

RESEÑA DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA Y GEOMORFOLOGÍA DE LA RESERVA DE LA BIÓSFERA SELVA EL OCOTE (REBISO): UNA MIRADA A LOS MARES PREHISTÓRICOS DE CHIAPAS

Luis Enrique Gómez-Pérez^{1✉} y Manuel Javier Avendaño Gil²

¹Departamento de Paleontología, Dirección de Gestión, Investigación y Educación Ambiental, Secretaría de Medio Ambiente e Historia Natural. Calzada de las Personas Ilustres S/N, Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, México.

²Dirección de Áreas Naturales y Vida Silvestre, Secretaría de Medio Ambiente e Historia Natural. Calzada de las Personas Ilustres S/N, Tuxtla Gutiérrez, Chiapas, México.

✉ goperezle@gmail.com

RESUMEN

La densa vegetación que hoy cubre la Reserva de la Biósfera Selva El Ocote está asentada sobre rocas que se depositaron millones de años atrás. Con ayuda de los sistemas de información geográfica y con la información geológica y paleontológica disponible, se identificaron cinco formaciones geológicas dentro del polígono de la reserva: Fm. San Ricardo, Fm. Sierra Madre, Fm. Ocozocoautla, Fm. Angostura y Fm. Soyaló. En este trabajo se documenta que las rocas más antiguas dentro de la reserva se encuentran en el miembro inferior de la Fm. San Ricardo (Jurásico Medio, Calloviano, 165.3 m.a.). En contraste, se establece que las rocas más recientes se ubican en la Fm. Soyaló que datan del Paleoceno (66-56 m.a.), la parte temprana del Paleógeno. La compleja evolución tectónica a la que estuvo sometida el estado de Chiapas junto al Bloque Maya abrió paso a transgresiones marinas que cubrieron la Depresión Central de Chiapas, presentándose episodios de plataforma interna a plataforma externa de cuenca y talud, ambientes muy diferentes a los que se presentan hoy en el área. Lo anterior nos ayuda a entender que la dinámica de las placas tectónicas modela los ambientes y patrones de la biodiversidad de una región a través de millones de años.

Palabras clave: Afloramiento, formación geológica, paleoambiente, rocas, sedimentación.

ABSTRACT

The dense vegetation that nowadays covers the Selva El Ocote Biosphere Reserve is settled on rocks that were deposited in marine environments millions of years ago. With the aid of geographic information systems and the available geological and paleontological information, five geological formations were identified within the reserve polygon: San Ricardo Formation (Fm.), Sierra Madre Fm., Ocozocoautla Fm., Angostura Fm. And Soyaló Fm. In this contribution, it is documented that the oldest rocks within the reserve are constituted by the lower member of the San Ricardo Fm. (Middle Jurassic, Callovian, 165.3 mya). In contrast, it is established that the most recent rocks are in the Soyaló Fm. dating from the Paleocene (66-56 mya), of the early Paleogene. The complex tectonic evolution to which the Chiapas state was subjected together with the Maya Block, gave way to marine transgressions that covered the Chiapas Central Depression, presenting episodes from internal platform to external platform of the basin and slope. Past environments were very different from those present in the area today. This contribution helps us to understand that the dynamics of plate tectonics shapes the environments and patterns of biodiversity in a region over millions of years.

Keywords: Outcrop, geological formation, paleoenvironment, rocks, sedimentation.

INTRODUCCIÓN

La Reserva de la Biósfera Selva El Ocote (REBISO) es un reservorio de la biodiversidad del estado de Chiapas. Se caracteriza por conservar una superficie importante de selva tropical húmeda

en México (SEMARNAT, 2001). Sin embargo, el ecosistema que hoy alberga no siempre fue así. Contrariamente a lo que uno esperaría, era muy diferente a lo que hoy conocemos. ¿Cómo lo sabemos? La respuesta se encuentra en las rocas y fósiles,

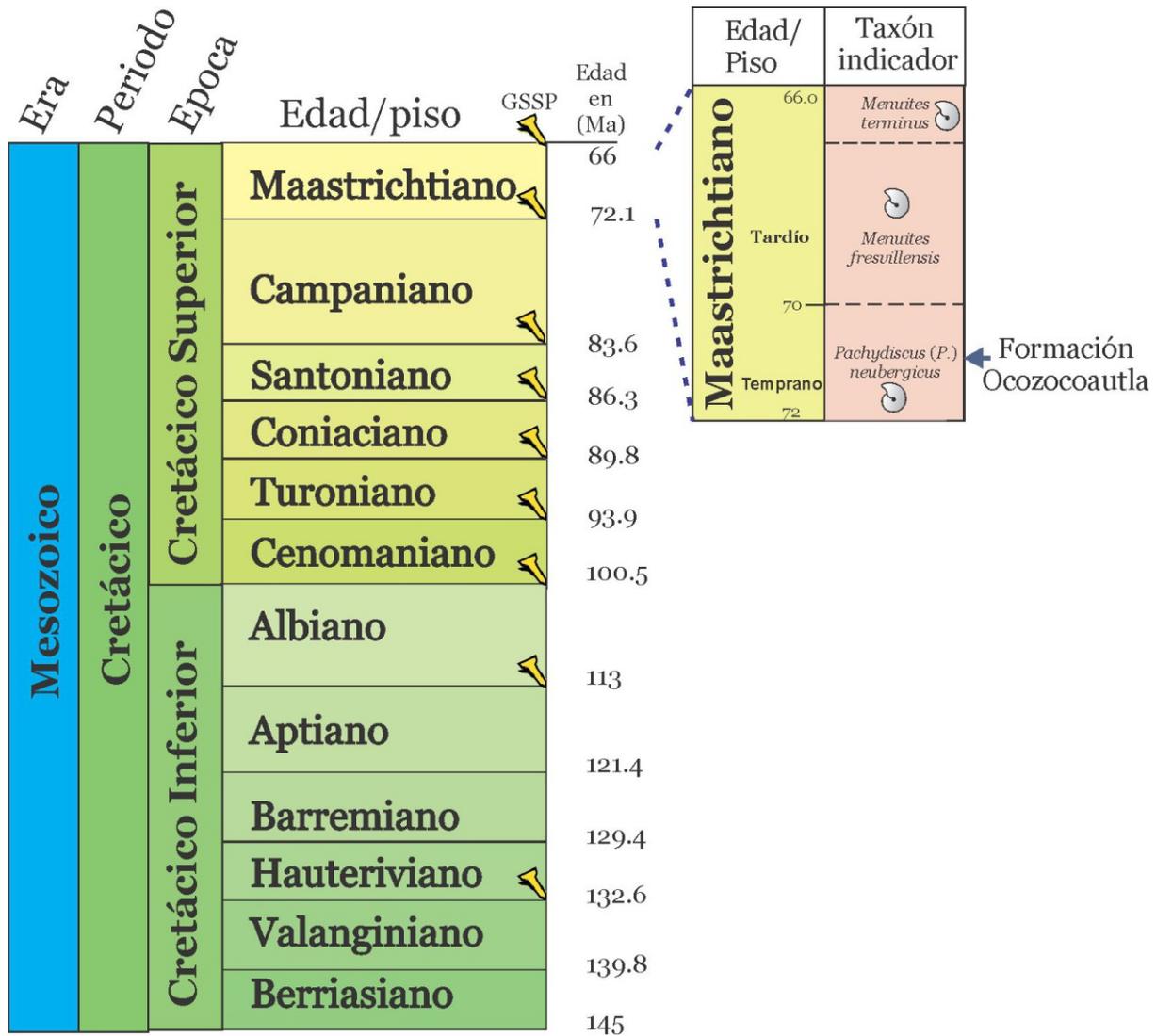


Figura 1. División del tiempo geológico. La era Mesozoica se divide en tres periodos. El último de ellos es el Cretácico que se subdivide en Inferior y Superior. Estos se subdividen en pisos o edades. Las edades se expresan en millones de años (M.a). Cuando las edades se obtuvieron mediante métodos de datación radiométrica se marcan con el símbolo GSSP (estratotipos de escala global) y cuando se obtiene mediante bioestratigrafía se señala el taxón indicador de edad.

que son la evidencia de un mundo cambiante, donde las placas tectónicas actúan como fuerza modeladora de la corteza terrestre y, en consecuencia, de la biodiversidad del planeta (Pérez-Rodríguez, 2005).

