4), represented by traces of organisms that feed on material in suspension and substrate, with small to moderate traces, controlled by the conditions of salinity, oxygenation, nutrient supply and energy from the sedimentary environment. The Rancho Viejo Member (Late Coniacian-Early Campanian) consists of mixed-type underwater channels, depositional-type submarine channel, channel overflow or abandoned canal, lobe-channel transition, depositional lobe, and mass transport complex (MTC) deposits of type II, characterized by ichnogenerous of the *Cruziana* ichnofacies in its

distal variation, *Zoophycus* and *Nereites*, with a BI variable between absent and abundant (IB 0 – 5), characterized by traces of organisms of moderate to large sizes that feed on suspended material, which combine the activities of feeding and dwelling.

The average paleocurrent vectors in structures related to wave processes suggest a deltaic coastline with a strike almost SE 20°-NW 20°, while the unidirectional structures associated with sediment transport indicate that the deltaic system progradation was preferably toward the NE20°, perpendicular to the orogenic belt. The orientation documented in flute and tool marks structures in the deep systems (Rancho Viejo Member) determine a preferential strike toward the SE45° and SW30°, indicating that the transport of the sediments was perpendicular and axial to the orogenic belt.

Key words: *Ichnology; Concepción del Oro Formation; deltaic coastline; submarine fans; paleocurrent analysis; Zacatecas; Mexico.*

INTRODUCCIÓN

En las cuencas de antepaís, los depósitos sedimentarios pueden ser diversos y variar desde sistemas fluvio-aluviales hasta grandes depósitos de abanicos submarinos, dependiendo de la depozona en la que se desarrollen (e.g., cuña de cima vs. antefosa). Por su parte, los dominios estructurales pueden presentar distintas etapas de deformación progresiva relacionada al desarrollo del cinturón orogénico (Pickering et al., 1988). Por estas razones, los análisis sedimentológicos, estratigráficos e icnológicos, son herramientas muy útiles para establecer la historia de evolución y depósito en este tipo de cuencas sedimentarias.

En estudios recientes, la integración de la información sedimentológica e icnológica ha permitido la identificación y la diferenciación de ambientes sedimentarios de manera más precisa (e.g., Pemberton et al., 2004; Coates y MacEachern 2007). Sin embargo, la mayoría de estos estudios involucran ambientes marinos marginales (e.g., Pemberton et al., 1992; Hansen y MacEachern, 2008; Angulo y Buatois, 2012). En contraste, la caracterización de icnogéneros e icnoespecies asociados con sistemas marinos profundos es aún muy restringida y poco documentada (e.g., Seilacher, 1974; Uchman, 2009; Pickering y Hiscott, 2016). Los trabajos de Heard y Pickering (2008), Zhang et al. (2008), Phillips et al. (2010), Callow et al. (2012; 2014) y Pickering y Hiscott (2016) documentan detalladamente las icnofacies arqueotípicas, distribución de fósiles traza e icnofábricas asociadas con el proceso sedimentario y paleoambiental, y su relación con los subsistemas profundos (e.g., lóbulos vs. canales), distinguiendo entre depósitos de abanico submarino proximal y distal, dentro de un entorno arquitectural (cf., Heard y Pickering, 2008; Phillips et al., 2010; Callow et al., 2014; Pickering y Hiscott, 2016).

La Formación Concepción del Oro (s.s. Pinzon-Sotelo, 2013; Ocampo-Díaz et al., 2016a y b), documentada previamente como Formación Caracol (s.s., Imlay, 1936), ha sido interpretada como depósitos deltaicos, estuarinos y sistemas de abanicos submarinos (e.g., Pearson et al., 1988; Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Pinzon-Sotelo, 2013), y se ha relacionado con la evolución del antepaís del cinturón orogénico desarrollado durante el Cretácico Tardío al Paleógeno (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Pinzon-Sotelo y Ocampo-Díaz, 2012; Ocampo-Díaz et al., 2016a y b; Lawton et al., 2016; Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017; Fitz-Díaz et al., 2018). Sin embargo, la mayoría de los estudios no detallan la evolución sedimentológica y de depósito de la unidad, la cual está controlada por el régimen tectónico en que se desarrolla el sistema de antepaís (e.g., Ocampo-Díaz et al., 2016a). En este contexto, el objetivo de este trabajo es caracterizar sedimentológica e icnológicamente a la Formación Concepción del Oro, en el noreste

del estado de Zacatecas, para entender el origen y la evolución de los sistemas clásticos del noreste de México relacionados con la evolución del Sistema de Cuencas de Antepaís Mexicano (SCAM; Juárez-Arriaga y Lawton, 2014; Juárez-Arriaga et al., 2019) del Cretácico Tardío.

MARCO GEOLÓGICO LOCAL

El área de estudio se localiza en las inmediaciones del anticlinal La Caja (Rogers et al., 1956; Ramírez-Díaz, 2013), el cual está limitado al norte por el valle de Bonanza, y al sur por el valle de Mazapil (Figura 1). El anticlinal La Caja es asimétrico, volcado con un plano axial inclinado hacia el S-SW y una vergencia hacia el N-NE. El núcleo está formado por las formaciones Zuloaga y La Caja del Jurásico Tardío, mientras que sus flancos por las formaciones Taraies, Tamaulipas Inferior, Tamaulipas Superior, La Peña, Cuesta del Cura, Indidura, Concepción del Oro y Parras, del Cretácico (Ramírez-Díaz, 2013). El flanco norte del anticlinal es cortado por la Cabalgadura La Caja, con una orientación general E-W, con una inclinación que varía de 30° a 60° hacia el sur-suroeste y una dirección de transporte hacia el N-NE, que pone en contacto tectónico a las formaciones Zuloaga y Tamaulipas Inferior (Figura 2). La sucesión sedimentaria jurásica y cretácica, es cortada por diversos cuerpos intrusivos de composición cuarzomonzodiorítica, tonalítica y cuarzodiorítica del Paleoceno (Ramírez-Díaz, 2013; Ramírez-Peña y Chávez-Cabello, 2017; Figura 1). Sedimentos fluvio-aluviales del Cuaternario sobreyacen de manera erosiva a las unidades descritas previamente (Figuras 1 y 2).

Estructuralmente, las unidades sedimentarias muestran anticlinales separados por amplios valles con ejes principalmente subhorizontales a horizontales, orientados al E-W y al WNW-ENE, y sus charnelas exhiben orientaciones que varían del NW-SE y WNW-ESE. El clivaje del plano axial está dispuesto de forma paralela y subparalela a los planos verticales de las formaciones Concepción del Oro y Parras, donde es más notorio, especialmente en las zonas de charnela de pliegues apretados con geometría cercanamente isoclinal, denotando esfuerzo de máxima compresión hacia el N-S y NE-SW, similares a los del anticlinal y cabalgadura La Caja (Ramírez-Díaz, 2013).

ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Formación Indidura

La Formación Indidura fue descrita por Kelly (1936), en la región de las Delicias Coahuila, como una intercalación de caliza, lutita, cristales de selenita y caliza arcillosa. Con base en la presencia de *Inoceramus labiatus* se determinó una edad Cenomaniano tardío-Turoniano (Figura 2a). En el área de estudio, la Formación Indidura consiste de caliza arcillosa interestratificada con lutita calcárea. La caliza se presenta en estratos con espesores que varían de 2 a 20 cm, con geometrías tabulares, que exhiben laminación paralela y el icnogénero *Thalassinoides*. La lutita exhibe estratos de 5 a 12 cm, con laminación paralela, altamente fracturada. El contenido paleontológico está representado por impresiones y fragmentos de *Inoceramus labiatus*. Esta unidad sobreyace de forma concordante a la Formación Cuesta del Cura y subyace de manera transicional a la Formación Concepción del Oro (Figura 2b).

Formación Concepción del Oro

La Formación Concepción del Oro fue redefinida por Ocampo-Díaz et al. (2016a; este trabajo). Originalmente, la Formación Concepción del Oro fue considerada como Formación Caracol, debido a que cronoestratigráficamente son correlacionables (Imlay, 1936). De

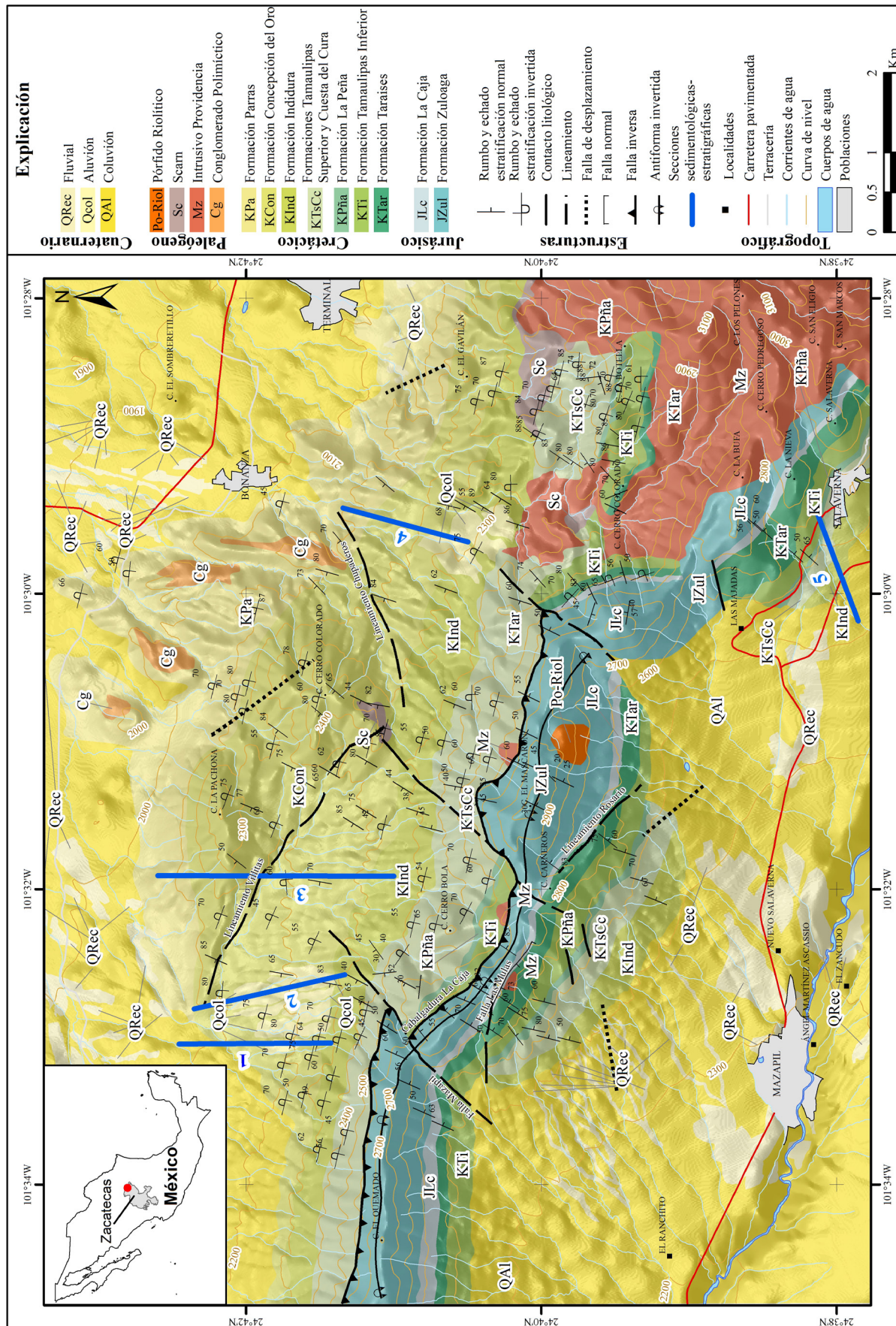


Figura 1. Mapa geológico-estructural del anticlinal de La Caja, modificado de Ramírez-Díaz (2013) y Ocampo-Díaz *et al.* (2016a), donde se muestra con líneas de color azul marino la ubicación de las secciones sedimentológicas estratigráficas elaboradas en el presente trabajo. 1: Sección Tierras Blancas I; 2: Sección Gallineros; 3: Sección Cerro Bola; 4: Sección Tierras Blancas II y 5: Sección Slaverna. Los colores mostrados en el mapa no corresponden a los colores propuestos en el Código Estratigráfico de Colores. En el recuadro se muestra la localización del área de estudio en el Estado de Zacatecas.

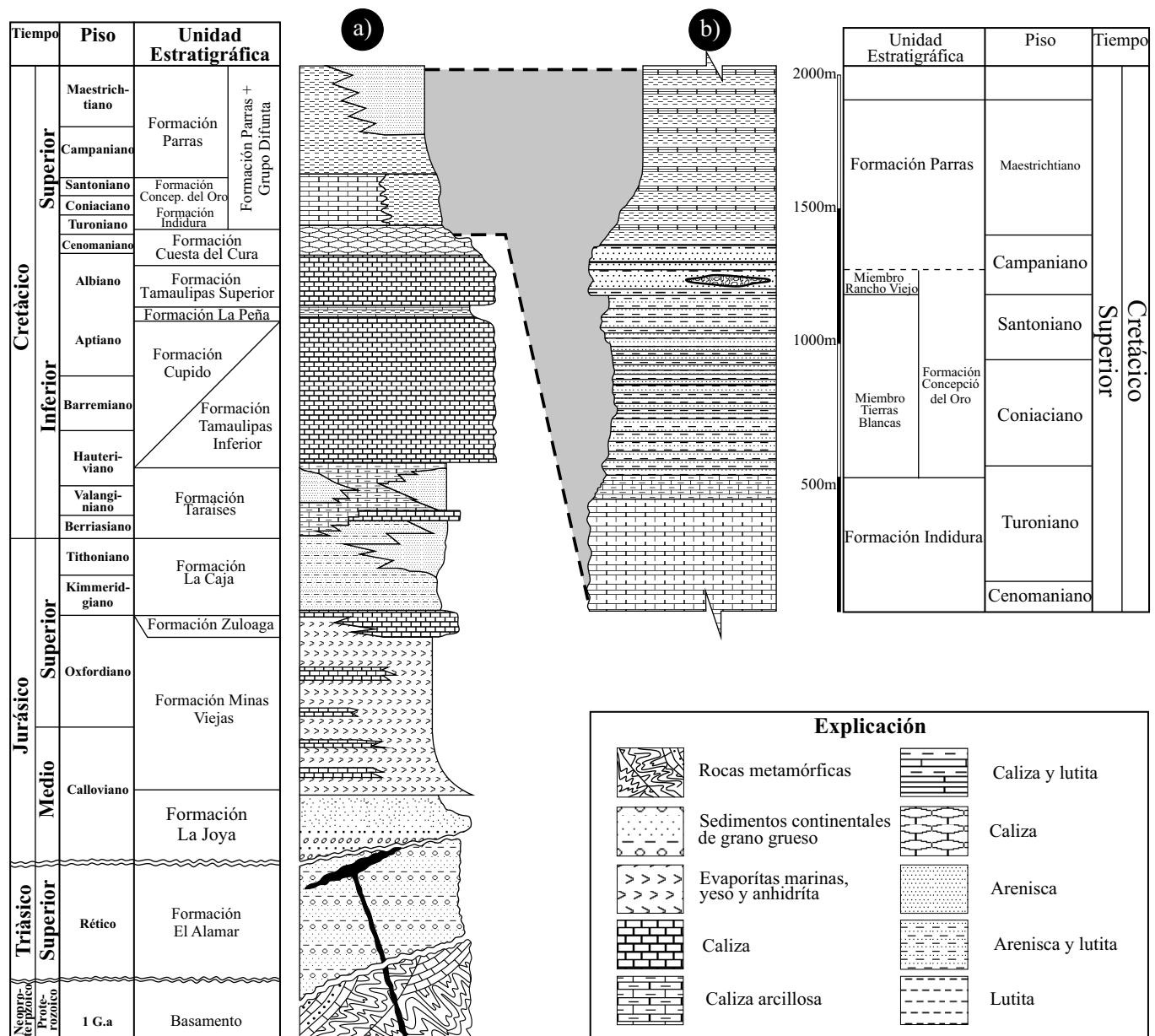


Figura 2. a) Columna litoestratigráfica del noreste de México tomada y modificada de Michalzik (1988); b) columna estratigráfica restringida a las formaciones Indidura, Caracol y Parras, de acuerdo con nuestras observaciones de campo y con la propuesta de Ocampo-Díaz *et al.* (2016a).

acuerdo con Ocampo-Díaz *et al.* (2016a), la Formación Concepción del Oro está conformada por los miembros Tierras Blancas y Rancho Viejo.

El Miembro Tierras Blancas consiste de una intercalación de lutita y arenisca con un espesor aproximado de 800 m. Las lutitas son de estratos muy delgados a delgados, altamente fracturados. Las areniscas son de grano fino a grueso en estratos delgados a medianos, que muestran estructuras sedimentarias endógenas y exógenas, tales como gradación normal, estratificación cruzada tipo *hummocky* y *swaley*, surcos de erosión y moldes de carga. El contenido paleontológico de fragmentos de *Inoceramus labiatus* Schlotheim y la presencia de icnogéneros *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Chondrites*, *Planolites* y *Palaeophycus*, sugieren una edad del Turoniano tardío al Coniaciano temprano. El Miembro Tierras Blancas ha sido interpretado como depósitos de línea de costa deltaica (Pinzon-Sotelo, 2013; Ocampo-Díaz *et al.*, 2016a; Figura 3a).