En este sentido, estudiando las rocas y los fósiles podemos deducir el periodo geológico, la edad y el tipo de ambiente que ocurrió en un área específica. Por ejemplo, se ha documentado

que en la REBISO aflora en mayor proporción roca sedimentaria del Cretácico (periodo geológico que tiene un rango de edad de 145 a 66 millones de años [m.a.] antes del presente) y en menor superficie, la reserva contiene rocas del periodo Paleógeno (de 66 a 23.03 m.a.) (SEMARNAT, 2001). Como podemos ver, los rangos temporales mencionados para la REBISO son muy extensos, pues describen la duración del

periodo geológico completo, pero no precisan la edad de las rocas que afloran ahí.

Para su estudio las rocas se agrupan en unidades litoestratigráficas. La unidad principal de división es la Formación. Una formación geológica es una secuencia de rocas, que, a lo largo de una extensión suficientemente amplia, mantienen la misma composición física y química que lo distingue de cuerpos rocosos de una formación adyacente. Las rocas que componen una formación geológica fueron depositadas en un tiempo determinado, por lo que un estudio de datación radiométrica (isótopos) o bioestratigráfico (con ayuda de fósiles indicadores de edad) permite conocer su edad (Dávila, 2011).

Para mejor comprensión del tiempo geológico y obtención de edades más precisas, los Periodos se subdividen en Épocas y Pisos/Edades (unidad que define la edad de la roca) (Figura 1). Para situarnos en una edad o piso, es importante la revisión minuciosa de las rocas y fósiles que afloran en un sitio en particular. En este trabajo, se hace una detallada revisión de la evolución geológica y geomorfológica de la Reserva de la Biosfera Selva El Ocote, la cual, ayudará a comprender mejor las edades, ambientes y biodiversidad que antecedieron a la REBISO en el pasado.

MÉTODO

El mapa geológico de la REBISO se realizó con el software ArcMap mediante el geoprocetamiento de recorte y unión de las cartas geológicas E15-8 Villahermosa y E15-11 Tuxtla Gutiérrez con base en los polígonos límites de la REBISO, el cual, se obtuvo de la capa de Áreas Naturales Protegidas. Las capas (*shapefiles*) se descargaron a escala 1:250,000 del portal de internet del Servicio Geológico Mexicano (<https://www.sgm.gob.mx/GeoInfoMexGobMx/>) y de la Comisión Nacional de Áreas Naturales Protegidas (http://sig.conanp.gob.mx/website/pagsig/info_shape.htm). La simbología de la litología se realizó siguiendo el patrón estandarizado para columnas, secciones y cuadros estratigráficos sugerido por el Servicio Geológico de los Estados Unidos de América (Federal Geographic Data Committee, 2006). La asignación de color para las Formaciones geológicas se realizó siguiendo el código de la Comisión Internacional de Estratigrafía, disponible en la web (<https://stratigraphy.org/chart>). La edición de los polígonos de la Formación Angostura-Ocozocoautla de la carta geológica E15-11 Tuxtla Gutiérrez, se realizó siguiendo el mapa geológico de la Depresión Central de Chiapas, sugerido por Pons *et alii* (2016) (Figura 2). Así también, se revisaron los informes de las cartas geológicas E15-

8 Villahermosa (Islas *et alii*, 2004) y E15-11 Tuxtla Gutiérrez (Martínez *et alii*, 2004) y literatura especializada de la geología y paleontología de la región.

FORMACIONES GEOLÓGICAS PRESENTES EN LA REBISO

Según las cartas geológicas E15-8 Villahermosa y E15-11 Tuxtla Gutiérrez del Servicio Geológico Mexicano, en el área que ocupa la Reserva de la Biosfera del Ocote, confluyen cinco formaciones geológicas (Figura 3). Una pequeña porción de la región suroeste yace sobre afloramientos de la Formación San Ricardo (165.3-113 m.a; Calloviano-Aptiano, Jurásico Medio-Cretácico Inferior). En contraste la mayor parte de la reserva, incluyendo el polígono I y II, se asienta sobre roca caliza y dolomía de la Formación Sierra Madre (113-83.6 m.a; Albiano-Santoniano, Cretácico Inferior-Cretácico Superior). En su extremo sureste la vegetación se encumbra sobre cerros bajos de la Formación Ocozocoautla (72.1-70 m.a; Maastrichtiano temprano, Cretácico Superior) y Formación Angostura (70-66 m.a; Maastrichtiano tardío, Cretácico Superior). Finalmente, La porción norte y noroeste del polígono general yace sobre rocas lutita-arenisca de la Formación Soyalo (66-56 m.a; Paleoceno, Paleógeno).

Las rocas más antiguas que afloran en la REBISO

La Fm. San Ricardo es la unidad más antigua en la REBISO. Se depositó paulatinamente desde el Calloviano (165.3 m.a.) hasta el Aptiano (113.4 m.a.) (Jurásico Medio - Cretácico Inferior), como consecuencia de las transgresiones marinas ocasionadas por el desplazamiento vertical entre las placas tectónicas Tamaulipas-Oaxaca y por el lento hundimiento del bloque Maya (porción de tierra que se desprendió de Laurasia y que hoy conforma los estados de la región suroeste de México), después de establecerse en su posición actual (De La Cruz y Peña, 1991; Martínez *et alii*, 2004; Padilla y Sánchez, 2007) (Figura 4). Dentro del polígono de la REBISO, el miembro inferior de la Fm. San Ricardo se puede observar en los poblados Santa María y Felipe Ángeles. En la base de este miembro inferior aflora roca caliza, que posteriormente intercala con estratos de lutita (Martínez *et alii*, 2004). Esta sección se correlaciona con el afloramiento de caliza y lutita en la rancharía las flores al suroeste de la reserva (Figura 5A y 5B). El miembro inferior data del Calloviano-Tithoniano (Jurásico Medio-Jurásico Superior; 165.3 a 145 m.a.). La edad se asignó con base en microfósiles de foraminíferos y algas (Gómez y Peña, 1992) y por alcance estratigráfico del conjunto faunístico compuesto por braquiópodos, bivalvos pelecípodos, gasterópodos y equinodermos

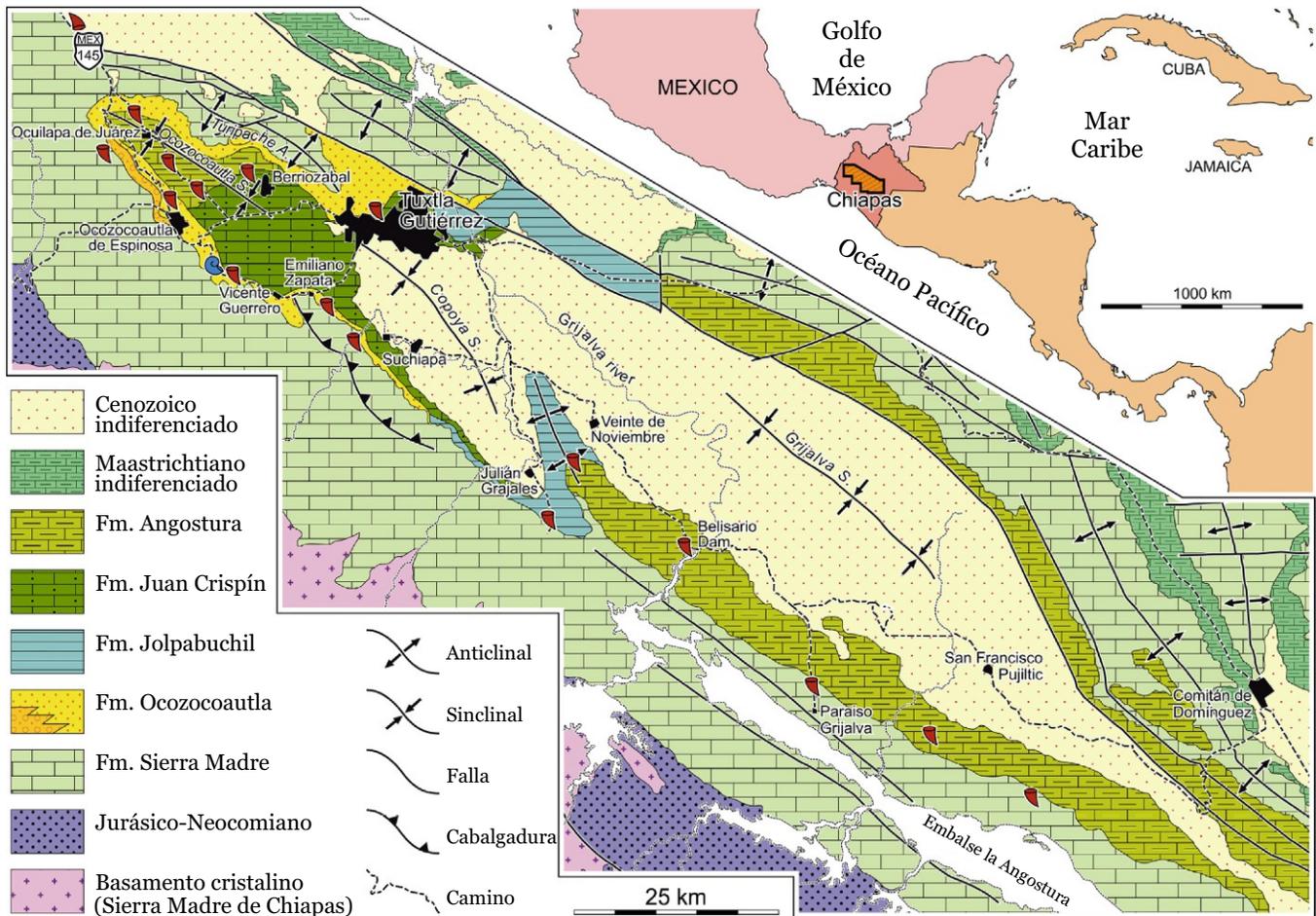


Figura 2. Formaciones geológicas que afloran en la Depresión Central de Chiapas. Modificado de Pons *et alii* (2016).

(Alencaster, 1977; Buitrón, 1978; Quezada, 1983).

En el poblado de Santa María, también se observan rocas del miembro superior de la Fm. San Ricardo, ahí afloran estratos de lutita intercalados con arenisca (Martínez *et alii*, 2004). Fuera del polígono de la reserva, en el extremo suroeste de la Fm. San Ricardo, sobre el camino a la población Castillo Tielmans, se ubica un afloramiento de areniscas masivas de color rojizo correspondiente al miembro superior de dicha formación (Figura 5C y 5D). El análisis paleontológico de algas dasycladáceas y foraminíferos reveló que este miembro superior data del Berriasiano al Aptiano (Cretácico Inferior; 145 a 113 m.a.) (Gómez y Peña, 1992). Las rocas que afloran en la Fm. San Ricardo son productos de sedimentación en paleoambientes de plataforma interna de aguas someras, litorales y continentales (Quezada, 1983).

La mega plataforma sobre la que descansa la REBISO

Posterior a los eventos que permitieron las transgresiones marinas, continuó un periodo de condiciones tectónicas estables durante la parte final del Cretácico Inferior (Padilla y Sánchez, 2007). Sin embargo, del Aptiano (Cretácico Inferior; 121.4 m.a.), al Santoniano (Cretácico Superior; 83.6 m.a.), la transgresión de los mares se volvió más intensa, el extenso mar epicontinental que cubrió Tabasco, la Península de Yucatán, gran parte de Chiapas, Guatemala y Belice favoreció la sedimentación de una mega plataforma carbonatada (Figura 6). En Chiapas esta plataforma recibe el nombre de Fm. Sierra Madre (Martens y Sierra, 2021).

La Formación Sierra Madre se distribuye ampliamente en la Depresión Central de Chiapas. Descansa transicional y concordantemente (que mantiene la secuencia de edades en la