El Miembro Rancho Viejo consiste de alternancias de conglomerado, arenisca y lutita (Figura 3b). Los conglomerados contienen clastos de caliza, los cuales son de texturas *packstone-wackestone*. Los estratos son de espesores medianos a muy gruesos, con geometrías lenticulares y tabulares. Las areniscas son de grano medio a muy grueso en estratos delgados a muy gruesos, que exhiben una diversidad de estructuras sedimentarias endógenas y exógenas, tales como gradación inversa, laminación convoluta, laminación cruzada y convoluta, moldes de carga y surcos de erosión. Además, pliegues sinsedimentarios y depósitos caóticos con un espesor aproximado de 500 m se presentan en la porción más superior de este miembro (Figura 3b). El contenido paleontológico del Miembro Rancho Viejo está representado por impresiones de amonites del género *Texanites* que le determinan una edad del Santoniano tardío al Campaniano. Los fósiles traza consisten de *Zoophycos sp.*, *Palaeophycus tubularis*, *Megagraption submontanum*,

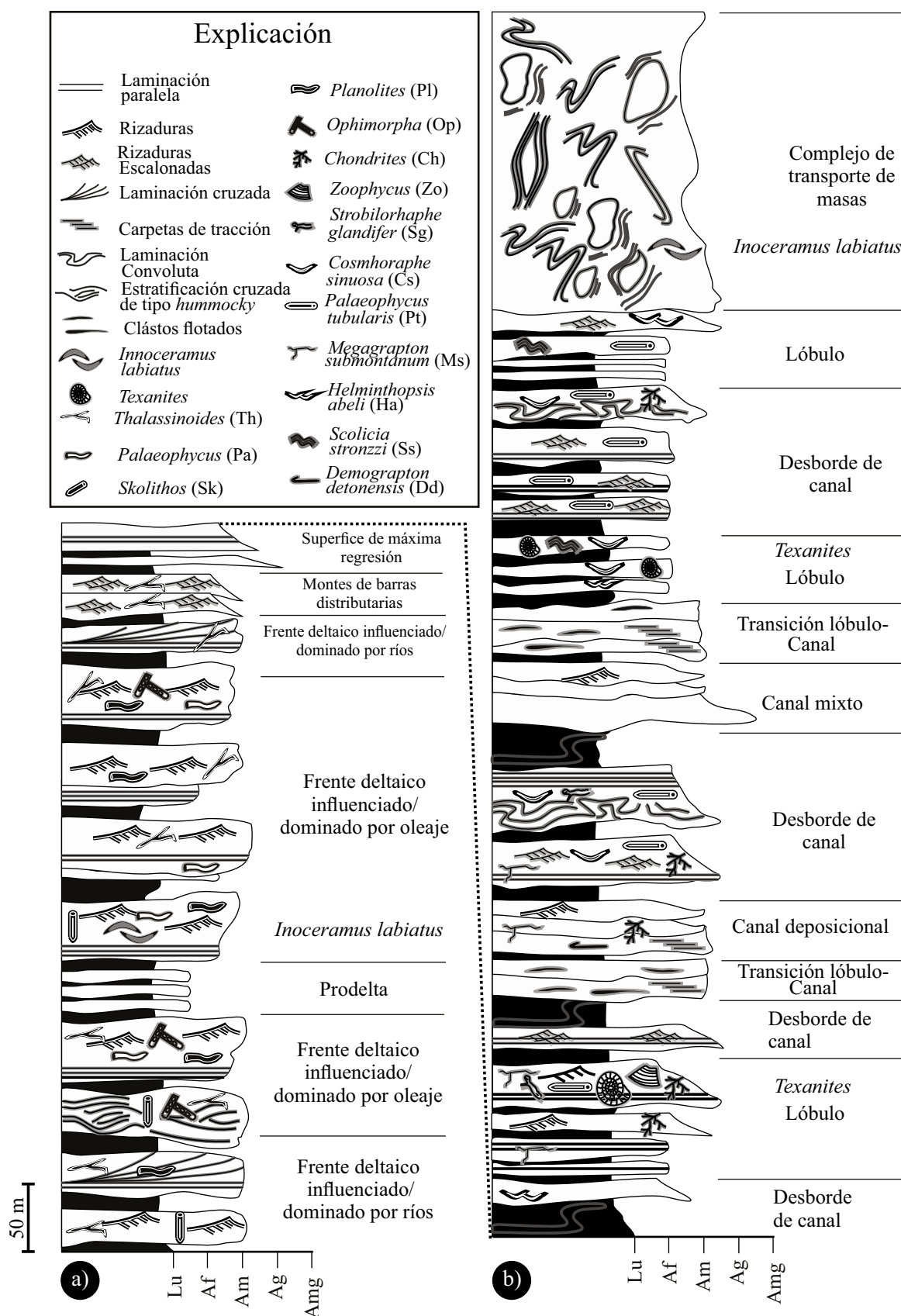


Figura 3. Perfiles sedimentológicos-estratigráficos representativos de los Miembros Tierras Blancas y Rancho Viejo de la Formación Concepción del Oro, que muestran las características estratigráficas, sedimentológicas, icnológicas y paleotológicas. Lu: lutita, Af: arenisca de grano fino, Am: arenisca de grano medio, Ag: arenisca de grano grueso, Amg: arenisca de grano muy grueso.

Paleomeandron robustum, *Scolicia strozzii*, *Strobilorhaphé glandifer*, *Protapaleodictyon spinela*, *Chondrites* sp., *Helmenthopsis abeli* (?), *Cosmorhaphé sinuosa* y *Demograption dertonensis*. El Miembro Rancho Viejo ha sido interpretado como depósitos de sistemas profundos de abanico submarino (Pinzon-Sotelo, 2013; Ocampo-Díaz et al., 2016a), lo cual es discutido y detallado en el presente trabajo.

La Formación Concepción del Oro sobreyace transicionalmente a la Formación Indidura y subyace concordantemente a las lutitas de la Formación Parras (Figura 2b).

Formación Parras

Imlay (1936) definió a la Formación Parras en la porción este de la Ciudad de Parras en Coahuila, como lutita carbonosa de color gris oscuro, fisil a nodular, intercalada con arenisca calcárea de grano fino. En el área de estudio, esta unidad muestra niveles de lutita de color negro con horizontes escasos de arenisca de grano muy fino a medio. La lutita exhibe laminación paralela y abundante fracturamiento. Esporádicos niveles de arenisca se presentan en forma de lentes con espesores delgados y geometrías irregulares. Rogers et al. (1956) le asignan una edad del Campaniano, con base en la presencia de foraminíferos *Bulimina* sp., *Virgulina* sp., y *Globigerina* sp. La Formación Parras sobreyace de forma concordante al Miembro Rancho Viejo de la Formación Concepción del Oro, y subyace discordantemente a los depósitos del Cuaternario (Figuras 2a y 2b).

METODOLOGÍA

El análisis sedimentológico incluye el estudio de cinco perfiles sedimentológicos-estratigráficos de escalas variables, referidos como Salaverna, Tierras Blancas 1 y 2, Gallineros y Cerro Bola (Figura 1), en los cuales se definieron los diferentes tipos, clases y asociaciones de facies. La clasificación e interpretación de la icnofauna, y la intensidad e índice de bioturbación (IB), se basa en las propuestas de Taylor et al. (2003). La colecta de los datos de paleocorrientes se efectuó en estructuras unidireccionales (e.g., surcos de erosión), considerando la propuesta de Briggs y Cline (1967) y Shukla et al. (1999), en direcciones de estructuras bidireccionales (e.g., estratificación cruzada de tipo *hummocky* o *swaley*), se realizó considerando la metodología de Aigner (1985). Para la restauración de los vectores de flujo se consideró la metodología de Filguera-Flores (2010).

RESULTADOS

El análisis sedimentológico e icnológico permitió establecer que la Formación Concepción del Oro presenta cuatro clases de facies, once facies, nueve subfacies y diez asociaciones de facies, descritas a continuación.

Clase de facies conglomeráticas (CFCg)

La clase facies conglomerática representa el 5 % de las facies en el área de estudio, caracterizada por mostrar estratos con morfologías acuñaadas y bases erosivas, sin estructuras sedimentarias internas. Texturalmente, presentan un porcentaje mayor al 5 % de material de tamaño de gravas. La CFCg, se compone únicamente por la facies de conglomerado masivo de gránulos-guijas clásto soportado (Cg).

Facies de conglomerado masivo de gránulos-guijas clásto soportado (Cg)

La facies Cg consiste de conglomerado olimíctico de caliza clásto soportado (Figura 4a). Los clastos son exclusivamente de calizas con texturas packestone-wackestone subredondeados a subangulosos, for-

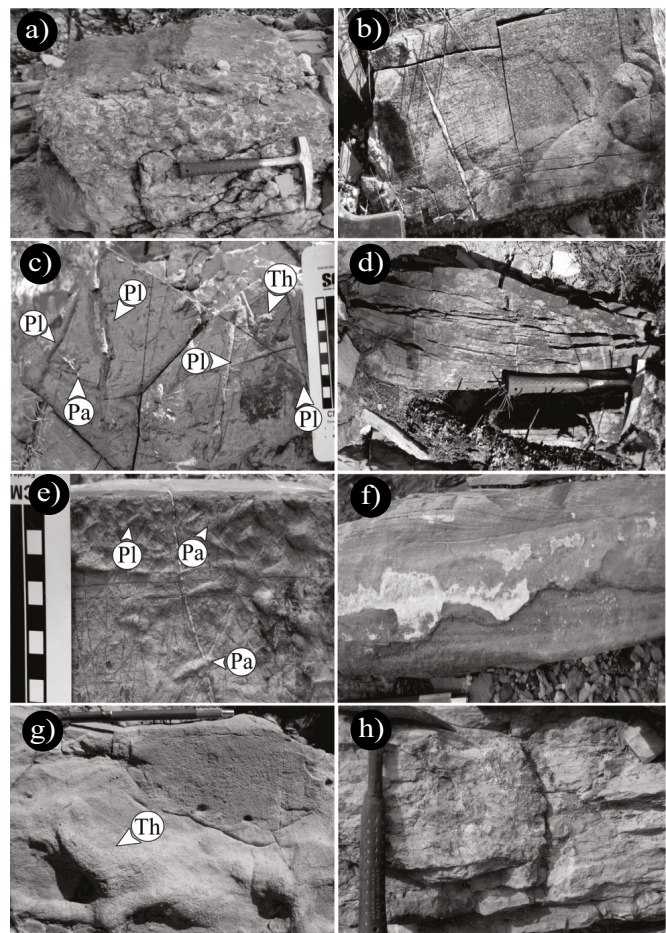


Figura 4. Fotografías de facies y de los icnogéneros documentados en cada una ellas: a) facies de conglomerado olimíctico constituido por clastos subredondeados de caliza; b) facies de areniscas con estratificación cruzada de tipo tangencial (A1); c) icnogéneros de Pl= Planolites sp., Th= Thalassioides sp., Pa= Paleophycus sp., dentro de la facies A1; d) facies de areniscas con estratificación cruzada de tipo hummocky (A2); e) icnogéneros de Pl= Planolites sp., y Pa= Paleophycus sp., dentro de la facies A2; f) facies de areniscas con rizaduras escalonadas "A3"; g) icnogénero de Th= Thalassinoides sp., en la facies A3; h) areniscas de grano grueso masivas en estratos gruesos de la subfacies A4.1.

mando estratos medianos a gruesos, con morfología externa acuñaada e irregular con contactos erosivos, carentes de estructuras sedimentarias internas (Figura 5a). Se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1 y 2, y Cerro Bola, donde sobreyace erosivamente a la subfacies A4.5, y subyace concordantemente a la facies AL1 y a la subfacies AL2.1 (Figura 5a). Esta facies se interpreta como el depósito de flujos de escombros no cohesivos.

Clase de facies arenosas (CFA)

La clase de facies arenosas constituye el 30 % del total de las facies documentadas. La CFA se caracteriza por intercalaciones de lutita y arenisca en una proporción aproximada de 70–30 %. Las areniscas son de grano fino a muy grueso con algunos niveles de gránulos, en estratos delgados a gruesos con geometría tabular y acuñaada, ocasionalmente amalgamados. Las estructuras sedimentarias que caracterizan a la CFA son laminación convoluta, rizaduras escalonadas, estratificación cruzada tipo *hummocky* y *swaley*. El IB varía de ausente a común (IB 0–4), conformado por los icnogéneros de *Skolithos* sp., *Thalassinoides* sp.,

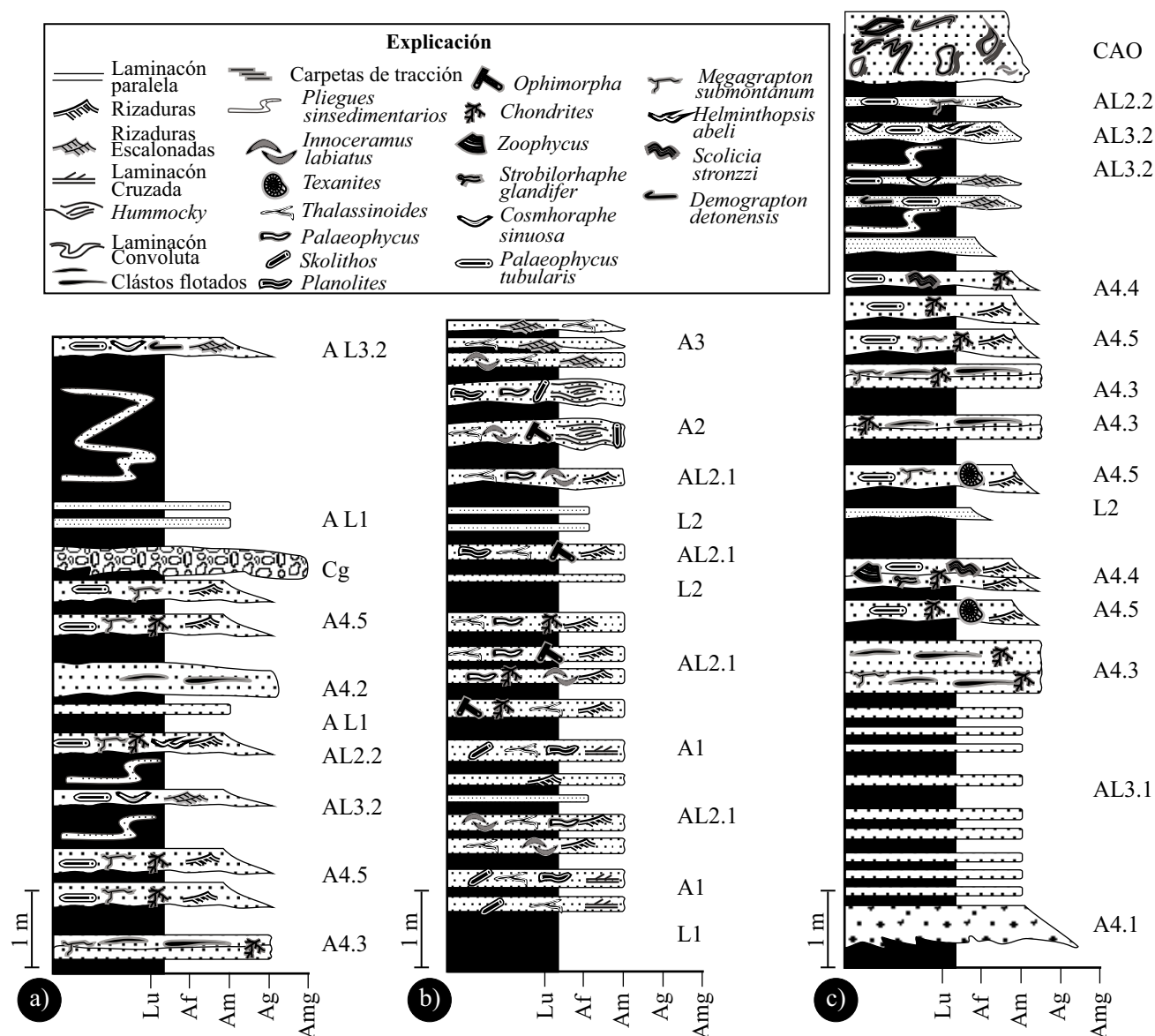


Figura 5. Detalle de los perfiles sedimentológicos-estratigráficos que muestran las relaciones estratigráficas de las diferentes facies y subfacies documentadas en el presente trabajo. a) perfil Tierras Blancas 1; b) perfil Cerro Bola y c) perfil Tierras Blancas 2. Lu: lutita, Af: arenisca de grano fino, Am: arenisca de grano medio, Ag: arenisca de grano grueso, Amg: arenisca de grano muy grueso.

Planolites sp., *Chondrites* sp., *Ophiomorpha* sp., *Paleophycus* sp., *Megagraption submontanum*, *Palaeophycus* sp., *Scolicia strozzi*, y *Zoophycus* sp.