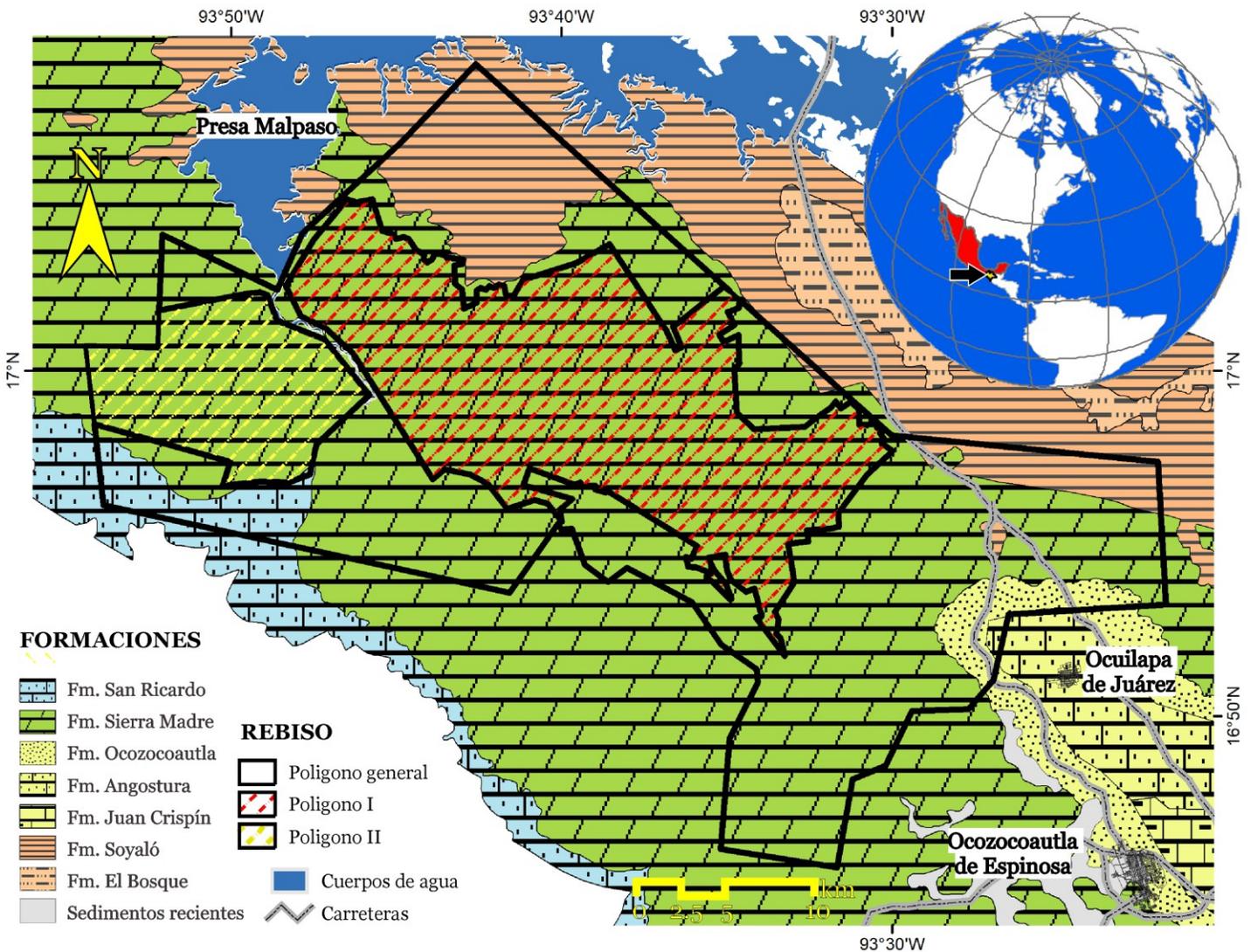


Figura 3. Mapa de las formaciones geológicas que afloran en la Reserva de la Biósfera Selva El Ocote.

transición del contacto) sobre la Fm. San Ricardo. El extenso paquete de rocas caliza y dolomía que componen esta formación fue dividida en tres miembros: miembro Cantelha, que corresponde al Albiano (113 a 100.5 m.a.), miembro Cintalapa, de edad Cenomaniano (100.5 a 93.9 m.a.) y miembro Jolpobuchil, que va del Turoniano al Santoniano (93.9 a 83.6 m.a.) (Álvarez, 1975). Aunque cada uno de estos miembros contiene microfauna característica de la edad que se le asignó (De La Rosa *et alii*, 1989), la litología tan homogénea de la Fm. Sierra

Madre, aunado a la densa vegetación dentro de los polígonos de la reserva, no permite reconocer claramente los componentes litológicos de cada uno de los miembros antes descritos, por lo que aquí, solo mencionaremos esta formación como conjunto. Sin embargo, es importante mencionar que las rocas del miembro Jolpabuchil afloran al norte y centro de la Formación Sierra Madre, fuera de los polígonos de la reserva (De La Rosa *et alii*, 1989; Martens y Sierra, 2021).

Según la carta geológica E15-11 Tuxtla Gutiérrez, dentro del polígono de la REBISO, la Fm. Sierra Madre abarca casi la totalidad de la superficie, incluyendo el polígono I y II (Figura 5E y 5F). Los puntos donde afloran paquetes de caliza y dolomía se encuentran en secciones que a continuación se describen: 1) al noroeste de la rancharía La Junta, aflora una pequeña sección de calizas de color castaño claro a tonos blancos; 2) en la sección que corre de la sierra Monterrey hacia la rancharía San Carlos, aflora caliza parcialmente dolomitizada con colores gris claro a oscuro, castaño claro y crema, que intemperiza a tono amarillento y blanquecino; 3) en la sección entre el río La Venta y el poblado Chapapote, aflora caliza dolomitizada de colores beige, gris claro y oscuro, que intemperiza a tono gris claro, blanquecino y amarillento; 4) en la sección río La Presa y el poblado Piedra Parada, aflora caliza de color crema, gris y castaño claro, que intemperiza a tono amarillento y gris claro (Martínez *et alii*, 2004).

El Chango y El Espinal son dos localidades de la Fm. Sierra Madre, donde afloran rocas dolomía de estratificación horizontal y laminado fino, dispuestas en estratos delgados y gruesos, que van de color beige a tonos claros y blancos con niveles esporádicos de nódulos de pedernal gris oscuro (Figura 5G y 5H). Ambas se encuentran fuera del polígono de la reserva, sin embargo, la diversidad de taxones reportados, especialmente de peces (Alvarado-Ortega y Ovalles-Damián, 2008; Alvarado-Ortega y Than-Marchese, 2012; Alvarado-Ortega y Than-Marchese, 2013; Díaz-Cruz *et alii*, 2016; 2019; Díaz-Cruz *et alii*, 2020) y crustáceos (Vega *et alii*, 2006; Garassino *et alii*, 2013; Guinot *et alii*, 2019; Heard *et alii*, 2020; Bruce *et alii*, 2021; Vega *et alii*, 2022), ayudan a entender como fue el ambiente de depósito de esta Formación. Vega *et alii* (2006) asignaron a la localidad El Espinal una edad del Albiano (miembro Cantelha) con base en los reportes de foraminíferos bentónicos de Steele y Waite (1986) y Michaud (1987). En contraste, la localidad El Chango se atribuye al miembro Cintalapa de edad Cenomaniano (100.5 a 93.9 m.a.) por la presencia de ammonites del género *Graysonitas* sp. (Moreno-Bedmar *et alii*, 2014). No obstante, es probable que los estratos de El Espinal tengan alcance al Cenomaniano, debido a la asociación de peces que comparte con El Chango (Than-Marchese *et alii*, 2021).

De manera general las características litológicas y sedimentológicas de la Fm. Sierra Madre, indican que el ambiente de depósito fue una plataforma carbonatada con moderada a alta energía, en facies de plataforma interna a externa (Martínez *et alii*, 2004). Sin embargo, el estudio paleontológico y estratigrá-

fico de las localidades El Espinal y El Chango han permitido inferir que el paleoambiente de esas localidades fue una laguna costera o estuario con aporte periódico de agua dulce y abundante materia orgánica (Than-Marchese *et alii*, 2021, Vega *et alii*, 2022).

Fractura de la plataforma

A finales del Cretácico Superior (Figura 7), por efecto de la orogenia Laramide (fenómeno geológico que provocó el levantamiento y plegamiento de la corteza terrestre), la Sierra Madre de Chiapas comenzó a elevarse; como consecuencia, la megaplataforma carbonatada (Fm. Sierra Madre) se fragmentó en bloques, los cuales, tuvieron una evolución tectosedimentaria diferente. Uno de ellos (bloque Tuxtla Gutiérrez), se hundió abriendo paso a una cuenca, que progresivamente se fue rellenando con material clástico (partículas de diversos tamaños derivadas de la erosión de rocas ígneas, metamórficas o sedimentarias más antiguas) producto de la erosión del basamento, de la recién emergida, Sierra Madre de Chiapas (Michaud y Fourcade, 1989). Durante el Maastrichtiano

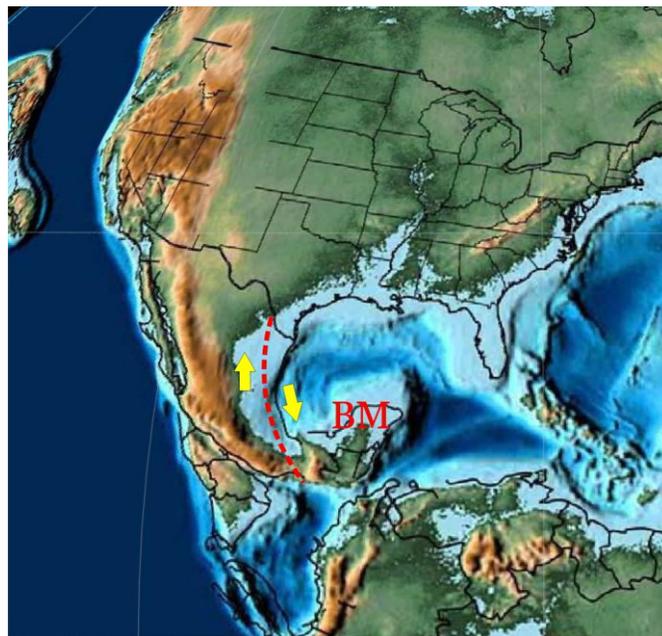


Figura 4. Paleogeografía del límite Jurásico Superior -Cretácico Inferior. El movimiento vertical de la Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca (línea punteada) y el lento hundimiento del Bloque Maya (BM), propiciaron el avance del mar en el Golfo de México. Realizado en *Gplates* (Müller *et alii*, 2018).



Figura 5. Localidades donde afloran rocas de las formaciones geológicas aquí tratadas. A) Puente Las Flores, carretera Ocozocoautla-Jiquipilas, Chiapas. Roca caliza alternando con estratos de lutita, base del miembro inferior, Fm. San Ricardo. B) Caliza alternando con arenisca, parte superior del miembro inferior, Fm. San Ricardo. C y D) Camino a Castillo Tielmans, Ocozocoautla de Espinosa, Chiapas. Arenisca roja con estratos de grano fino a grueso con gravas mayores a 5 cm. E y F) panorámica de paquetes de roca caliza en las inmediaciones de la REBISO. G y H) Afloramiento de estratos laminados de roca dolomía en la localidad El Chango, Ocozocoautla de Espinosa, Chiapas.

temprano (72.1 a 70 m.a.) se depositaron conglomerado, arenisca y arena margosa que hoy conforman los estratos de la base de la Fm. Ocozocoautla. Subsecuentemente, en el Maastrichtiano tardío (70 a 66 m.a.), encima de este depósito se estableció una plataforma interior que originó los bloques de caliza de la Fm. Angostura (Pons *et alii*, 2016).

En la carta geológica E15-11 Tuxtla Gutiérrez, el Servicio Geológico Mexicano considera a la Fm. Ocozocoautla y a la Fm. Angostura como una misma unidad litológica (Fm. Ocozo-

coautla-Angostura). En esta revisión, consideramos la contribución realizada por Pons *et alii* (2016) y Omaña *et alii* (2021), quienes aportan datos bioestratigráficos con asociaciones de rudistas y foraminíferos para separar la secuencia litológica en dos unidades distintas, depositadas una encima de la otra. En diferentes episodios durante el Maastrichtiano (Figura 8A y 8B).

Ambas unidades litológicas afloran en el extremo sureste de la reserva, en una breve porción del área de amortiguamiento. La Fm. Ocozocoautla es la de mayor área dentro del polígono de la reserva. La Fm. Angostura (Maastrichtiano superior) descansa sobre la Fm. Ocozocoautla (Maastrichtiano temprano), que a su vez sobreyace discordantemente (al no existir estratos del Turoniano al Campaniano en el contacto, al menos en la REBISO) encima de la Fm. Sierra Madre (Aptiano-Cenomaniano) (Pons *et alii*, 2016).

Dentro del polígono de le REBISO, aflora una sección de arenisca gris de la Fm. Ocozocoautla en el tramo carretero federal 145D Ocozocoautla-Malpasado (Figura 8C). De este afloramiento se rescataron ejemplares del género *Inoceramus* y

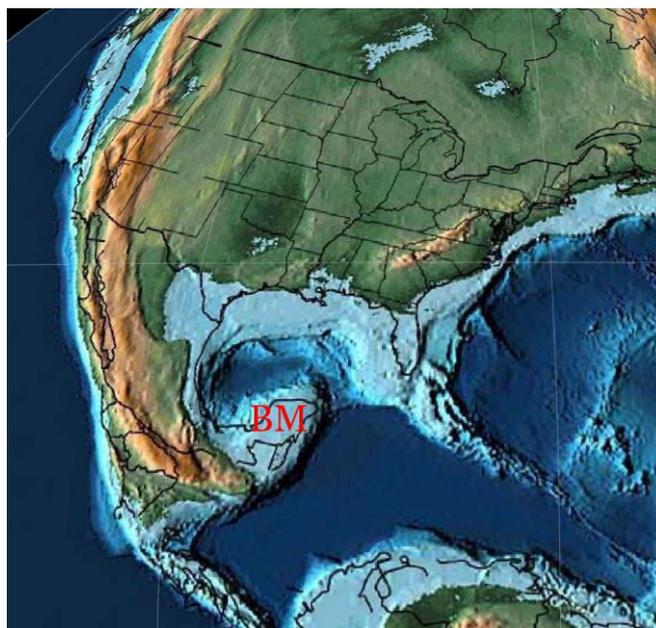


Figura 6. Paleogeografía del Albiense (110 m.a.), Cretácico Inferior. Las transgresiones marinas se volvieron más intensas del Aptiano al Santoniano. El extenso mar epicontinental (representado en azul claro) favoreció la sedimentación de una mega plataforma carbonatada (Fm. Sierra Madre) en Tabasco, la Península de Yucatán, gran parte del estado de Chiapas, Guatemala y Belice (Bloque Maya "BM"). Realizado en *Gplates* (Müller *et alii*, 2018).

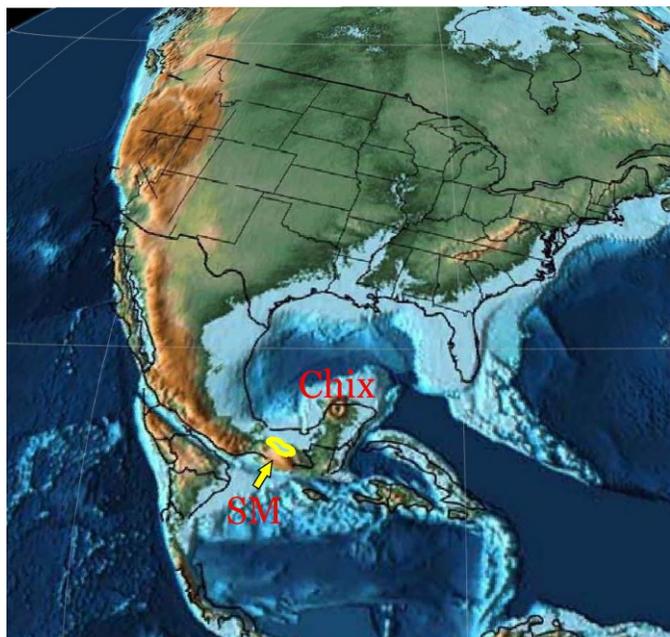


Figura 7. Paleogeografía del Maastrichtiano (72 m.a.) Cretácico Superior. La Sierra Madre (SM) de Chiapas se levantó por efecto de la orogenia Laramide. La plataforma carbonatada se fragmentó en bloques, dejando una cuenca (línea amarilla) donde se depositó la Fm. Ocozocoautla (Maastrichtiano temprano) y posteriormente la Fm. Angostura (Maastrichtiano tardío). Al final del Maastrichtiano impactó un meteorito en Chixulub, Península de Yucatán (Chix). Realizado en *Gplates* (Müller *et alii*, 2018).

y moldes internos de conchas de ammonites. Este afloramiento se correlaciona con las areniscas que afloran en la sección El Tzu-Tzu (Figura 8D), que se ubica fuera del polígono de la reserva, al sureste del municipio de Ocozocoautla de Espinosa. En esta sección Gómez-Pérez y Moreno-Bedmar (2021) y Pons *et alii* (2016), documentaron asociaciones de ammonites, en las que se incluye *Pachydiscus neubergicus*, taxón indicador del Maastrichtiano temprano. Con base en las características litológicas de la Fm. Ocozocoautla, Omaña *et alii* (2021), sugieren que ésta se depositó en un paleoambiente de entorno marino de aguas abiertas con energía de moderada a alta.