Facies A1: Arenisca con laminación cruzada tangencial

La facies A1 se constituye por areniscas de grano fino a medio con laminación cruzada tangencial con ángulos de inclinación de las laminaciones que varían de 35° a 20°, con espesores de conjuntos variables de 15 a 20 cm. Los estratos son delgados a medianos con geometría externa tabular y acuñada (Figuras 4b), con límites rectos y concordantes. Microfallas sintéticas de tipo normal con desplazamiento que varía de 0.5 a 1 cm, moderadamente espaciadas (~1 cm), son comunes hacia la cima de los estratos. Surcos de erosión, marcas de arrastre y marcas saltación de partículas son frecuentes en la base de los estratos. El IB es escaso (IB 1) representado por los icnogéneros de *Skolithos* sp., *Thalassinoides* sp., *Planolites* sp., situados en la base y

en la parte media de los estratos. La facies se distribuye en toda el área de estudio, donde sobreyace de manera concordante a las facies A2, L1, y a la subfacies A4.2, AL3.1, subyace concordantemente a la facies A2, y a la subfacies A4.2 (Figura 5b). La facies A1 se interpreta como la migración de dunas o rizaduras con línea de cresta en forma de cuerno o media luna, asociadas con un régimen de flujo crítico. El desarrollo de fallas normales indica procesos de deformación sinsedimentaria del sedimento semiconsolidado, posterior o durante la generación de las laminaciones cruzadas. El conjunto icnofaunístico documentado en la facies A1 está relacionado con organismos que se alimentan del depósito y del sedimento en suspensión, así como carnívoros pasivos.

Facies A2: Arenisca con estratificación cruzada tipo hummocky o swaley

La facies A2 está representada por areniscas de grano medio a grueso con estratificación cruzada tipo *hummocky* (HCS) o *swaley*

(SCS), en estratos medianos con geometría tabular que lateralmente se acúan. La HSC se presenta en conjunto de laminaciones de bajo ángulo ($<10^\circ$) con espesor de 5 a 7 cm, se truncan dando un aspecto hamacado (Figura 4d). En la base de los estratos se presenta gradación normal con fragmentos retrabajados de *Inoceramus labiatus* y surcos de erosión de manera aislada. El IB varía de escaso a poco común (IB 1–2), conformado por los icnogéneros de *Thalassinoides* sp., *Skolithos* sp., *Planolites* sp., *Palaeophycus* sp., y ocasionalmente *Ophiomorpha* sp., situados en la base de los estratos (Figura 4e). La facies A2 aflora en el perfil Tierras Blancas 2, donde sobreyace de manera erosiva a la subfacies AL2.1, y subyace de forma concordante a la facies L2 y a la subfacies AL2.1 (Figura 5b). La facies A2 representa la interacción del oleaje y tormentas (corrientes intensamente oscilatorias) con sedimentos del tamaño de arenas finas a medias procedentes de la zona profunda de la plataforma abierta (*offshore*) que se depositaron dentro de la zona de rompiente (*shoreface*). El ensamble icnofaunístico está representado por organismos que se alimentan del sustrato y del material en suspensión.

Facies A3: Arenisca con rizaduras escalonadas y *Thalassinoides* sp.

La facies A3 consiste de areniscas del tamaño de arenas finas en estratos delgados con geometría tabular y bases erosivas. Esta facies incluye rizaduras escalonadas con longitudes de onda entre 13 y 18 cm, con espesores que oscilan de 10 a 5 cm, en conjunto de laminaciones de 7–15 cm (Figura 4f). El IB es de escaso a ausente (IB 0–1), y está representado por trazas de *Thalassinoides* sp. (Figura 4g). En la base de los estratos se presentan marcas de arrastre de partículas y surcos de erosión. Esta facies se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1 y 2, donde sobreyace concordantemente a la facies A1 y a la subfacies AL2.1, y subyace de la misma forma a la subfacies AL2.1 (Figura 5b). La facies A3 representa el transporte de sedimentos por corrientes de fondo con altas tasas de sedimentación de la carga en suspensión, dentro de un régimen de flujo subcrítico.

Facies A4: Arenisca con estratificación gruesa a media

La facies A4 incluye areniscas de grano medio a gruesos en estratos gruesos a medianos con morfología tabular y acuñada. Los estratos arenosos pueden exhibir laminación paralela, rizaduras, clastos flotados o masivos. El IB varía de ausente a moderado, representando por los icnogéneros de *Megagraption submontanum*, *Palaeophycus* sp., *Chondrites* sp., *Scolicia strozzii*, *Planolites* sp., *Zoophycus* sp. Los contactos entre los estratos son concordantes, erosivos y ocasionalmente amalgamados. Las características sedimentológicas e icnológicas que exhibe la facies A4, permiten diferenciarla en cinco subfacies (Figura 5c).

Subfacies A4.1: Arenisca masiva en estratos acuñados con límites erosivos. La subfacies A4.1 se conforma por areniscas de grano grueso en estratos medianos a delgados con geometría acuñada, y límites erosivos (Figura 6c). Los surcos de erosión son comunes hacia la base de los estratos (Figura 4h). La A4.1 se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1 y 2, Gallineros y Cerro Bola, donde sobreyace de manera erosiva a la subfacies AL2.2, y subyace de forma concordante a la subfacies AL3.1 (Figura 5c). Esta subfacies se interpreta como el depósito rápido de sedimento transportado en suspensión durante el proceso de depósito de corrientes turbidíticas de alta densidad y corta estabilidad (*cf.*, Baas, 2004).

Subfacies A4.2: Arenisca masiva en estratos gruesos amalgamados con clastos flotados. Las areniscas de la subfacies A4.2 son de grano grueso en estratos gruesos con geometrías tabulares, frecuentemente amalgamados (Figura 5a); clastos flotados de lutita son frecuentes (Figura 6a). El IB es ausente (IB 0). La A4.2 aflora en las localidades de Tierras Blancas 1 y 2 y Gallineros, donde sobreyace de manera

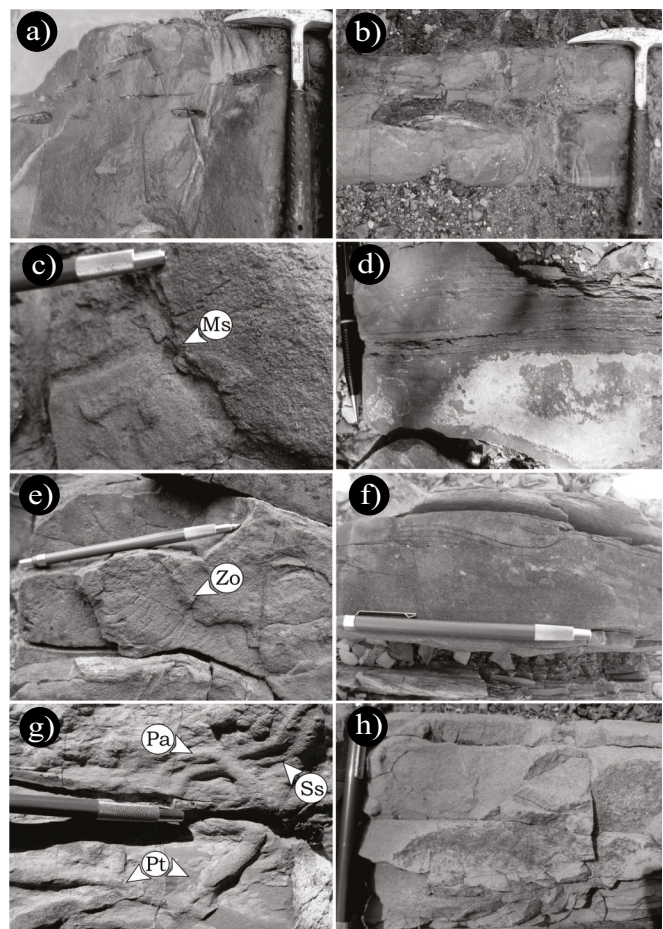


Figura 6. Fotografías que muestran las características sedimentológicas e icnológicas de: a) arenisca de grano grueso masiva con clastos flotados de la subfacies A4.2; b) arenisca conglomerática con grandes clastos flotados de la subfacies A4.3; c) icnogénero Ms= *Megagraption submontanum* en la subfacies A4.3; d) areniscas con gradación normal y/o inversa de manera cíclica y laminaciones paralelas de la subfacies A4.4; e) icnogénero Zo= *Zoophycus* sp., en la subfacies A4.4; f) areniscas con gradación normal y rizaduras asimétricas de la subfacies A4.5; g) icnogéneros de Pa= *Paleophycus* sp., Pt= *Paleophycus tubularis* y Ss= *Scolicia strozzii* en la subfacies A4.5; y h) areniscas masivas de grano medio de la facies AL1.

concordante a las subfacies A4.3, A4.4 y subyace a las subfacies A4.4 y A4.5 de forma transicional y concordante. Esta subfacies representa el depósito rápido del sedimento, asociado a fricción intergranular desarrollada hacia la base de una corriente turbidítica de baja densidad que desarrolla un exceso de turbulencia durante el brinco hidráulico (*cf.*, Pickering y Hiscott, 2016).

Subfacies A4.3: Arenisca conglomerática masiva con estratificación delgada. La subfacies A4.3 se caracteriza por areniscas conglomeráticas, en estratos delgados con morfología tabular y contactos erosivos (Figuras 5a y 5c). Acumulaciones de granulos, surcos de erosión y marcas de arrastre de partículas son comunes a la base de los estratos. Clastos flotados de lutita están presentes hacia la base y la parte media de los estratos (Figura 6b). El IB varía de ausente a moderado (IB 0–3), conformado por los icnogéneros de *Megagraption submontanum* y *Chondrites* sp., presentes a la base y parte media de los estratos (Figura 6c). La subfacies A4.3 se distribuye en los afloramientos de Tierras Blancas 1 y 2, Gallineros y Cerro Bola, donde sobreyace de manera erosiva a la subfacies A4.2 y subyace concordantemente a la subfacies

A4.5 (Figuras 5a y 5c). La subfacies A4.3 se interpreta como un *lag*, en donde el mecanismo de transporte de sedimentos está relacionado con fuertes corrientes de fondo de alta densidad.

Subfacies A4.4: Arenisca con gradación normal y/o inversa y laminaciones paralelas. La subfacies A4.4 se conforma por areniscas de grano grueso a medio en estratos medianos con geometría tabular (Figura 5c). Las areniscas de estas subfacies desarrollan gradación normal e inversa de manera cíclica y laminaciones. Clastos flotados de lutita son comunes en la parte media y en la cima de los estratos (Figura 5d). Los surcos de erosión y marcas de arrastre son frecuentes hacia la base de los estratos. El IB varía de bajo a moderado, y está representado por trazas de los icnogéneros de *Zoophycus* sp., *Chondrites* sp., *Scolicia strozii*, *Palaeophycus tubularis*, *Planolites* sp., *Strobilorphaphe glandifer*, *Protopaleodictyon spinata* (Figura 5e). Esta subfacies muestra características similares con la facies B2.1 de Pickering y Hiscott (2016), lo que permite interpretarla como un depósito relacionado con el congelamiento sucesivo de carpetas de tracción situadas hacia la base de corrientes turbidíticas de alta concentración. Las trazas fósiles están relacionadas con organismos que se alimentan del sustrato y del material en suspensión, además de organismos colonizadores.

Subfacies A4.5: Arenisca con gradación normal y rizaduras asimétricas. La subfacies A4.5 consiste de areniscas gruesas a finas en estratos delgados a medianos con geometrías tabulares, ocasionalmente irregulares (Figuras 5a y 5c). La gradación normal y las rizaduras asimétricas con longitudes de onda entre de 15 y 10 cm y alturas que varían de 7 a 10 cm, que desarrollan avalanchas de gravas sobre su zona de depósito (Figura 6f), son características de esta subfacies. Surcos de erosión, marcas de arrastre de partículas y concentraciones de gránulos son comunes hacia la base de los estratos. El IB varía de moderado a común, y está conformado por los icnogéneros de *Palaeophycus tubularis*, *Planolites* sp., y *Megagraption submontanum*, situados hacia la base y la parte media de los estratos (Figura 6g). Esta subfacies se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1 y 2, Gallineros y Salaverna, donde sobreyace de forma concordante a la subfacies A4.2, A4.4 y subyace de la misma forma a la subfacies AL2.2, AL3.2. La subfacies A4.5 representa el decaimiento paulatino de la suspensión relacionada con la dispersión de los granos. Las trazas fósiles están asociadas con organismos que se alimentan del depósito y del material en suspensión.

Clase de facies de areniscas lutíticas (CFAL)

La clase de facies de areniscas lutíticas representa el 40 % de las facies documentadas. Se caracteriza por intercalaciones de lutita y arenisca en una relación aproximada de 50–50 %. Los estratos de arenisca son delgados a medianos, con niveles completos o incompletos de la secuencia Bouma (Tabc, Tbcd, Tcde). Contiene también, pliegues sinsedimentarios y el IB varía de moderado a abundante (IB 3–5), representado por los icnogéneros de *Chondrites* sp., *Scolicia strozii*, *Strobilorphaphe glandifer*, *Palaeophycus tubularis*, *Cosmorhaphe sinuosa*, y *Megagraption submontanum*. La facies CFAL se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1 y 2, Gallineros y Cerro Bola (Figura 5a). La presencia o ausencia de la secuencia Bouma y el contenido icnofaunístico, permite diferenciar a esta clase de facies en tres facies y cinco subfacies.

Facies AL1: Arenisca lutítica masiva de estratificación mediana a muy delgada

La facies AL1 se caracteriza por la intercalación de lutita y arenisca (55–45 %). Las lutitas exhiben estratos delgados con laminación paralela en grupos de 0.5–1 cm. Las areniscas son de grano medio a fino, en estratos medianos a muy delgados con geometría ondulada y ocasionalmente tabular. Los clastos de lodos son comunes en los

estratos arenosos. Las estructuras de carga y marcas de arrastre de partículas son frecuentes hacia la base de los estratos (Figura 6h). El IB varía de moderado a abundante (IB 3–5), representado por trazas de *Scolicia strozii*, *Palaeophycus tubularis*, *Strobilorphaphe glandifer*, *Protopaleodictyon spinata*, y *Chondrites* sp. La facies AL1 se distribuye en los afloramientos de Salaverna, Tierras Blancas 1 y 2 y Gallineros, donde subyace concordantemente a las subfacies AL2.2, AL3.2 y sobreyace de la misma manera a las subfacies A4.5, AL2.2, AL3.2 (Figura 5a). Esta facies representa el depósito en masa, resultado del exceso de fricción intergranular o por el aumento de la cohesión entre los granos, en donde el transporte de sedimentos se efectuó por corrientes turbidíticas de alta concentración, ricas en lodos o por flujos de escombros arenosos. Las trazas fósiles se relacionan con organismos que se alimentan del sustrato en condiciones de moderado a alto régimen de flujo (*cf.*, Heard y Pickering, 2008; Zhang *et al.*, 2008).

Facies AL2: Arenisca lutítica de estratificación media

La facies AL2 está constituida por intercalaciones de arenisca de grano grueso a medio con estratificación mediana y lutita en estratos medianos a delgados. La gradación normal, laminaciones paralelas y rizaduras son comunes en los niveles arenosos, mientras que en los niveles de lutita se desarrollan laminaciones paralelas. El IB varía de bajo a abundante (IB 2–4), conformado por los icnogéneros de *Thalassinoides* sp., *Chondrites* sp., *Ophiomorpha* sp., *Palaeophycus* sp., *Planolites* sp., *Palaeophycus tubularis*, *Palaeophycus heberti*, *Megagraption submontanum*, *Helmenthopsis abeli* (?) y *Cosmorhaphe sinuosa* (Figura 5b), situados hacia la base de los estratos arenosos, y en la parte media y la cima de los niveles de lutita. La facies AL2 se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1 y 2, Gallineros, Cerro Bola y Salaverna. Las características sedimentológicas e icnológicas permiten dividir a la facies AL2 en dos subfacies (Figura 5b).

Subfacies AL2.1: Arenisca lutítica con gradación normal, laminación paralela, rizaduras e icnofósiles someros. La subfacies AL2.1 consiste de una alternancia rítmica de arenisca y lutita en relaciones aproximadas de 45–55 %. Las areniscas son de grano medio a fino, en estratos delgados a medianos con geometría tabular, ocasionalmente ondulada. La gradación normal y laminaciones paralelas en grupos de 3–7 cm. son comunes en los estratos de areniscas. Estas estructuras gradan a rizaduras asimétricas con línea de cresta sinuosa que exhiben una longitud de onda entre 10 y 15 cm, y 8 cm de altura (Figura 7a). Las bases de los estratos son erosivas con pequeños surcos de erosión y escasas marcas de arrastre de partículas. El IB varía de poco común a común (IB 2–4), y está representado por los icnogéneros de *Paleophycus* sp., *Planolites* sp., *Thalassinoides* sp., *Ophiomorpha* sp., y *Chondrites* sp., ubicados hacia la base de los estratos de arenisca, y en la parte media de los niveles de lutita (Figura 7b). La subfacies AL2.1 se distribuye en toda el área de estudio, donde sobreyace concordantemente a las facies A2, y subyace concordantemente a las facies A3 y a la subfacies A4.3 (Figura 5b). Esta subfacies representa el decaimiento total y disminución paulatina de la velocidad del flujo, asociado con la diferencia de densidades de los granos transportados en suspensión seguido por un proceso de transporte en tracción y saltación, que favorece el desarrollo de laminaciones paralelas y rizaduras dentro de un régimen de flujo crítico a subcrítico. La asociación icnofaunística sugiere la presencia de organismos que se alimentaban del material en suspensión y del sustrato, adaptables a condiciones de moderado a alto régimen de flujo (*c.f.*, Hansen y MacEachern, 2008; Buatois *et al.*, 2012; Angulo y Buatois, 2012).

Subfacies AL2.2: Arenisca lutítica con gradación normal, laminaciones paralelas, rizaduras e icnofósiles profundos. La subfacies AL2.2 se caracteriza por una intercalación de estratos de arenisca y lutita en proporciones de 65–45 %. Los estratos de arenisca son de grano

grueso a fino con estratificación mediana y geometría tabular, con contactos erosivos o concordantes. La gradación normal, laminación paralela en grupos de 5 a 7 cm, rizaduras asimétricas con longitudes de onda de 13 a 17 cm y una altura de 3 a 5 cm, y laminación convoluta son comunes en los estratos arenosos (Tc; Figura 7c). Los surcos de erosión, marcas de arrastre de partículas y estructuras de carga son frecuentes hacia la base de los estratos arenosos. Los niveles de lutita presentan espesores delgados, con laminación paralela en grupos de 0.3 a 0.5 cm. El IB es moderado (IB 3), conformado por los icnogéneros de *Palaeophycus tubularis*, *Helmenthopsis abeli* (?), *Cosmorhaphie sinuosa* y *Megagraption submontanum*, distribuidos hacia la base de los estratos de arenisca y en la parte media y cima de los niveles de lutita (Figura 7d). Esta subfacies aflora en los perfiles de Tierras Blancas 1 y 2, y Gallineros, donde subyace de manera concordante a las subfacies A4.3, AL3.2 y sobreyace de manera erosiva a la facies AL1 y a las subfacies A4.3, AL2.2, AL3.2 (Figuras 5a y 5c). La subfacies AL2.2 se interpreta como el depósito de corrientes turbidíticas de alta densidad.

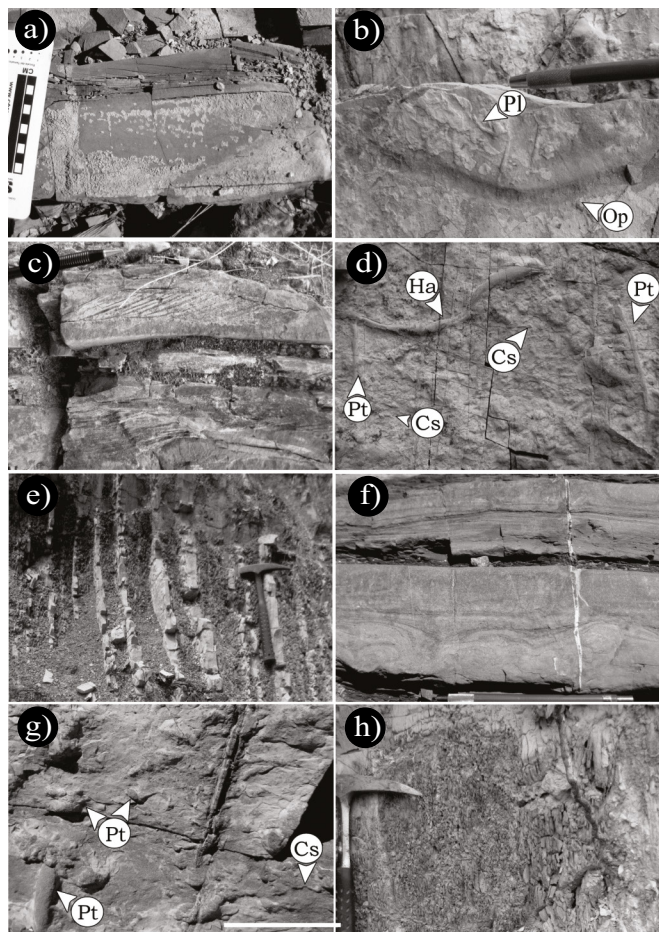


Figura 7. Fotografías que muestran las características sedimentológicas e icnológicas de: a) arenas con gradación normal, laminaciones paralelas y rizaduras asimétricas de las subfacies AL2.1; b) icnogéneros de Pl= Planolites sp., y Op= Ophiomorpha sp., en la subfacies AL2.1; c) arenas con gradación normal, laminaciones paralelas y rizaduras de las subfacies AL2.2; d) icnogéneros de Cs= Comorhaphie sinuosa, Pt= Paleophycus tubularis y Ha= Helmenthopsis abeli en la subfacies AL2.2; e) intercalaciones de lutitas y arenas de la subfacies AL3.1; f) arenas con laminaciones paralelas y laminación convoluta de las subfacies AL3.2; g) icnogéneros de Pt= Paleophycus tubularis y Cs= Comorhaphie sinuosa en la subfacies AL3.2; h) limolitas masivas interestratificadas con paleosuelos de las facies L1.

Facies AL3: Arenisca lutítica de estratificación delgada

La facies AL3 se caracteriza por estratos delgados de arenisca intercalados con lutita. Los estratos arenosos pueden mostrar laminación paralela, rizaduras escalonadas, laminación convoluta y un IB que varía de ausente a moderado (IB 0–3). El conjunto icnofaunístico incluye trazas de *Cosmorhaphie sinuosa*, *Palaeophycus tubularis* y *Desmograption dertonensis*, distribuidos hacia la base de los estratos de arenisca, y en la parte media y cima de los niveles de lutita. La facies AL3 se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1 y 2, Gallineros, Cerro Bola y Salaverna. Las variaciones sedimentológicas e icnológicas permiten dividir a la facies AL3 en dos subfacies.

Subfacies AL3.1: Arenisca lutítica con laminación paralela y estructuras de licuefacción. La subfacies AL3.1 se caracteriza por una alternancia de arenisca y lutita en una relación ~45–55 %. Los estratos de arenisca de grano medio son delgados con geometría tabular, exhiben laminaciones paralelas en grupos de 3–5 cm, definidas por minerales oxidados. Las estructuras de disco y los volcanes de arena con diámetros de 4 cm, son comunes, y están conformados por pequeños diques de arenas gruesas con longitudes de 3 a 4 cm de longitud (Figura 7e). La lutita muestra estratos delgados con laminación paralela en grupos de 0.3 a 1 cm. La subfacies AL3.1 se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1 y 2, y Gallineros, donde sobreyace en forma erosiva a la subfacies A4.1 y subyace concordantemente a las facies A2 (Figura 7c). Esta facies se interpreta como un depósito relacionado con la segregación grano a grano favorecido por las diferencias de densidades entre los granos que viajan en suspensión y, depositados en áreas cercanas a la interfase agua-sedimento-aire, con procesos de subsidencia continua (cf., Owen, 2003).

Subfacies AL3.2: Arenisca lutítica con laminación paralela, rizaduras escalonadas y/o laminación convoluta. La subfacies AL3.2 está constituida por alternancias de arenisca y lutita en relaciones promedio de 45–55 %. Los estratos de arenisca son de grano fino a medio con desarrollo de laminaciones paralelas, rizaduras asimétricas con línea de cresta sinuosa, rizaduras escalonadas y laminación convoluta, y ocasionalmente estratificación cruzada del tipo tangencial. Los surcos de erosión y estructuras de carga son comunes hacia la base de estos estratos (Figura 7f). Los niveles de lutitas son delgados a medianos con laminaciones paralelas. El IB varía de moderado a común (IB 3–4), y está representado por los icnogéneros *Desmograption dertonensis*, *Cosmorhaphie sinuosa* y *Palaeophycus tubularis*, distribuidos hacia la base de los estratos de arenisca, y en la parte media y la cima de los niveles de lutita (Figura 7g). La subfacies AL3.2 se distribuye en los afloramientos Tierras Blancas 1 y 2, y Gallineros, donde subyace y sobreyace de manera concordante a las facies AL2.2 y FL2 (Figuras 5a y 5c). La subfacies AL3.2 representa un depósito de corrientes turbidíticas de baja densidad o corrientes de fondo en áreas confinadas o donde se pierde la presión de confinamiento (cf., Pickering y Hiscott, 2016). Los fósiles traza están relacionados con organismos que se alimentaban del material en suspensión y del sustrato, y que posiblemente eran generadores de nichos (cf., Zhang et al., 2008; Heard y Pickering, 2008; Pickering y Hiscott, 2016).

Clase de facies lutítica (CFL)

La clase de facies lutítica constituye el 25 % de total de facies en el área de estudio. Se caracteriza por intercalaciones de limolita masiva, lutita laminada y arenisca con estratificación muy delgada a delgada, sin desarrollo de trazas fósiles. Se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1 y 2, y Salaverna. Las características sedimentológicas que la CFL presenta, permiten dividirla en dos facies.

Facies L1: Limolitas masivas

La facies L1 está representada por limolitas masivas interestratificadas con paleosuelos constituidos por material fino de color blanco no

diferenciado (Figura 7h). La facies L1 se distribuye en los afloramientos Tierras Blancas 1 y Salaverna, donde subyace de manera concordante a las facies A1 y L2, y sobreyace discordantemente a la subfacies AL2.2 (Figura 6b). La facies L1 representa un depósito de suspensión por la segregación grano a grano dentro de la interfase agua-aire-sedimento con largos períodos de exposición subaérea (cf., Wright *et al.*, 1990).

Facies L2: Lutitas laminadas intercaladas con areniscas

La facies L2 está constituida por intercalaciones de lutita laminada con estratos de arenisca de grano medio a muy fino con morfología tabular y ondulada. Las laminaciones paralelas de régimen de flujo superior y las rizaduras asimétricas con línea de cresta sinuosa son comunes en los niveles arenosos (Figura 8a). Esta facies se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 1 y 2, Gallineros, Cerro Bola y Salaverna, donde sobreyace y subyace de manera concordante a las subfacies AL2.2 y AL3.2 (Figuras 5a y 5c). La facies L2 representa un depósito asociado con la disminución paulatina de un régimen de flujo crítico a subcrítico, que favorece la segregación grano a grano del material transportado en suspensión.

Facies CAO: Areniscas y lutitas con estratos contorneados

La facies CAO se caracteriza por intercalaciones de areniscas y lutitas con relaciones variables, dentro de estratos contorneados y pliegues sinsedimentarios centimétricos a decimétricos (Figuras 8a-8d). Las areniscas son de grano grueso a fino con rizaduras asimétricas, rizaduras escalonadas y ocasionalmente laminación y estratificación convoluta (Figuras 8a-8b). Los clastos exóticos de caliza y de las facies A1, A2, AL2, y L2 son comunes dentro de esta facies (Figuras 8e-8f). Los pliegues sinsedimentarios muestran ejes verticales con orientaciones preferenciales N-S, similares a los ejes documentados en las laminaciones convoluta, con flancos paralelos y ángulos interflanco cerrados y abiertos que varían de 50° a 5° (Figuras 8c-8d). En estos depósitos es común la presencia de impresiones de *Inoceramus labiatus*

e icnofósiles documentados en las facies A1, A2, y AL2, y L2, y en la subfacies AL2.1 y AL3.1. El conjunto icnofaunístico alóctono consiste de *Planolites* sp., *Thalassinoides* sp., y *Paleophycus* sp. El espesor de la facies CAO varía de 250 a 400 m. Se distribuye en los perfiles Tierras Blancas 2 y Gallineros, donde sobreyace discordantemente a las facies AL2.2 y subyace concordantemente a las lutitas de la Formación Parras (Figura 7c). La facies CAO se interpreta como depósitos de complejos de transporte de masas (cf., Stow *et al.*, 1996; Pickering y Corregidor, 2005; Pickering y Hiscott, 2016) derivados directamente de la plataforma.

Asociaciones de facies y su interpretación ambiental

Asociación de facies 1: Frente deltaico influenciado/dominado por ríos

La asociación de facies (AF) 1 está constituida por las facies A1, A3, L2 y las subfacies AL2.1, y AL3.1, dispuestas en sucesiones grano y estrato crecientes con morfologías tabulares y continuas (Figura 9a). El IB varía de ausente a poco común (IB 0–2), con un ensamble icnofaunístico conformado por los icnogéneros de *Skolithos* sp., *Thalassinoides* sp., *Planolites* sp. y *Palaephycus* sp. El espesor estratigráfico de la AF1 es de ~9 m, sobreyace y subyace concordantemente a la AF3 y a la AF4, respectivamente, en los perfiles Salaverna y Tierras Blancas I y 2. La AF1 se interpreta como depósitos proximales de frente deltaico influenciado/dominado por ríos (Figura 9a). La asociación de estructuras sedimentarias sugiere fluctuaciones en la turbulencia, favorecidas por procesos hiperpicnales derivados de los montículos riverieños, que hacen inestables el frente deltaico (e.g., gradación inversa y normal; Plink-Björklund y Steel, 2004). Los esporádicos procesos de mezcla entre los procesos fluviales, de tormentas y oleaje en la zona del frente deltaico, están registrados por la presencia de rizaduras simétricas y laminación cruzada, mientras las fallas sinsedimentarias del tipo normal indican procesos de subsidencia continua (cf., Bhattacharya y Davies, 2001). Los bajos IB

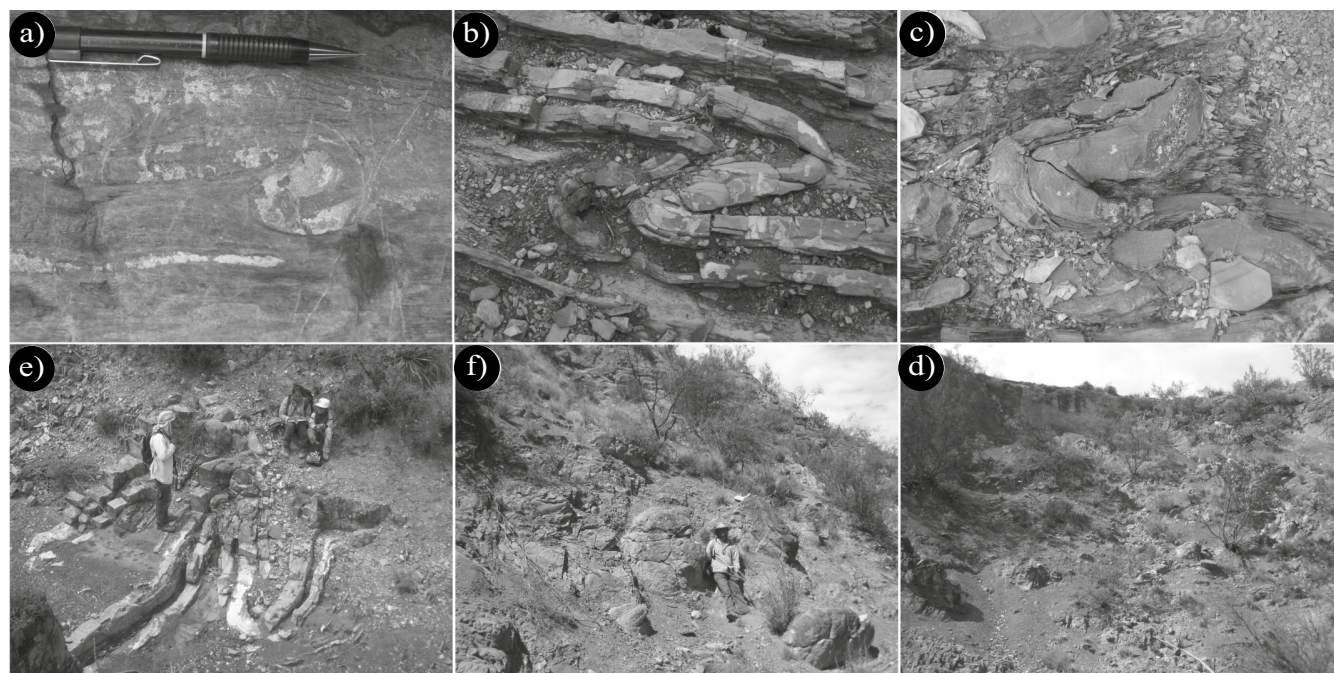


Figura 8. Fotografías que muestran las características sedimentológicas de la facies de areniscas y lutitas con estratos contorneados (CAO): a) laminación convoluta con eje de pliegue vertical; b) y c) estratos contorneados con ejes de pliegue subverticales y verticales, respectivamente; d) estratificación convoluta a gran escala caracterizada por ejes de pliegues verticales; e) y f) bloques exóticos de las facies A3, A2.