La Fm. Angostura aflora escasamente sobre los límites sureste de la reserva (Figura 8E y 8F). Cercano a éste, se han documentado fauna de crustáceos y corales fósiles provenientes de estratos de rocas carbonatadas (calcarenita) (Vega *et alii*, 2001; Filkorn *et alii*, 2005 y Loeser, 2012). Esta asociación, inicialmente fue adjudicado a la Fm. Ocozocoautla. Posteriormente, Vega *et alii* (2018), reasignaron la fauna de crustáceos a la Fm. Juan Crispín (Maastrichtiano tardío), equivalente lateral

a la Fm. Angostura, que aflora en las inmediaciones de Tuxtla Gutiérrez y Berriozábal. Sin embargo, con base en el trabajo de Pons *et alii* (2016), estos afloramientos pertenecen al bloque carbonatado de la Fm. Angostura. Para la Fm. Angostura se han reportado macrofora-miníferos que son indicadores de un entorno somero (Omaña *et alii*, 2021), por lo que, en contraste con la Fm. Ocozocoautla, La Fm. Angostura se desarrolló en un ambiente de plataforma interna de aguas poco profundas.

Las rocas más jóvenes de la REBISO

El fin del periodo Cretácico está marcado por el impacto de un meteorito en la península de Yucatán, durante la parte final del Maastrichtiano tardío (66 m.a.) (Álvarez *et alii*, 1992). Posterior a este evento, las condiciones de cuenca persistieron sobre la región Nororiental del Estado (De la Rosa *et alii*, 1989). Durante el Paleoceno (66-56 m.a.) (Figura 9) el levantamiento de la porción occidental del Golfo de México y el plegamiento de la Sierra Madre Oriental aportaron grandes volúmenes de sedimentos terrígenos a la cuenca persistente (Padilla y Sánchez, 2007), que dieron origen a estratos de lutita, arenisca y conglomerado que hoy conforman los sedimentos de Fm. Soyoló (Islas *et alii*, 2004).

Dentro de la REBISO, la Fm. Soyoló sobreyace discordantemente a la Fm. Sierra Madre. Al este de la reserva, aflora una pequeña franja de la Fm. Soyoló, donde se puede observar una sección entre las rancherías El Porvenir y Rosario (Martínez *et alii*, 2004). En los alrededores de la ranchería El Porvenir, en el tramo carretero federal 145D Ocozocoautla-Malpaso, se ubica un afloramiento de lutita con tonalidades de gris a verde que intercala en con arenisca de color gris a castaño claro (Figura 8G y 8H).

Al noroeste de la REBISO, aflora una extensión mayor de la Fm. Soyoló. Fuera del polígono de la reserva, pero muy cercano al límite, se puede observar en los alrededores del poblado Nueva Alianza una serie de estratos de arenisca alternando con estratos de lutita (Islas *et alii*, 2004). Con base en el registro de foraminíferos, el Servicio Geológico Mexicano asignó la Fm. Soyoló al Paleoceno (66-56 m.a.) (Islas *et alii*, 2004). Las rocas que afloran en esta formación son las más recientes que se encuentran dentro del polígono de la REBISO. Esta unidad ha sido escasamente estudiada y no se encontraron reportes de microfósiles. La litología permite inferir que el depósito de los sedimentos fue en un ambiente de mar abierto con facies de fueron facies de talud y cuenca (De la Rosa *et alii*, 1989).

CONCLUSIONES

Dentro del polígono de la reserva afloran cinco formaciones geológicas, las cuales nos permitieron hacer un seguimiento de la evolución geológica y una detallada revisión de la geomorfología de la región. Aunque muchas áreas se encuentran cubiertas por vegetación, las localidades aledañas al polígono de la reserva, donde afloran rocas de las formaciones aquí tratadas, aportaron valiosa información geológica y paleontológica.

Históricamente se ha documentado que las rocas más antiguas que afloran en la REBISO datan del Cretácico Inferior; en

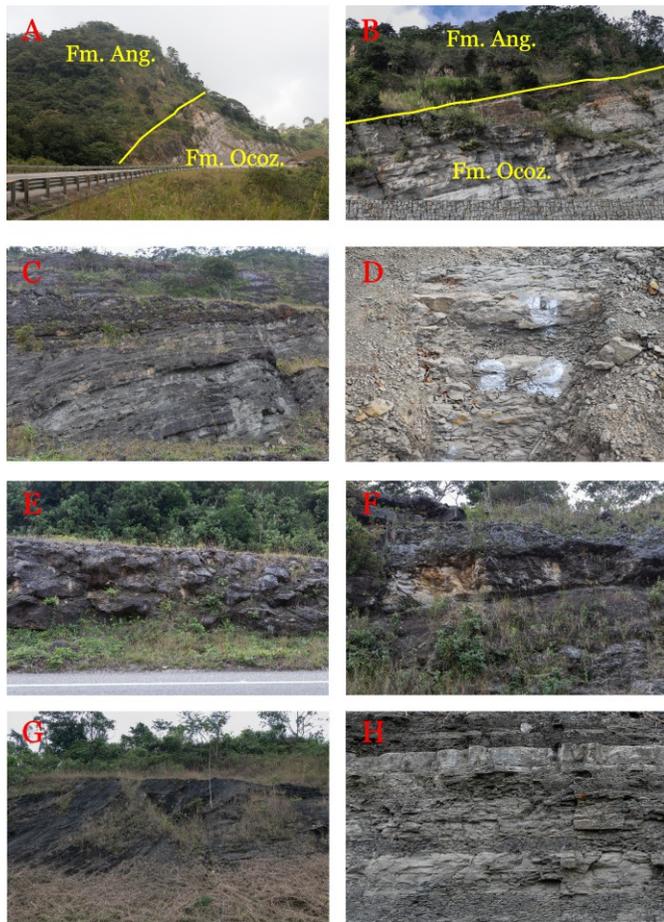


Figura 8. Localidades donde afloran rocas de las formaciones geológicas aquí tratadas. A y B) Afloramientos en los alrededores de la REBISO donde se puede ver el contacto de la Fm. Ocozacoautla y Fm. Angostura. C) Afloramiento de arenisca de la Fm. Ocozacoautla, en los márgenes de la REBISO. D) Afloramiento de areniscas en la localidad El Tzu-Tzu, Fm. Ocozacoautla. E y F) Estratos de roca calcarenita de la Fm. Angostura, aflora cerca del polígono de la REBISO. G y H) Estratos de arenisca y lutita gris de la Fm. Soyaló, afloramiento en las inmediaciones de la ranchería El Porvenir, dentro del polígono de la REBISO.