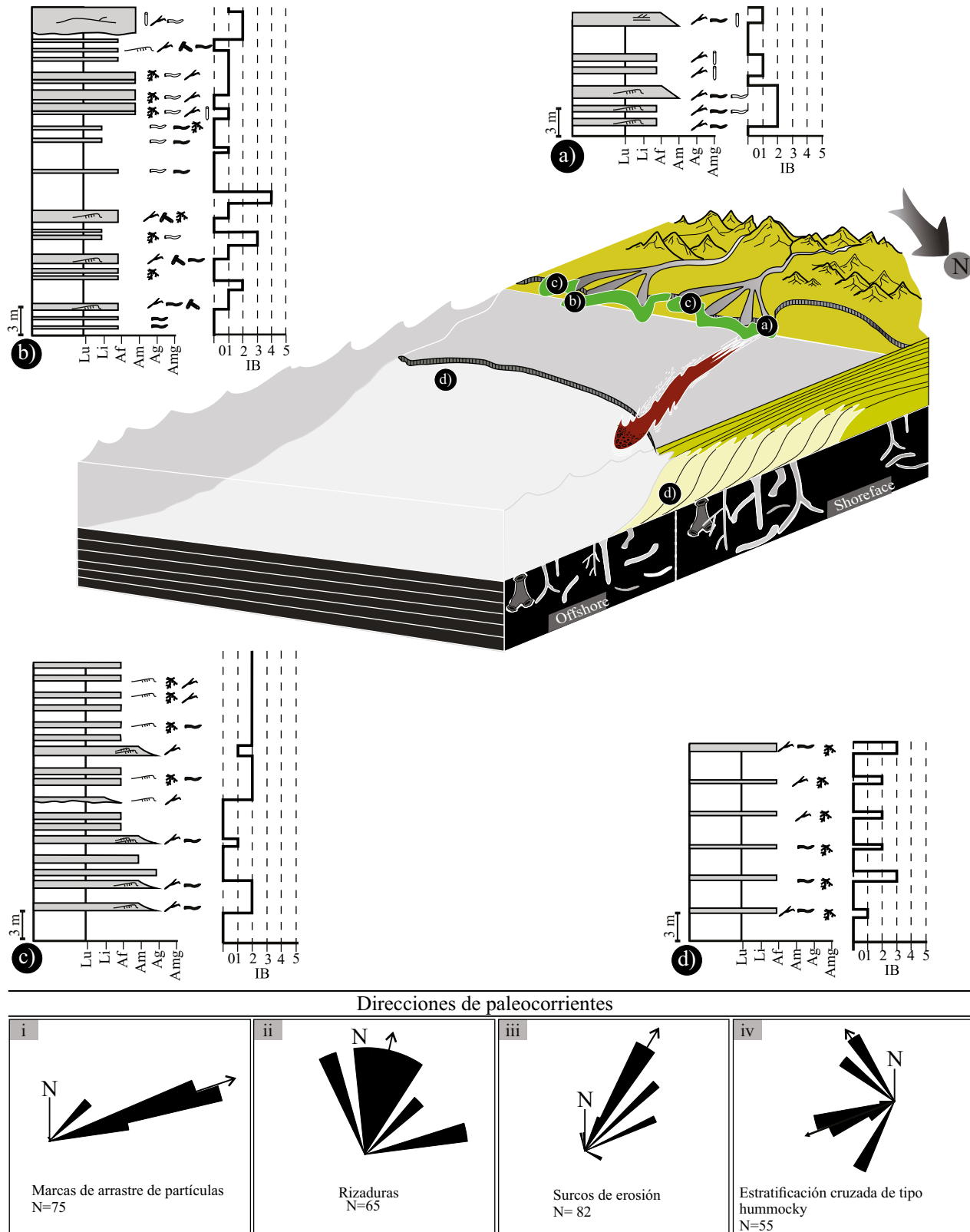


Figura 9. Perfiles sedimentológicos y modelo de depósito que detallan las características de las asociaciones de facies dentro de un sistema de línea de costa deltaica: a) depósitos de frente deltaico influenciado por ríos de la AF1; b) depósitos de frente deltaico influenciado por oleaje de la AF2; c) depósitos de sistemas de montes de barras distributarias de la AF3; d) depósitos de prodelta de la AF4. Diagramas de roseta que muestran las direcciones de paleocorrientes de los diferentes subambientes de línea de costa de tipo deltaica: i) marcas de arrastre de partículas; ii) rizaduras; iii) surcos de erosión y iv) estratificación cruzada de tipo hummocky. IB denota el Índice de Bioturbación. Lu: lutita, Li: limolita, Af: arenisca de grano fino, Am: arenisca de grano medio, Ag: arenisca de grano grueso, Amg: arenisca de grano muy grueso. Explicación de la simbología en la Figura 3.

y las trazas fósiles indican períodos de sedimentación en condiciones de alta energía altamente estresantes. El ensamble icnofaunístico es característico de organismos que se alimentan del depósito en condiciones altamente estresantes dentro de un régimen de alta energía, tales como los sistemas de frente deltaico influenciados/dominados por ríos, situándola dentro de la Icnofacies de *Cruziana* en su expresión proximal a media (Figura 10a).

Asociación de facies 2: Frente deltaico influenciado/dominado por oleaje

La AF2 está conformada por las facies A1 y A2 y la subfacies AL2.1, dispuestas en sucesiones grano y estrato crecientes que se acuñan lateralmente. El IB varía de ausente a común (IB 0–4; Figura 10b), representado por los icnogéneros de *Thalassinoides* sp., *Palaeophycus* sp., *Planolites* sp., *Ophiomorpha* sp., *Skolithos* sp., *Chondrites* sp., con longitud que varía de 2 a 4 cm, y moderada diversidad. El espesor estratigráfico de la AF2 es de ~11 m, sobreyace de manera erosiva a la AF3 y AF2, y subyace concordantemente a la AF1 y AF2. Esta asociación de facies se interpreta como depósitos de frente deltaico influenciado/dominado por oleaje o tormentas en posición del rompiente del oleaje (shoreface) inferior-medio, dentro de una línea de costa deltaica (e.g., Gani *et al.*, 2008; Ocampo-Díaz, 2011; 2012; Figura 10b). Las características sedimentológicas de la AF2 sugieren procesos de inundación por flujos hiperpicnales que desarrollaron plumas flotantes post-tormentas y corrientes turbidíticas de baja densidad, las cuales favorecieron el desarrollo de rizaduras simétricas, estratificación cruzada de tipo hummocky y swaley, y el depósito de lodos carentes de bioturbación. El ensamble icnofaunístico sitúa a la AF2 dentro de la Icnofacies de *Cruziana* en su expresión distal y *Skolithos* en su expresión proximal. Las variaciones del IB y en la diversidad de las trazas, indican que la intensidad del oleaje favoreció un mayor aporte de oxígeno y nutrientes, controlando la salinidad, temperatura y turbidez del agua, permitiendo el desarrollo de trazas más grandes y mayor diversidad de icnogéneros. La ausencia de bioturbación está relacionada con el desarrollo de flujos hiperpicnales e hipopicnales, que favorecen condiciones altamente estresantes (e.g., Hansen y MacEachern, 2008; Buatois *et al.*, 2012).

Asociación de facies 3: Montes de barras distributarias

La asociación de facies AF3 está compuesta por las facies A3 y las subfacies A4.1, AL2.1 y AL3.1, dispuestas en sucesiones grano y estrato decrecientes con morfologías lenticulares. El IB varía de ausente a bajo (IB 0–2), conformado por las trazas de *Thalassinoides* sp., *Planolites* sp. y *Chondrites* sp., que exhiben formas simples, subcilíndricas, constituidas frecuentemente por un brazo y esporádicamente ramificadas; de pequeña escala (longitud ~0.3–0.7 cm; diámetro ~0.3–0.5 cm; e.g., *Planolites* sp.). El espesor estratigráfico de la AF3 es de ~10 m, sobreyace de manera concordante a la AF2 y a la AF5, y subyace de la misma forma a la AF2. La AF 3 se interpreta como depósitos de montes de barras distributarias en un sistema deltaico influenciado/dominado por ríos/oleaje dentro de una línea de costa deltaica (Figura 9c). La AF3 está relacionada con períodos de inundación, decaimiento del sedimento transportado por plumas hipopicnales y el abandono temporal de los montes de barras (e.g., presencia de lodos entrampados). Las características morfológicas del ensamble icnofaunístico sitúan a la AF3 en la icnofacies de *Cruziana* bajo condiciones estresantes como lo indican la baja diversidad de icnogéneros y trazas (e.g., Hansen y MacEachern, 2008; Buatois *et al.*, 2012).

Asociación de facies 4: Prodelta

La AF4 está constituida por las facies A1, L1 y L2 dispuestas en sucesiones grano y estrato crecientes, con geometrías tabulares. El IB varía de moderado a abundante (IB 3–4; Figura 9d), conformado por los icnogéneros de *Planolites* sp., *Chondrites* sp., *Palaeophycus* sp.,

Planolites sp., y *Thalassinoides* sp. El espesor estratigráfico de la AF4 es de ~11 m, subyace y sobreyace concordantemente a la AF2, aflorando en los perfiles Salaverna, Tierras Blancas 1 y 2. La AF4 se interpreta como depósitos de prodelta en posición de mar abierto (offshore), dentro de una línea de costa deltaica. El predominio de facies lodosas representa el depósito del material fino derivado de plumas flotantes de tipo hipopicnales, concentradas en lodos dentro del piso de la cuenca, depositados dentro del prodelta o mar abierto (offshore) (e.g., Allison *et al.*, 2000). La incursión de las plumas flotantes hacia la cuenca favorece la disminución de nutrientes y cantidad de oxígeno disuelto en el agua, y modifican la salinidad del agua marina, desarrollando trazas pequeñas y poca diversidad de icnogéneros. El ensamble icnofaunístico de la AF4 le sitúan dentro de la Icnofacies de *Cruziana* en su expresión media a distal con características estresantes.

Asociación de facies 5: Canal submarino de tipo mixto

La AF5 está constituida por las facies Cg, L3 y por las subfacies A4.2, A4.3, A4.4, A4.5, AL2.2, dispuestas en sucesiones grano y estrato decrecientes, comúnmente amalgamados con morfología lenticular y bases erosivas con geometrías cóncavas hacia la cima (Figura 11a). El IB varía de ausente a moderado (IB 0–3), y está representado por los icnogéneros de *Palaeophycus* sp., *Palaeophycus tubularis*, *Cosmorhaphie sinuosa* y *Scolicia strozzii*. Las trazas son pequeñas a medianas (longitud 3–12 cm; diámetro: 0.2–0.5 cm), con morfologías horizontales, inclinadas, curvas, rectas, no ramificadas con esporádico relleno de material de arenas medias a finas, con baja a moderada diversidad icnofaunística. El espesor estratigráfico de la AF5 es de ~10 m, subyace concordantemente a la AF7 y AF8, y sobreyace de manera erosiva a la AF8, aflorando en las localidades Tierras Blancas 2, Gallineros y Cerro Bola. La AF5 representa depósitos de elementos de relleno de canal submarino de tipo mixto (s.s., Mutti y Normark, 1987), desarrollados por corrientes turbidíticas de alta y baja densidad. Las características icnológicas de la AF5 reflejan cambios constantes en el régimen de sedimentación y en las condiciones de energía del sistema de depósito, muy similares con aquellas documentadas en canales submarinos de tipo mixto (cf., Heard y Pickering, 2008; Pickering y Hiscott, 2016; Figura 12a).

Asociación de facies 6: Canal submarino de depósito

La AF6 está constituida por las subfacies A4.1, A4.4 y AL2.2, dispuestas en sucesiones grano y estrato decreciente, con morfologías lenticulares y bases erosivas que crean superficies irregulares y geometrías cóncavas hacia la cima (Figura 11b). El IB varía de ausente a escaso (IB 0–2), con baja diversidad de icnoespecies, representado por los icnogéneros de *Palaeophycus tubularis*, *Chondrites* sp. y *Megagraption submontanum*. El tamaño de las trazas varía de pequeño a medio (longitud: 5–15 cm; diámetro: 0.5–1 cm), con formas ramificadas y no ramificadas, horizontales, inclinadas y meándricas. La AF6 aflora en los perfiles Tierras Blancas 1 y 2, Gallineros y Cerro Bola, con un espesor estratigráfico de ~5m, donde subyace concordantemente a las AF7 y AF8, y sobreyace de manera erosiva a la AF7. La AF6 se interpreta como depósitos de elementos de relleno de canal submarino de depósito (cf., Mutti y Normark, 1987; Figura 11b), donde el transporte de sedimentos ocurrió por corrientes turbidíticas de alta y baja densidad. El bajo IB y la escasa diversidad de icnoespecies está relacionada con ensambles de icnofósiles postdepósito desarrollados dentro de regímenes de moderada a alta sedimentación (Figura 12b), situándola dentro de la Icnofacies de *Cruziana* en su expresión distal y de *Zoophycus* en su expresión arquétipica (Figura 12b).

Asociación de facies 7: Canal abandonado y desborde de canal

La AF7 está conformada por las subfacies A4.1, A4.2 y AL3.2, dispuestas en sucesiones grano y estrato decrecientes, con morfolo-

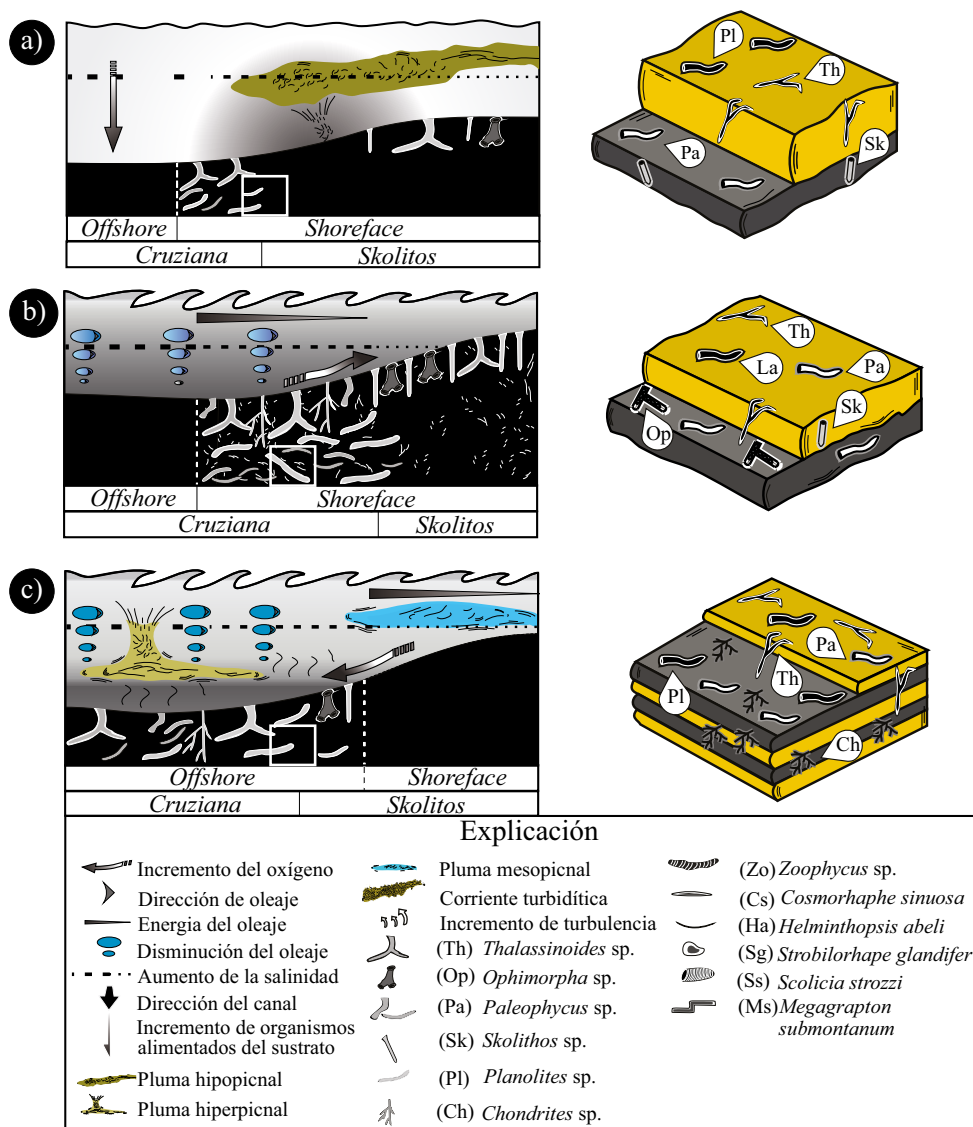


Figura 10. Modelos paleoecológicos y paleoambientales de la relación de los fósiles traza con el sustrato en los subambientes de: a) frente deltaico influenciado por ríos de la AF1; b) frente deltaico influenciado por oleaje de la AF2; y c) depósitos de montes de barras distributivas de la AF3 y sistemas de prodelta de la AF4.

gías tabulares que se acuñan lateralmente. El IB varía de ausente a moderado (IB 0–3), conformado por los icnogéneros de *Chondrites* sp., *Palaephycus* sp., *Planolites* sp. y *Scolicia strozzii*, que desarrollan trazas pequeñas a medianas (longitud: 1–7 cm; diámetro: 0.2–1 cm) y moderada diversidad, con morfologías horizontales, ocasionalmente verticales e inclinadas de forma subcilíndrica, predominantemente no ramificadas, con relleno de arenas medias a finas (Figura 12c). El espesor estratigráfico de la AF7 es de ~8 m, subyace erosiva y concordantemente a las AF5, AF6 y AF8, y sobryace concordantemente a las AF5 y AF6, aflorando en los perfiles Tierras Blancas 1 y 2, Gallineros y Cerro Bola. La AF7 representa depósitos de canales submarinos abandonados y desborde de canal (cf., Mutti y Normark, 1987), ocurridos por menguantes corrientes turbidíticas de baja densidad y baja concentración, que fueron transportadas, posiblemente, dentro de canales no confinados, sugerido por la presencia de turbiditas “CCC” (cf., Posamentier y Walker, 2006). El ensamble icnofaunístico sitúa a la AF7 dentro de la Icnofacies de *Cruziana* en su expresión distal y de *Zoophycus* en su expresión proximal (Figuras 11c y 12c).

Asociación de facies 8: Transición lóbulo-canal

La AF8 está constituida por las facies A7, A8, AL2 y AL3, que ocurren en sucesiones amalgamadas, dispuestas caóticamente, con morfología tabular que se acuñan lateralmente. El IB varía de ausente a escaso, conformado por los icnogéneros de *Palaephycus tubularis*, *Palaephycus* sp., *Chondrites* sp., *Scolicia strozzii* y *Megagraption submontanum* (Figura 11d). Las trazas son pequeñas a medianas (longitud: 2–17 cm; diámetro: 0.2–1 cm), con formas horizontales, verticales, ramificadas con relleno esporádico de material del tamaño de las arenas medias a finas, situadas hacia la base y parte media de los niveles arenosos y en la interfase lodos-arenas (Figura 12d). La AF8 muestra un espesor estratigráfico de ~10 m, subyace concordantemente a las AF7 y AF9 y sobryace de la misma forma a las AF7 y AF8; aflora en los perfiles Gallineros, Tierras Blancas 1 y 2, y Cerro Bola. La AF8 se interpreta como depósitos de la transición lóbulo-canal (cf., Mutti y Normark, 1987), causados por corrientes turbidíticas de alta densidad y alta concentración dentro de un sistema confinado, con posibles variaciones en el ángulo de la pendiente, por lo cual experimentan un brinco

hidráulico, favoreciendo con ello el incremento de la turbulencia. El ensamble incofaunístico está relacionado con organismos que habitan en condiciones de alta energía, donde los cambios de oxigenación, salinidad y nutrientes propician la poca diversidad de trazas y cambios en el IB, situándola dentro de la Icnofacies de *Cruziana* en su expresión distal y *Zoophycus* en su expresión arquetípica (Figuras 11d y 12d).

Asociación de facies 9: lóbulo deposicional

La AF9 está conformada por las facies A7, A8, A9, AL1, AL2, AL3 y L3, dispuestas en sucesiones grano y estrato crecientes con desarrollo de ciclos de compensación, con geometrías tabulares que ocasionalmente se acuñan lateralmente. El IB varía de común a abundante (IB 2–5; Figura 11e), representado por los icnogéneros de *Zoophycus* sp., *Scolicia strozzii*, *Strobiliorhaphe glandifer*, *Cosmorhaphe sinuosa*, *Helminthopsis abeli* (?) y *Megagraption submontanum*. Las trazas muestran una gran diversidad, con tamaños que varían de medianos a grandes (longitud: 5–17 cm; diámetro: 0.5–1.5 cm), situadas en la interfase lutitas-areniscas, y hacia la base y parte media de los estratos arenosos; con formas verticales, inclinadas, enrolladas, ramificadas y meándricas, con esporádico relleno de arenas medias a finas. El espesor estratigráfico de la AF9 es de ~13 m, subyace de forma concordante a la AF7 y sobreyace de la misma manera a las AF7 y AF8. La AF9 se interpreta como depósitos de lóbulo de depósito (cf., Mutti y Normark, 1987), desarrollados por corrientes turbidíticas de alta y baja densidad, así como corrientes de fondo, donde la inestabilidad de las corrientes turbidíticas y las variaciones en la morfología de la cuenca, favorecen el apilamiento vertical de estas sucesiones (cf., Mutti y Ricci-Lucchi, 1972; Mutti y Normark, 1987; Anderton, 1995). El ensamble icnofaunístico refleja condiciones físicoquímicas equilibradas, asociadas con escenarios de depósito estables de las corrientes turbidíticas y corrientes de fondo, que posibilitan el desarrollo de comunidades colonizadoras, situándola dentro de la icnofacies de *Cruziana* en su expresión distal y de *Zoophycus* en su expresión arquetípica (Figuras 11e y 12e).

Asociación de facies 10: Complejos de transporte de masas (CTM)

La AF10 está constituida por la facies CAO, dispuesta contornadamente que incluyen facies de aguas someras y de aguas profundas (e.g., A2 y A3). El espesor estratigráfico de la AF10 varía de ~250 m a ~400 m, sobreyace discordantemente a la AF7 y subyace concordantemente a las lutitas de la Formación Parras. La AF10 se interpreta como el depósito de un complejo de transporte de masas del tipo II (CTM del tipo II) ocurrido por medio de deslizamientos rotacionales o *slumps* derivados de la plataforma (cf., Stow et al., 1996; Pickering y Corregidor, 2005; Pickering y Hiscott, 2016; Figura 11e).

DISCUSIÓN

Historia de depósito de la Formación Concepción del Oro (Turoniano-Campaniano medio)

El análisis sedimentológico e icnológico realizado en la Formación Concepción del Oro, robustecido con las edades de generación de cizalla y pliegues documentados por Fitz-Díaz et al. (2014), y los cambios en la procedencia de esta unidad propuestos por Ocampo-Díaz et al. (2016a), permiten establecer seis estadios de sedimentación (ES) importantes, relacionados con la evolución del Sistema de Cuencas de Antepaís Mexicano (SCAM), los cuales son sintetizados en las Figuras 13 y 14.

Estadio de sedimentación 1: Instauración de línea de costa (Turoniano medio-tardío)

El marco paleogeográfico del centro y norte de México durante el

Turoniano medio a tardío, fue controlado por la acreción del terreno Guerrero desarrollado sobre la “placa Guerrero” (s. Boschman et al., 2018), favorecida por la subducción hacia el este de la placa de Farallón contra el núcleo de México (Figura 13). El proceso de acreción propició el desarrollo de un cinturón orogénico y de cuencas de antepaís en la región de la Mesa Central (Lawton et al., 2016; Martini et al., 2016; Ocampo-Díaz et al., 2016a, 2016b; Fitz-Díaz et al., 2018), favoreciendo cambios en los patrones de sedimentación de ambientes profundos, relacionados con calciturbiditas de la Formación Indidura, hacia depósitos marino-marginales de tipo línea de costa deltaica (Figura 14a). El incremento topográfico del cinturón orogénico favoreció el desarrollo de una flexura y subsidencia moderada en la cuenca y con ello el depósito y aporte de sedimentos clásticos derivados del oeste (e.g., arcos Nazas y Alisitos, y terreno Guerrero; Lawton et al., 2016; Ocampo-Díaz et al., 2016a). El aporte continuo, por sistemas fluviales, de sedimentos derivados de la cuña orogénica e intensificados por el régimen de subsidencia y los procesos intracuenca, tales como el oleaje, desarrollaron plumas hipopicales y flujos mesopicales, que favorecieron el desarrollo de sistemas deltaicos controlados/influenciados por ríos dentro de una línea de costa de tipo deltaica. Las direcciones de paleocorrientes en los depósitos de frente deltaico marcan una dirección de transporte hacia el ~NE30° (surcos de erosión; Figura 9), con patrones de dispersión que varían del ~NW10° al NE60° (estructuras de arrastre de partículas; Figura 9), mientras que los depósitos de montes de barras distributarias, presentan direcciones propagación de sedimentos con tendencias preferenciales hacia el NW20° al NE80° (Figura 9).

Estadio de sedimentación 2: Desarrollo de la línea de costa deltaica influenciada/controlada por ríos (Turoniano tardío- Coniaciano)

El continuo aporte de sedimentos durante el estadio de sedimentación 2 (ES2), propició la mayor generación de plumas hipopicales y mesopicales, definiendo completamente la línea de costa de tipo deltaica controlada/influenciada por ríos. Durante este tiempo, los procesos alocíclicos (e.g., oleaje y mareas) fueron muy bajos en relación con los autocíclicos (e.g., dimensión de los canales y aporte de sedimentos), desarrollándose la progradación de los frentes deltaicos y montes de barras distributarias en posición del rompiente del oleaje (*shoreface*) y del prodelta en posición del mar abierto (*offshore*) hacia la parte central de la cuenca (Figura 14b). Las direcciones de paleocorrientes indican que la progradación del frente deltaico se desarrolló hacia el NE30° (surcos de erosión; Figura 9), mientras que la acumulación de sedimento derivados de los montes de barras distributarias se efectuaron de manera oblicua a los canales con una dirección hacia el NE85° (laminación cruzada por la migración de rizaduras de corriente; Figura 9).

Estadio de sedimentación 3: Desarrollo de línea de costa influenciada/controlada por oleaje (Coniaciano temprano)

La continua progradación de los frentes deltaicos y prodeltas favorecieron el relleno de la cuenca y redujeron el espacio para el acomodo de los sedimentos, influyendo en la morfología de la cuenca y propiciando un mayor control de los procesos alocíclicos (e.g., oleaje). El control del oleaje y la falta de espacio para la acumulación de sedimentos en la cuenca favorecieron la agradación del sedimento transportado por flujos mesopicales hacia la línea de costa. Esta línea de costa de tipo deltaica influenciada/controlada por oleaje desarrolló frentes deltaicos influenciados/controlados por oleaje en posición del rompiente del oleaje (*shoreface*) y prodelta en posición del mar abierto (*offshore*) (Figura 14c). Durante este estadio de sedimentación, los procesos alocíclicos asociados con el tectonismo (e.g., crecimiento del cinturón orogénico), pudieron ser estables, lo cual estaría relacionado

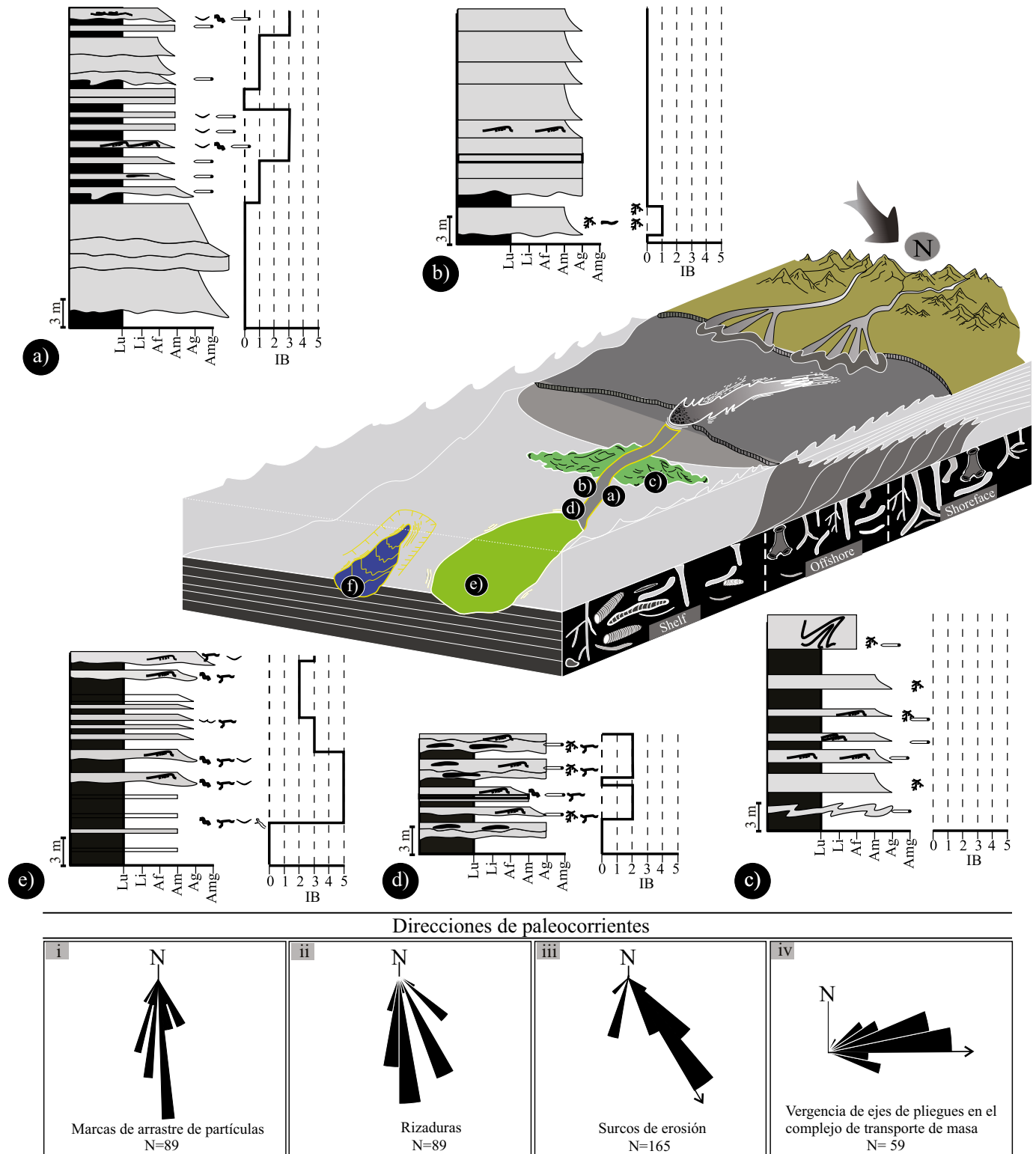


Figura 11. Perfiles sedimentológicos-estratigráficos que detallan las características sedimentológicas e icnológicas de: a) canal submarino de tipo mixto de la AF 5; b) canal submarino de tipo deposicional de la AF 6; c) canal abandonado o desborde canal de la AF 7; d) transición lóbulo-canal de la AF 8; e) lóbulo deposicional de la AF 9; y f) ubicación del CTM de tipo II. Diagramas de roseta de muestras las direcciones de paleocorrientes de los diferentes sistemas profundos en la región de Concepción del Oro: i) marcas de arrastre de partículas; ii) rizaduras; iii) surcos de erosión; y iv) dirección de transporte de los complejos de transporte en masas de tipo II.

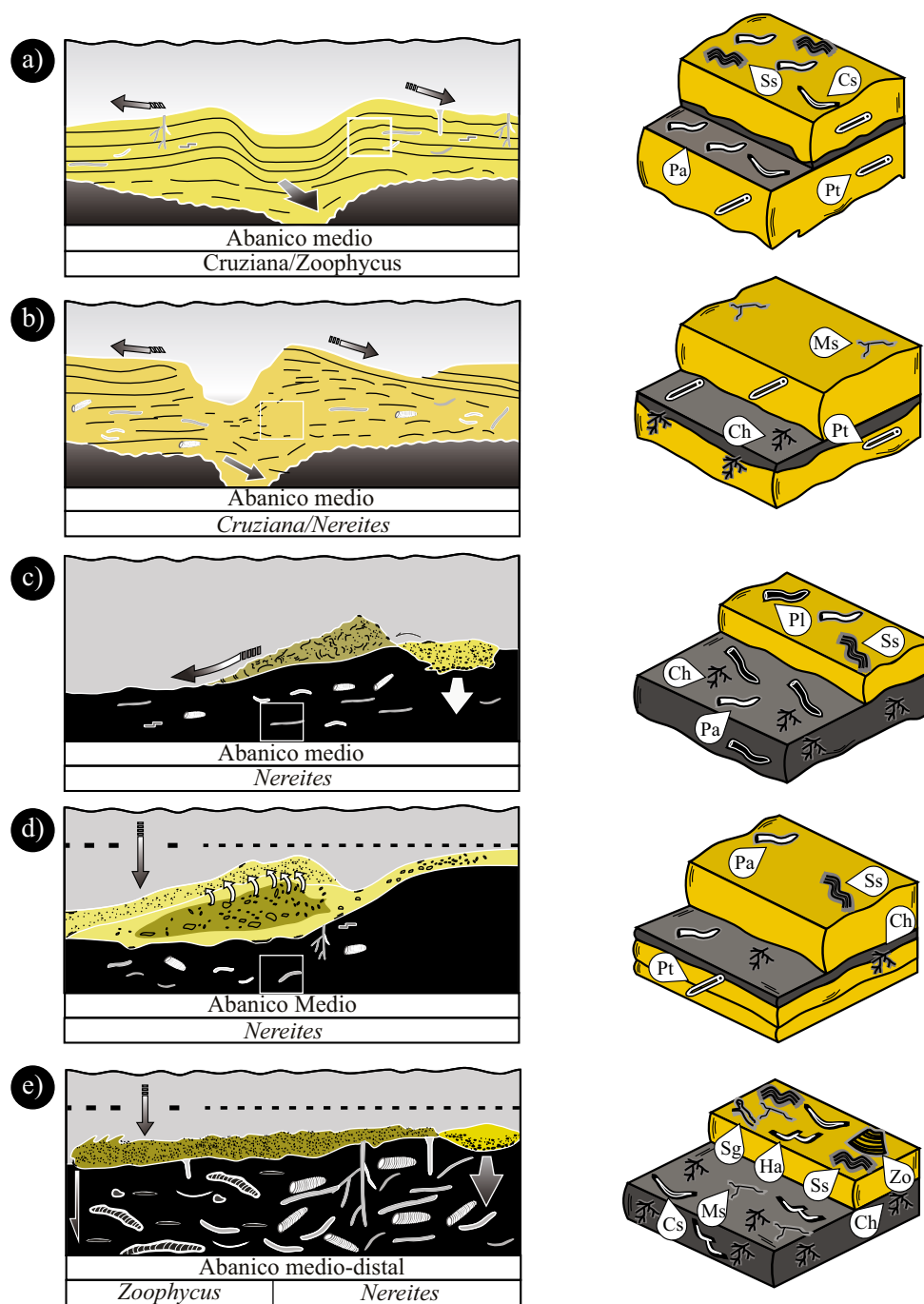


Figura 12. Modelos paleoecológicos y paleoambientales de la relación de los fósiles traza con el sustrato en los subambientes de: a) canal submarino de tipo mixto de la AF 5; b) canal submarino de depósito de la AF 6; c) sistemas de canal abandonado o desborde de canal de la AF 7; d) transición lóbulo-canal de la AF 8; y e) lóbulo de depósito de la AF 9. Ch: Chondrites, Cs: *Cosmhoraphe sinuosa*, Ha: *Helminthopsis abeli*, Ms: *Megagraptus submontanum*, Pa: *Palaeophycus*, Pl: *Planolites*, Pt: *Palaeophycus tubularis*, Sg: *Strobilorhaphes glandifer*, Ss: *Scolicia stronzzi*, Zo: *Zoophycus*.

con poco aporte de sedimento, que favoreció la estabilidad de relleno de la cuenca y el predominio de los procesos intracuenca autocíclicos (e.g., oleaje y poco dominio fluvial). Los datos de paleocorrientes colectados en estratificación cruzada de tipo hummocky en los depósitos del frente deltaico, indican direcciones de oleaje hacia el SW20° – NW30° (Figura 9), definiendo una paleolínea de costa posiblemente con dirección hacia el NW20°-SE20°, mientras que las direcciones obtenidas en surcos de erosión en los mismos sistemas indican direcciones preferenciales

hacia el NE 45°, lo que se interpreta como la dirección de la propagación de las plumas mesopícnalas e hipopícnalas que desarrollaron los sistemas de prodelta.