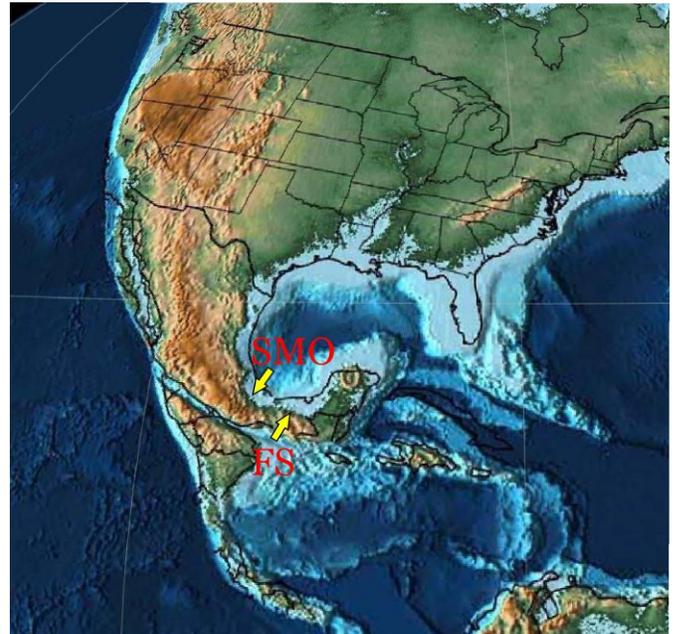


Figura 9. Paleogeografía del Paleoceno (66 m.a.), Paleógeno. Posterior al impacto del meteorito las condiciones de cuenca persistieron en el noroeste del Estado. El plegamiento de la Sierra Madre Oriental (SMO) y el occidente del Golfo de México, aportaron grandes volúmenes de sedimentos que dieron origen a los estratos de lutita y arenisca de la Fm. Soyaló (FS). Realizado en *Gplates* (Müller *et alii*, 2018).

este trabajo extendemos el rango de edad al Jurásico Medio. Las rocas más antiguas, aquí reportadas, afloran al suroeste de la reserva, en la Fm. San Ricardo y datan del Calloviano (165.3 m.a.; Jurásico Medio, Mesozoico). En contraste, se establece que las rocas más recientemente depositadas se encuentran en la Fm. Soyaló, que datan del Paleoceno (66 a 56 m.a.), la parte temprana del Paleógeno (Cenozoico).

La presión tectónica a la que estuvo sometida el estado de Chiapas junto al Bloque Maya propició que las diferentes unidades geológicas se depositaran en un entorno marino. Con base en la litología se infieren episodios de plataforma interna a plataforma externa con ambientes de cuenca y talud. Ambientes totalmente distintos al que se presenta hoy en la REBISO. Lo anterior nos ayuda a entender que la complejidad de la evolución geológica y natural de una región es modelada por la dinámica de las placas tectónicas a través de millones de años.

AGRADECIMIENTOS

Esta reseña fue posible gracias al proyecto de inversión “Rescate de la Paleobiodiversidad de Chiapas”. Agradecemos a la Biól. Diana Yaneth Sánchez Molina por su valioso apoyo en el trabajo de campo y al Dr. Gerardo Carbot-Chanona por las correcciones al borrador del presente manuscrito.

LITERATURA CITADA

- Alencáster G., 1977. Moluscos y braquiópodos del Jurásico Superior de Chiapas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 1(2):151-166.
- Alvarado-Ortega J. & Ovalles-Damián, E., 2008. *Triplomystus applegatei* sp. nov. (Teleostei: Ellimmichthyiformes), a rare “Triple armored herring” from El Espinal quarry (Early Cretaceous), Chiapas, Southeastern Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 28(1):53-60.
- Alvarado-Ortega J. & Than-Marchese B.A., 2012. A Cenomanian aipichthyoid fish (Teleostei, Acanthomorpha) from America, *Zoqueichthys carolinae* gen. and sp. nov. from El Chango quarry (Cintalapa Member, Sierra Madre Formation), Chiapas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(3): 735-748.
- Alvarado-Ortega J. & Than-Marchese B.A., 2012. The first record of a North American Cenomanian Trachichthyidae fish (acanthomorpha, Acanthopterygii), *Pepemkay maya*, gen. et sp. nov., from El Chango quarry (Sierra Madre Formation), Chiapas, Mexico. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 33(1):48-57.
- Álvarez M.A., 1975. Estratigrafía del Cretácico en la región central de Chiapas. Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura. Instituto Politécnico Nacional, México, D.F. Tesis profesional de ingeniero geólogo: 51 pp.
- Alvarez W., Smit J., Lowrie W., Asaro F., Margolis S.V., Claeys P., Kastner M. & Hildebrand A.R., 1992. Proximal impact deposits at the Cretaceous-Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: a restudy of DSDP Leg 77 Sites 536 and 540. *Geology*, 20(8):697-700. DOI: [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0697:PIDATC>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0697:PIDATC>2.3.CO;2)
- Buitrón B.E., 1978. Hemicidaridos (Echinodermata, Echinoidea) del Jurásico Superior de Oaxaca y Chiapas. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2(1):65-68.
- Bruce N.I., Serrano-Sánchez M. de L., Carbot-Chanona G. & Vega F.J., 2021. New species of fossil Cirrolanidae (Isopoda, Cymothoidea) from the Lower Cretaceous (Aptian) Sierra Madre Formation plattenkalk dolomites of El Espinal quarries, Chiapas, SE Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 109(2021):1-13. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103285>
- Dávila B.J., 2011. *Diccionario Geológico*. Sector Energía y Minas, República del Perú: 1006 pp.
- De La Cruz R.V.M. & Peña R.H., 1991. *Zona sureste. Prospecto Villahermosa*. Petróleos Mexicanos, México. Informe geológico No 948.
- De La Rosa Z.J.L., Eholi M.A & Dávila S.M., 1989. *Geología del estado de Chiapas*. Superintendencia de Estudios Zona Sureste. Comisión Federal de Electricidad, México D.F.: 192 pp.
- Díaz-Cruz J.A., Alvarado-Ortega J. & Carbot-Chanona G., 2016. The Cenomanian short snout enchodontid fishes (Aulopiformes, Enchodontidae) from Sierra Madre Formation, Chiapas, southeastern Mexico. *Cretaceous Research*, 61:136-150. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.12.026>
- Díaz-Cruz J.A., Alvarado-Ortega J. & Carbot-Chanona, G., 2019. *Dagon avendanoi* gen. and sp. nov., an Early Cenomanian Enchodontidae (Aulopiformes) fish from the El Chango quarry, Chiapas, southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 91:272-284. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.01.014>
- Díaz-Cruz J.A., Alvarado-Ortega, J. & Giles, S., 2020. A long snout enchodontid fish (Aulopiformes, Enchodontidae) from the Early Cretaceous deposits at the El Chango quarry, Chiapas, southeastern Mexico: A multi-approach study. *Palaeontologia Electronica*, 23(2): 1-27. DOI: <https://doi.org/10.26879/1065>
- Federal Geographic Data Commite, 2006. FGDC Digital cartographic standard for geologic map symbolization (postscript implementation). *U.S. Geological Survey Techniques and Methods*, 11(A2):1-263.
- Filkorn H.F., Avendaño-Gil J., Coutiño M. & Vega F.J., 2005. Corals from the Upper Cretaceous (Maastrichtian) Ocozocoautla Formation, Chiapas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(19):115-128.
- Garassino A., Vega F.J., Calvillo-Canadell L., Cevallos-Ferriz S. & Coutiño M.A., 2013. New decapod crustacean assemblage from the Upper Cretaceous (Cenomanian) of Chiapas, Mexico. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 269(3):261-270.
- Gómez J.J. & Peña R.H., 1992. Prospecto “hoja Tuxtla Gutiérrez”, región sur Petróleos Mexicanos, México. Informe geológico No 957.
- Gómez-Pérez L.E. & Moreno-Bedmar J.A., 2020. Ammonites, de fósiles enigmáticos a fósiles indicadores. El caso de estudio de la Formación Ocozocoautla. *Lum*, 2(2):68-79.
- Guinot D., Carbot-Chanona G. & Vega F.J., 2019. Archaeochiapasidae n. fam., a new early Cenomanian brachyuran family from Chiapas, México new hypothesis on Lecythocaridae Schweitzer & Feldmann, 2009, and phylogenetic implications (Crustacea, Decapoda, Brachyura, Eubrachyura). *Geodiversitas*, 41(7):285-322. DOI: [10.5252/geodiversitas2019v41a7](https://doi.org/10.5252/geodiversitas2019v41a7)
- Heard R.W., Morales-Núñez A.G., Serrano-Sánchez M. de L., Coutiño M.A., Barragán R. & Vega F.J., 2020. A new family, genus and species of Tanaidacea (Crustacea; Apseudomorpha) from the Lower Cretaceous (Aptian) of Chiapas, México: Systematic revisions, including designation of two new Paleozoic families, and paleoenvironmental observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 102(2020):1-29. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102609>
- Islas T.J.J., Ramírez G.M.G., Moreno R.J.P. & Gómez A.A., 2004. Carta geológica-minera Villahermosa E15-11, escala 1:250,000 estados de Veracruz, Tabasco, Chiapas y Oaxaca. Consejo de Recursos Minerales, Mexico: 80 pp.
- Löser H., 2012. Corals from the Maastrichtian Ocozocoautla Formation (Chiapas, México) a closer look. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(3): 534-550.
- Martens U.C. & Sierra R.M.I., 2021. Late Cretaceous-Paleocene transition from calcareous platform to basinal deposition in western Chiapas, México: Opening of the Chiapanecan embayment, en: Martens U.C., & Molina-Garza R.S. (eds.). *Southern and central Mexico: Basement framework, tectonic evolution, and provenance of Mesozoic-Cenozoic basin*. Geological Society of America Special Paper 546. EUA: 1-25. DOI: [https://doi.org/10.1130/2021.2546\(07\)](https://doi.org/10.1130/2021.2546(07))
- Martínez A.H., Fitz B.C. & Rosendo B.B., 2004. Carta geológica-minera Tuxtla Gutiérrez E15-11, escala 1:250,000 estados de Chiapas y Oaxaca. Consejo de Recursos Minerales, Mexico: 109 pp.
- Michaud F., 1987. Stratigraphie et Paleogeographie du Mesozoique du Chiapas (sud est du Mexique). Université Marie Curie, Memoires Sciences de la Terre, Paris, Francia. Tesis doctoral: 300 pp.
- Michaud F. & Fourcade E., 1989. Stratigraphie et paléogéographie du Jurassique et du Crétacé de Chiapas (Sud Est du Mexique): *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3:639-650.
- Müller R.D., Cannon J., Qin X., Watson R.J., Gurnis M., Williams S., Pfaffelmoser