Estadio de sedimentación 4: Transición de la línea de costa deltaica a depósitos de abanico submarino (Coniaciano tardío)

El estadio de sedimentación 4 (ES4) involucra la progradación de los sistemas de línea de costa deltaica a sistemas marinos profundos

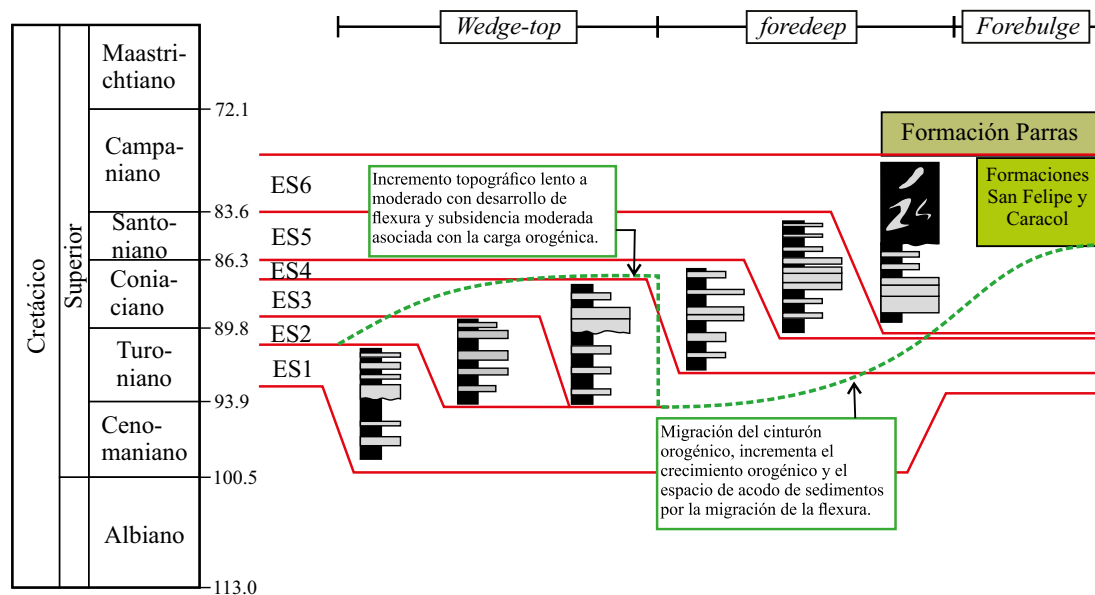


Figura 13. Evolución cronoestratigráfica de los estadios de sedimentación (ES) documentados en la Formación Concepción del Oro en la Sierra de la Caja, Zacatecas, México, realizada considerando las edades de illita desarrollada durante la generación de planos de cizallas o pliegues documentadas por Fitz-Díaz *et al.* (2014) y Martini *et al.* (2016), y en los cambios en la procedencia de los sedimentos y en las edades bioestratigráficas de esta unidad propuestos por Ocampo-Díaz *et al.* (2016a), representadas por las líneas rojas continuas. La línea de color verde discontinua, representa la migración hipotética de la onda flexural del sistema de antepaís como resultado de la migración por carga orogénica, considerando los cambios en los patrones de sedimentación y las edades de la migración del cinturón orogénico documentadas por Fitz-Díaz *et al.* (2014, 2018). Las depozonas del sistema de antepaís (wedge-top, foredeep y forebulge) son de acuerdo con DeCelles y Giles (1996).

(complejos de canales, lóbulos de depósito y desborde de canal). Durante este tiempo dominaron los procesos alocíclicos y autocíclicos relacionados con el tectonismo, posiblemente debido a un mayor levantamiento del cinturón orogénico (Ocampo-Díaz *et al.*, 2016a), lo cual implicó mayor aporte de material clástico y la generación de canales con mayor dimensión. El crecimiento y avance del cinturón orogénico pudo haber provocado la migración de la flexura de la cuenca hacia el núcleo de México y haber generado mayor espacio de acomodamiento para el material transportado por flujos hiperpicnales y/o corrientes turbidíticas de alta y baja densidad depositadas como complejos de canales, desborde de canal y lóbulos de depósito con características de abanicos submarinos, ricos en arenas y lodos. Los subambientes desarrollados durante el ES4 fueron canales de tipo mixto, desborde de canal confinados e incipiente desarrollo de sistemas de lóbulos de depósito (Figura 14d). El desarrollo incipiente de lóbulos sugiere un exceso de pendiente y la falta de espacio de acomodamiento dentro de la cuenca, resultando mayormente en sistemas de canal-desborde de canal confinado (*cf.*, Posamentier y Walker, 2006). Las direcciones de paleocorrientes en los surcos de erosión relacionados con el depósito y relleno del canal indican direcciones de transporte de sedimentos hacia el SE 45-60° (Figura 11), mientras que las estructuras de arrastre y saltación de partículas, ligadas con el incipiente desarrollo de sistemas de lóbulo, marcan dispersión de los sedimentos del SE10° al SW40°. Estas direcciones de transporte de sedimentos son similares a las documentadas por Lawton *et al.* (2016), quienes proponen, con base en el análisis de circones detríticos de diferentes sucesiones del Cretácico Superior, un transporte de sedimentos axial al cinturón orogénico.

Estadio de sedimentación 5: Desarrollo de canales submarinos de depósito, desborde de canal no confinado, transición lóbulo canal y lóbulos de depósito (Santoniano)

El incremento de los procesos alocíclicos extracuenca y autocíclicos intracuenca favoreció al mayor desarrollo de subambientes profundos,

característicos de abanicos submarinos ricos en arenas y lodos. Durante el desarrollo del estadio de sedimentación 5 (ES5), los procesos alocíclicos extracuenca fueron posiblemente controlados por la migración del cinturón orogénico (Figura 13), favoreciendo la migración y la flexura de la cuenca de antepaís, la disminución de la pendiente y el mayor espacio para el acomodo del sedimento dentro de una antefosa de tipo simple (*cf.*, Ricci-Lucchi, 1986; Figura 14d). El ES5 se caracteriza por tener sistemas ricos en arena, los cuales están representados por depósitos de canales de depósito, transición lóbulo-canal, desborde de canal no confinado y gruesas sucesiones de lóbulos de depósito. La presencia de la transición lóbulo-canal y de lóbulo, han sido documentados y relacionados en cuencas con mayor espacio de acomodo de sedimentos, en donde puede ocurrir la dispersión de las corrientes turbidíticas derivadas de los canales (transición lóbulo-canal) que son transportadas comúnmente hacia la cuenca, principalmente hacia la región del abanico medio, en donde es común el desarrollo de ciclos de compensación en los lóbulos (Mutti y Normark, 1987; Posamentier y Walker, 2006; Ocampo-Díaz y Guerrero-Suastegui, 2018; Figura 14d). Las direcciones de paleocorrientes en los surcos de erosión relacionados con los canales de tipo mixto, indican una dirección de transporte preferencial de sedimentos hacia el SE 45°, mientras que los lóbulos de depósito denotan un transporte principal hacia el SE, con dispersión de sedimentos del SW60° al SE45°, como lo indican las direcciones de rizaduras y estructuras de arrastre y saltación de partículas. Las características sedimentológicas y estratigráficas sugieren que, durante el ES5, la cuenca alcanzó nuevamente su equilibrio de relleno, dejando poco espacio de acomodo de sedimentos (Figura 11).

Estadio de sedimentación 6: Desarrollo de canales erosivos y CTM del tipo II (Campaniano temprano?)

El estadio de sedimentación 6 (ES6) está relacionado con un predominio de procesos alocíclicos extracuenca y en menor proporción intracuenca. El incremento de los procesos alocíclicos fue favorecido

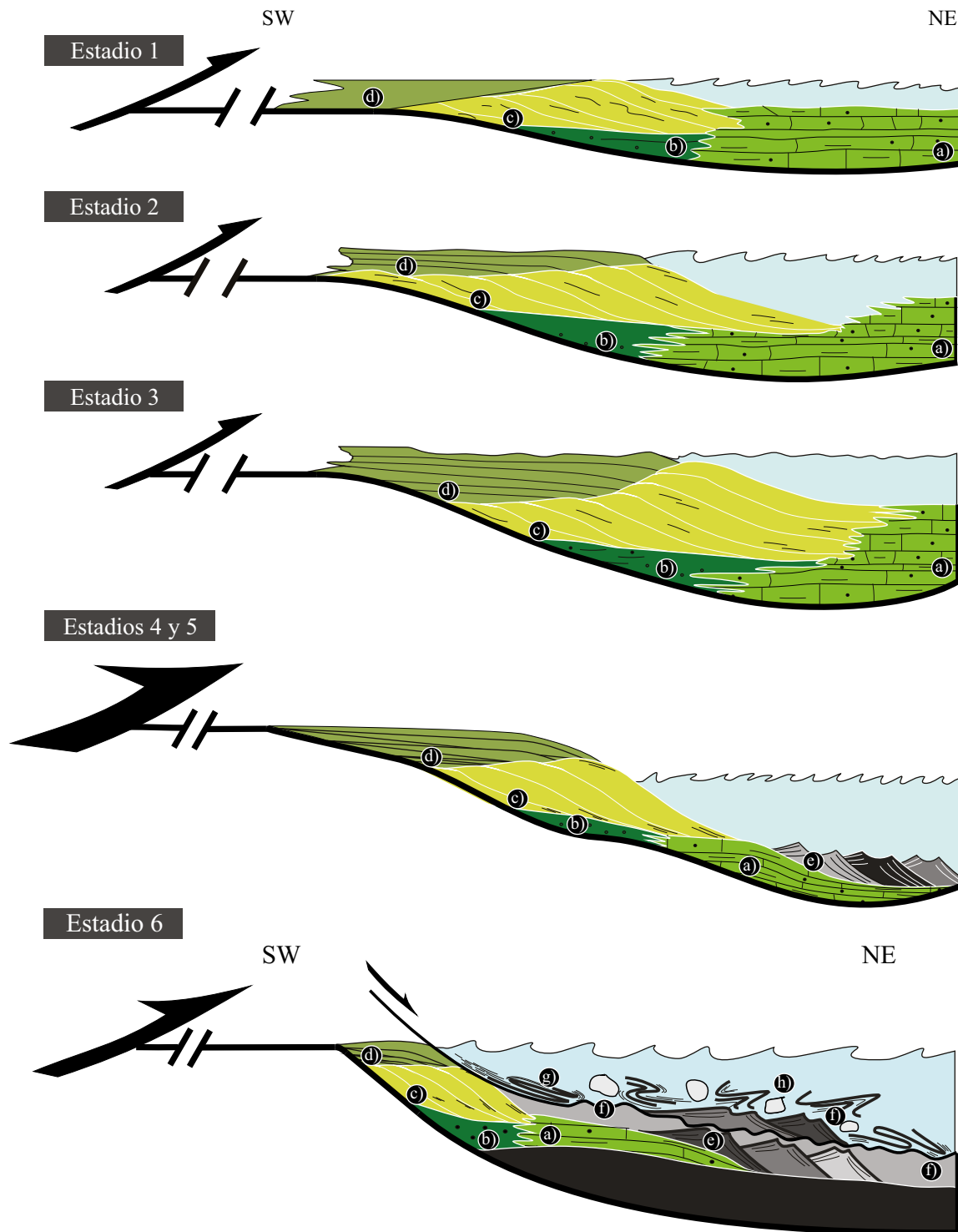


Figura 14. Estadios de sedimentación de los miembros Tierras Blancas y Rancho Viejo de la Formación Concepción del Oro durante el Turoniano-Campaniano temprano-medio?: a) Estadio de Sedimentación (ES) 1 que muestra el desarrollo del sistema de línea de costa de tipo deltaica durante el Turoniano medio-tardío; b) ES 2 que representa la progradación de la línea de costa de tipo deltaica con desarrollo de sistemas deltaicos influenciados por ríos durante el Turoniano tardío-Coniaciano; c) ES 3 que muestra el desarrollo de una línea de costa deltaica influenciada por oleaje durante el Coniaciano temprano. Desarrollo de los sistemas profundos de caracterizan al Miembro Rancho Viejo, d) ES 4 y ES 5: desarrollo de canales submarinos de tipo deposicional, desborde de canal no confinado, canal abandonado, transición lóbulo-canal y lóbulos de depósito; e) ES 6: depósito de canales erosivos y desarrollo del complejo de transporte de masas (CTM) de tipo II durante el Campaniano medio más tardío). a) depósitos calciturbidíticos de la Formación Indidura; b) sistemas de pie de talud relacionados con la Formación Indidura; c) depósitos de prodelta de la Formación Concepción del Oro; d) sistemas de línea de costa de tipo deltaica de la Formación Concepción del Oro; e) complejos de canales, desborde de canal confinados y lóbulo deposicional de la Formación Concepción del Oro; f) complejos de canales, lóbulos de depósito; transición lóbulo-canal y desborde de canal no confinado de la Formación Concepción del Oro; g) y h) complejos de transporte de masas de tipo II y bloques exóticos derivados de los sistemas de línea de costa de tipo deltaica. El grosor de las flechas negras indica el incremento en el proceso de acreción.

por la migración y crecimiento del cinturón orogénico (Fitz-Díaz *et al.*, 2014). Este proceso de mayor actividad tectónica (crecimiento del cinturón orogénico) desarrolló una mayor pendiente y espacio de acomodo, donde se desarrollaron sistemas de canales erosivos, propiciando la inestabilidad de los depósitos de la línea de costa de tipo deltaica y su subsecuente remoción y transporte por CTM de tipo II (Figura 14e). Clark y Pickering (1996) sugieren que los canales erosivos evidencian procesos de acreción a lo que ellos denominan como acreción suave. Durante este tiempo, la acreción de tipo suave favoreció que la pendiente de la cuenca del SCAM se incrementará por la migración de la flexura hacia el núcleo de México, desarrollando canales erosivos hacia la cima de las sucesiones, sin el desarrollo de sistemas de lóbulo o de transición lóbulo-canal. El continuo incremento de la pendiente, sin el aporte de sedimentos, ocasionó la inestabilidad de los subambientes situados en los márgenes de la plataforma y, consecuentemente, la remoción y el transporte de masas del tipo II, y el depósito dentro de una antefosa “*foredeep*” (Figura 14e). Las direcciones de transporte de sedimentos obtenidas de los ejes de los pliegues sinsedimentarios indican que la dirección de transporte ocurrió hacia el NE80°, sugiriendo una paleopendiente hacia el SW80° (Figura 14e). El ES6 es consistente con edades reportadas para episodios tectonomagmáticos del cinturón orogénico que generaron depósitos dentro de la región del “*forebulge*” (Figura 13; Martínez-Paco *et al.*, 2011; Fitz-Díaz *et al.*, 2012; 2014; Martínez-Paco, 2013; Martini *et al.*, 2016; Velasco-Tapia *et al.*, 2016; Juárez-Arriaga *et al.*, 2017; Juárez-Arriaga *et al.*, 2019), ocasionados por la subducción de la Placa de Farallón, posterior a los 85 Ma.

CONCLUSIONES

La integración del análisis sedimentológico, icnológico y de paleocorrientes en la Formación Concepción del Oro, en el norte del Estado de Zacatecas, permite concluir que:

1) Los datos sedimentológicos, icnológicos y de paleocorrientes, documentan el desarrollo de una línea de costa deltaica influenciada/controlada por ríos y oleaje a partir del Turoniano (Miembro Tierras Blancas), que evoluciona a sistemas marinos profundos durante el Campaniano temprano-medio? (Miembro Rancho Viejo).

2) El sistema de línea de costa deltaica está conformado por planicies deltaicas, frentes deltaicos influenciados/dominados por ríos y por oleaje/tormentas, montes de barras distributarias y prodeltas, con ensambles icnofaunísticos que los sitúan dentro de las icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana*.

3) El Miembro Rancho Viejo representa el depósito de sistemas profundos (abanicos submarinos) conformado por subambientes de canal mixto, canal de depósito, desborde de canal, transición lóbulo-canal, lóbulo y CTM del tipo II, caracterizados por icnogéneros correspondientes a las icnofacies distales de *Cruziana*, *Zoophycus* y *Nereites*.

4) Las direcciones de paleocorrientes colectadas en el área de estudio, indican que el o las áreas fuentes se localizaban al oeste y están asociadas con los ensambles petroclásticos que conforman al terreno Guerrero (Figuras 10 y 12).

5) El desarrollo de las sucesiones clásticas de la Formación Concepción del Oro fue favorecido por procesos alocíclicos extracuenca (crecimiento y migración del cinturón orogénico) y por procesos alocíclicos intracuenca (espacio de acomodo de sedimentos y el relativo dominio de procesos de oleaje *versus* sistemas fluviales), que favorecieron el establecimiento del sistema de línea de costa y su subsecuente progradación a sistemas marinos profundos, donde por la iniciación de flujos hiperpícnos que pudieron haber evolucionado a corrientes turbidíticas de alta y baja densidad.

AGRADECIMIENTOS

La primera autora agradece al CONACyT por la beca de maestría otorgada. A Israel Castrejón-González por las discusiones brindadas en campo. Ocampo-Díaz agradece al proyecto FAI-C12-FAI-03-56.56. A la Dra. Berlaine Ortega Flores y al Dr. Alberto Vásquez Serrano, que con sus comentarios han enriquecido el presente manuscrito.

REFERENCIAS

- Aigner, T., 1985, Storm depositional Systems: Berlin, Springer-Verlag, 174 pp.
- Allison, M.A., Kineke, G.C., Gordon, E.S., Goni, M.A., 2000, Development and reworking of a seasonal flood deposit on the inner continental shelf off the Atchafalaya river: *Continental Shelf Research*, 20, 2267-2294.
- Anderton, R., 1995, Sequences, cycles and other nonsense: are submarine fan models any use in reservoir geology?, *en* Hartley, A.J., Prosser, D.J. (eds), *Characterization of Deep Marine Clastic System*: London, Special Publications 94: Geological Society of London, 5-11.
- Angulo, S., Buatois, L.A., 2012, Ichnology of a Late Devonian–Early Carboniferous low-energy seaway: The Bakken Formation of subsurface Saskatchewan, Canada: Assessing paleoenvironmental controls and biotic responses: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 315-316, 40-46.
- Baas, H., 2004, Conditions for formation of massive turbiditic sandstones by primary depositional processes: *Sedimentary Geology*, 166, 293-310.
- Bhattacharya, J., Davies, R.K., 2001, Growth faults at the prodelta to delta-front transition, Cretaceous Ferron Sandstone, Utah: *Marine and Petroleum Geology*, 18, 525-534.
- Boschman, L.M., Molina-Garza, R.S., Langereis, C.G., van Hinsbergen, D.J.J., 2018, Paleomagnetic constraints on the kinematic relationship between the Guerrero terrane (Mexico) and North America since Early Cretaceous time: *Geological Society of America Bulletin*, 138(7/8), 1131-1142.
- Briggs, G., Cline, L.M., 1967, Paleocurrents and source areas of late paleozoic sediments of the Ouachita Mountains, southeastern Oklahoma: *Journal of Petrology*, 37(4), 985-1000.
- Buatois, L.A., Santiago, N., Herrera, M., Plink-Björklund, P., Steel, R., Espin, M., Parra, K., 2012, Sedimentological and ichnological signatures of changes in wave, river and tidal influence along a Neogene tropical deltaic shoreline: *Sedimentology*, 59, 1568-1612.
- Callow, R.H.T., McIlroy, D., Kneller, B., Dykstra, M., 2012, Integrated ichnological and sedimentological analysis of a Late Cretaceous submarine channel-levee system: The Rosario Formation, Baja California, Mexico: *Marine and Petroleum Geology*, 41, 277-294.
- Callow, R.H.T., Kneller, B., Dykstra, M., McIlroy, D., 2014, Physical, biological, geochemical and sedimentological controls on the ichnology of submarine canyon and slope channel systems: *Marine and Petroleum Geology*, 54, 114-166.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., 1997, Petrogenesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(2), 244-260.
- Clark, J.D., Pickering, K.T., 1996, Submarine channels: processes and architecture: *Londres, Reino Unido, Vallis Press*, 231 pp.
- Coates, L., MacEachern, J.A., 2007, The ichnological signatures of river- and wave-dominated delta complexes: differentiating deltaic from non-deltaic shallow marine successions, Lower Cretaceous Viking Formation and Upper Cretaceous Dunvegan Formation, west-central Alberta, *en* MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. (eds), *Applied Ichnology*: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes, 52, 227-254.
- DeCelles, P.G., Giles, K.A., 1996, Foreland basin systems: *Basin Research*, 8, 105-123.
- Filguera-Flores, M., 2010, Evaluación del uso de estructuras de paleocorrientes en secuencias deformadas: Formación Mezcala, Cretácico Superior, Norte del Estado de Guerrero: Taxco el Viejo, Guerrero, México, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero, tesis de licenciatura, 90 pp.
- Fitz-Díaz, E., Tolson, G., Hudleston, P., Bolaños-Rodríguez, D., Ortega-Flores,

- B., Serrano, A. V., 2012, The role of folding in the development of the Mexican fold-and-thrust belt: *Geosphere*, 8(4), 931-949.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P., Tolson, G., van der Pluijm, B., 2014, Progressive, episodic deformation in the Mexican Fold-Thrust Belt (central Mexico): evidence from isotopic dating and faults: *International Geology Review*, 56(6), 734-755.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, F.T., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.
- Gani, M.R., Bhattacharya, J.P., MacEachern, J.A., 2008, Using ichnology to determine relative influence of waves, storms, tides, and rivers in deltaic deposits in the Cretaceous western interior seaway, Wyoming-Utah, U.S.A., *en* MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. (eds), *Applied Ichnology*: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes 52, 209-225.
- Hansen, C.D., MacEachern, J.A., 2008, Application of the asymmetric delta model to along-strike facies variation in a mixed- and river-influenced delta lobe, Upper Cretaceous basal Belly River Formation, Central Alberta, *en* MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. (eds), *Applied Ichnology*: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes 52, 1-16.
- Heard, T.G., Pickering, K.T., 2008, Trace fossils as diagnostic indicators of deep-marine environments, Middle Eocene Ainsa-Jaca basin, Spanish Pyrenees: *Sedimentology*, 55(4), 809-844.
- Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, part IV, geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1091-1152.
- Juárez-Arriaga, E., Lawton, T.F., 2014, Modelo alpino para el desarrollo del sistema de la Cuenca antepaís del Cretácico Tardío-Paleógeno en el norte de México, *en* Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, Puerto Vallarta, Jalisco, México: Unión Geofísica Mexicana, Libro de Resúmenes, 34(1), p. 217.
- Juárez-Arriaga, E., Lawton, T.F., Stockli, D.F., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2017, High-flux volcanic events of southern cordilleran magmatic arc recorded in forebulge and back-bulge deposits of the north Mexican foreland basin (Late Cretaceous), northeastern Mexico, *en* Geological Society of America, Annual Meeting, Seattle, Washington: EUA, Geological Society of America, Abstract with Programs, 49(6), p. 1.
- Juárez-Arriaga, E., Lawton, T.F., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Stockli, D.F., Solari, L., 2019, Sediment provenance, sediment dispersal systems, and major arc-magmatic events recorded in the Mexican foreland basin, North-Central and Northeastern Mexico: *International Geology Review*, 1-25. doi.org/10.1080/00206814.2019.1581848.
- Kelly, W.A., 1936, Geology of the mountains bordering the Valleys of Acatita and Las Delicias: *Geological Society of America Bulletin*, 47, 1019-1047.
- Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Beltrán-Treviño, A., Martens, U., Stockli, D.F., 2016, Evolution of Late Cretaceous-Paleogene Foreland Sediment-Dispersal Systems of Northern and Central Mexico, *en* Lowery, C.M., Snedden, J.W., Rosen, N.C. (eds), *Mesozoic of the Gulf Rim and Beyond: New Progress in Science and Exploration of the Gulf of Mexico Basin*: Houston, Texas, Gulf Coast Section and Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 283-308.
- Martínez-Paco, M., 2013, Análisis petrográfico, geoquímico y geocronológico U-Pb de cenizas volcánicas alteradas de la Formación San Felipe (Cretácico Superior), en Cerro de Labradores, Galeana, N.L., Sierra Madre Oriental: Linares, Nuevo León, México, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 96 pp.
- Martínez-Paco, M., Gutiérrez-Alejandro, A.G., Santana-Salas, L.A., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Rubio-Cisneros, I.I., 2011, Sedimentology and provenance of San Felipe Formation (Upper Coniacian), Sierra Madre Oriental, Northeast Mexico, *in* Geological Society of America, Annual Meeting, America, Minneapolis: EUA, Geological Society of America, Abstract with Programs, 43(5), p. 315.
- Martini, M., Sole, J., Garduño-Martínez, D. E., Pi-Puig, T., Omaña, L., 2016, Evidence for two Cretaceous superposed orogenic belts in central Mexico based on paleontological and K-Ar geochronologic data from the Sierra de la Cuarcas: *Geosphere*, 12 (4), 1257-1270.
- Michalzik, D., 1988, Trias bis tiefste Unter-Kreide der nordöstlichen Sierra Madre Oriental, Mexico: Fazielle Entwicklung eines passiven Kontinentalrandes: Darmstadt, Deutschland, Technischen Hochschule Darmstadt, tesis doctoral, 247 pp.
- Mutti, E., Normark, W., 1987, Comparing examples of modern and ancient turbidite system: problems and concepts, *en* Leggett, K.J., Zuffa, G.G. (eds), *Marine Clastic Sedimentology*: London, Graham and Trotman, 1-38.
- Mutti, E., Ricci-Lucchi, F., 1972, Le torbiditi dell' Appennino Settentrionale: introduzione all'analisi di facies: *Memorie della Società Geologica Italiana*, 11, 161-199.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2011, Implicaciones Tectono-sedimentarias de la intercalación clástica en el límite Jurásico-Cretácico del Noreste de México (Fosa de Monterrey y Cuenca de Sabinas): Linares, Nuevo León, México, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis doctoral, 275 pp.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2012, Tectónica sedimentaria del Límite Jurásico-Cretácico: Implicaciones Tectono-sedimentarias en el límite Jurásico-Cretácico del Noreste de México: Editorial Académica Española, Saarbrücken, Germany, 324 pp.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Guerrero-Suastegui, M., 2018, Abanicos arenosos de aguas profundas estructuralmente confinados: Formación Mexcala del Cretácico Superior, cuenca Taxco-Atlixcat, norte del estado de Guerrero, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 35(1), 54-78.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Pinzon-Sotelo, M.P., Chávez-Cabello, G., Ramírez-Díaz, A., Martínez-Paco, M., Velasco-Tapia, F., Guerrero-Suastegui, M., Barboza-Gudiño, J.R., 2016a, Propuesta nomenclatural y análisis de procedencia de la Formación Concepción del Oro (antes Formación Caracol): implicaciones sobre la evolución tectónica del sur de Norteamérica durante el Cretácico Tardío: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(1), 3-33.
- Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Pinzon-Sotelo, M.P., Lawton, F.T., Chávez-Cabello, G., Ramírez-Díaz, A., Martínez-Paco, M., Velasco-Tapia, F., Guerrero-Suastegui, M., Barboza-Gudiño, J.R., 2016b, Nomenclature Proposal and Provenance analysis of the Concepción del Oro Formation (former Formación Caracol): Implications for the Tectonic Evolution of Southern North America in the Late Cretaceous, *en* American Association of Petroleum Geologists and Society of Economic Geologists, International Conference and Exhibition, Cancún, México: EUA, American Association of Petroleum Geologists, Abstract with Programs, p. 1.
- Owen, G., 2003, Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface, *en* Van Rensbergen, P., Hilts, R.R., Maltman, A.J., Morley, C.K., (eds), *Subsurface Sediment Mobilization*: Londres, Reino Unido, Geological Society of London, Special Publication 216, 21-34.
- Pearson, M.F., Clark, K.F., Porter, E.W., 1988, Mineralogy, fluid characteristics, and silver distribution at Real de Angeles, Zacatecas, Mexico: *Economic Geology*, 83, 1737-1759.
- Pemberton, S.G., Van Wagoner, J.C., Wach, G.D., 1992, Ichnofacies of a wave-dominated shoreline, *en* Pemberton, S.G. (ed), *Application of Ichnology to Petroleum Exploration*: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop 17, 339-382.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A., Saunders, T. 2004, Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record, *en* McIlroy, D. (ed), *The application of ichnology to paleoenvironmental and stratigraphic analysis*: Londres, Reino Unido, Geological Society of London, Special Publication 228, 29-62.
- Phillips, C., McIlroy, D., Elliot, T., 2010, Ichnological characterization of Eocene/Oligocene turbidites from the Grès d'Annot Basin, French Alps: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeology*, 300, 67-83.
- Pickering, K.T., Corregidor, J., 2005, Mass transport complexes and tectonic control on confined basin-floor submarine fans, Middle Eocene, south Spanish Pyrenees, *en* Hodgson, D., Flint, S.S. (eds), *Submarine Slope System: Processes and Products*: Londres, Reino Unido, Geological Society of London, Special Publication, 244, 51-74.
- Pickering, K.T., Hiscott, N.R., 2016, Deep marine systems: processes, deposits, environments, tectonics and sedimentation: Londres, Reino Unido, Wiley, 657 pp.
- Pickering, K.T., Bassett, M.G., Siveter, D.J., 1988, Late Ordovician-early Silurian destruction of the Iapetus Ocean: Newfoundland, British Isles and Scandinavia - a discussion: *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 79, 361-382.
- Pinzon-Sotelo, M.P., 2013, Análisis sedimentológico y petrográfico de la Formación Caracol (Cretácico Tardío): Linares, Nuevo León, México,

- Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 150 pp.
- Pinzon-Sotelo, M.P., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., 2012, Sedimentology and Ichnology of the Turonian-Early Campanian Caracol Formation, Sierra Madre Oriental, Northeastern Mexico, *en* Geological Society of America, annual meeting, Charlotte, South of Carolina: EUA, Geological Society of America, Abstracts with Programs, 44(7), p. 552.
- Plink-Björklund, P., Steel, R.J., 2004, Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites: *Sedimentary Geology*, 165, 29-52.
- Posamentier, H.W., Walker, G.R., 2006, Deep-Water Turbidites and Submarine Fans, *en* Posamentier, H.W., Walker, R.G. (eds), *Facies Models Revised: Tulsa, Oklahoma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 84*, 387-520.
- Ramírez-Díaz, A., 2013, Estudio geológico-estructural del Anticlinal La Caja (área Bonanza-Providencia), Sierra Madre Oriental, NE de Zacatecas: Linares, Nuevo León, México, Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 139 pp.
- Ramírez-Peña, C.F., Chávez-Cabello, G., 2017, Age and evolution of thin-skinned deformation in Zacatecas, Mexico: Sevier orogeny evidence in the Mexican Fold-Thrust Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 101-114.
- Ricci-Lucchi, F., 1986, The Oligocene to Recent Foreland Basins of the Northern Apennines, *en* Allen, P.A., Homewood, P. (eds), *Foreland Basins: Londres, Reino Unido, International Association of Sedimentologists, Blackwell Publishing, Special Publication 8*, 103-139.
- Rogers, C.L., De Cserna, Z., Tavera-Amezcu, E., Ulloa, S., 1956, Geología general y depósitos de fosfatos del Distrito de Concepción del Oro, Estado de Zacatecas: Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, 38, 129 pp.
- Seilacher, A., 1974, Flysch trace fossils: evolution of behavioural diversity in the deep-sea: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 4, 223-245.
- Shukla, U.K., Singh, I.B., Srivastava, S.P., 1999, Paleocurrent patterns in braid-bar and point-bar deposits: examples from the Ganga River, India: *Journal of Sedimentary Research*, 69(5), 992-1002.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G., Collison, J.D., 1996, Deep seas, *en* Reading, H.G. (ed), *Sedimentary environments: Processes, Facies and stratigraphy*: London, Blackwell Scientific Publications, 395-451.
- Taylor, A.M., Goldring, R., Gowland, S., 2003, Analysis and application of ichnofabrics: *Earth Science Reviews*, 60, 227-259.
- Uchman, A., 2009, The Ophiomorpha rudis ichnosubfacies of the Nereites ichnofacies: characteristics and constraints: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 276, 107-119.
- Velasco-Tapia, F., Martínez-Paco, M., Iriondo, A., Ocampo-Díaz, Y.Z.E., Cruz-Gómez, E.M., Ramos-Ledezma, A., Andaverde, J.A., Ostoumov, M., Masuch, D., 2016, Altered volcanic ash layers of the Late Cretaceous San Felipe Formation, Sierra Madre Oriental (Northeastern Mexico): U-Pb geochronology, provenance and tectonic setting: *Journal of South American Earth Sciences*, 70, 18-35.
- Wright, L.D., Wiseman, J.W., Yang, Z.S., Bornhold, B.D., Keller, G.H., Prior, D.B., Suhayda, J.N., 1990, Processes of marine dispersal and deposition of suspended silts off the modern mouth of the Huanghe (Yellow) River: *Continental Shelf Research*, 10, 1-40.
- Zhang, X., Shi, G.R., Gong, Y., 2008, Middle Jurassic trace fossils from the Ridang Formation in Sajia County, South Tibet, and their palaeoenvironmental significance: *Facies*, 54, 45-60.
- Manuscrito recibido: diciembre 14, 2018
 Manuscrito corregido recibido: marzo 7, 2019
 Manuscrito aceptado: marzo 8, 2019