- T., Segon M., Russell S.H.J. & Zahirovic S., 2018. Gplates; Building a virtual Earth through deep time. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19:2243-2261. DOI: <https://doi.org/10.1029/2018GC007584>
- Omaña L., Pons J.M. & Cruz R., 2021. Biostratigraphy and paleoenvironment of Maastrichtian foraminiferal assemblage from a succession located NW of Tuxtla Gutiérrez, Chiapas (SE Mexico). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 38(2):65-81. DOI: <https://doi.org/10.22201/cgeo.20072902e.2021.1.1598>
- Padilla y Sánchez R.J., 2007. Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1):19-42.
- Pérez-Rodríguez P.M., 2005. *Introducción a la biogeografía*. Universidad Autónoma de Chapingo, Chapingo, Estado de México, México: 237 pp.
- Pons J.M., Vicens E., Martínez R., García-Barrera P., Nieto I-E., Oviedo A. & Avendaño-Gil, J.M., 2016. The Campanian-Maastrichtian rudist bivalves succession in the Chiapas Central Depression, Mexico. *Cretaceous Research*, 60(2016):210-220. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.11.015>
- Quesada M.J.M., 1983. Las Formaciones San Ricardo y Jericó del Jurásico Medio-Cretácico Inferior en el SE de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 35(1):37-64.
- SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales), 2001. Programa de manejo de la Reserva de la Biosfera Selva El Ocote. Ocozacoautla de Espinosa, Chiapas, México: 144 pp.
- Steele D.R. & Waite L.E., 1986. Contributions to the stratigraphy of the Sierra Madre Limestone (Cretaceous) of Chiapas. *Boletín del Instituto de Geología*, 102:1-75.
- Than-Marchese B.A., Díaz-Cruz J.A. M., Cantalice K.M. & Alvarado-Ortega J., 2021, en: Peralta M.M.A., Ruan S.J.F., Pineda D.de B.E., Castro M.M., Than-Marchese B.A. & de la Cruz C.I. (coord). *Estudios sobre la biodiversidad tropical mexicana: conservación y aprovechamiento sustentable*. Universidad de Ciencias y Artes de Chiapas. Chiapas, México: 157-198.
- Vega F.J., Alvarado-Ortega J., Luque J., Porrás-Múzquiz H., Carbot-Chanona G., González-Rodríguez K.A., Cevallos-Ferris S. & Ifrim C., 2022. Cretaceous Crustacea from plattenkalk deposits of Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 116(2022):1-29. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103839>
- Vega F.J., Bruce N.L., Serrano-Sánchez M. de L. & Coutiño M.A., 2022. A new genus and species of sphaeromatid (Crustacea: Isopoda) from the Lower Cretaceous (Aptian) Sierra Madre Formation, Chiapas, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 114(2022):1-9. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103720>
- Vega F.J., Charbonnier S., Gómez-Pérez, L.E., Coutiño M., Carbot-Chanona, G., Távora, A., Serrano-Sánchez, L. & González-Monzón O., 2018. Review and additions to the Maastrichtian (Late Cretaceous) Crustacea from Chiapas, Mexico. *Journal of South American Earth Science*, 85(2018):325-344.
- Vega F.J., Feldmann R.M., García-Barrera P., Filkorn H.F., Pimentel F. & Avendaño J., 2001, Maastrichtian Crustacea (Brachyura: Decapoda) from the Ocozacoautla Formation in Chiapas, southeast Mexico. *Journal of Paleontology*, 75(2):319-329.
- Vega F.J., García-Barrera P., Perrilliat M. del C., Coutiño M.A. & Mariño-Pérez R., 2006. El Espinal, a new plattenkalk facies locality from the Lower Cretaceous Sierra Madre Formation, Chiapas, southeastern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(3): 323-333.

Recibido: 18 de noviembre de 2022
Aceptado: 26 de diciembre de 2022