

Estromatolitos, tufas y travertinos de la sección El Morro: Depósitos relacionados con la primera incursión marina en la Cuenca de Santa Rosalía, Baja California Sur

**Raúl Miranda-Avilés^{1,2,*}, Hugo Beraldi-Campesi³,
María Jesús Puy-Alquiza² y Ana Luisa Carreño³**

¹ Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México,
Apartado Postal 1039, 83000 Hermosillo, Son., México.

² Facultad de Minas y Geología, Universidad de Guanajuato, ex-Hacienda de San Javier,
36020 Guanajuato, Gto., México.

³ Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria,
04510 México, D. F., México.

*rmiranda@quijote.ugto.mx

RESUMEN

Este artículo presenta los resultados del análisis de las facies que constituyen la Caliza Marina Basal depositada en el Mioceno superior en la porción SE de la cuenca de Santa Rosalía, Baja California Sur. La Caliza Marina Basal constituye el miembro inferior de la Formación Boleo que se depositó durante la etapa del proto-Golfo de California. El análisis petrológico y sedimentológico de una de las secciones mejor expuestas en la cuenca, y que denominamos sección El Morro, muestra que la Caliza Marina Basal se presenta en forma de encostramientos de 1 a 6 m de espesor sobre las rocas volcánicas de la Formación Comondú, y está constituida por facies de travertinos masivos, travertinos laminares, travertinos esponjosos, tufas y estromatolitos dómicos. Las facies de travertinos representan un ambiente fluvial, mientras que las tufas se depositaron en un ambiente lagunar costero. Tanto las facies fluviales como lagunares fueron cubiertas por facies de estromatolitos de ambiente marino intermareal.

El cambio de ambiente fluvial pasando lateralmente a lagunar y cubierto por facies de ambiente marino intermareal, indica una transgresión que representa la instalación de la primera incursión marina en la cuenca de Santa Rosalía asociada con la apertura del Golfo de California.

Palabras clave: estromatolitos, tufas, travertinos, Santa Rosalía, Golfo de California, México.

ABSTRACT

In this work, we report the facies analysis of the Basal Marine Limestone deposited during latest Miocene in the southeastern part of the Santa Rosalía basin, Baja California Sur. The Basal Marine Limestone constitutes the lower member of the Boleo Formation deposited during the proto-Gulf of California stage. In one of the best exposed sections in the basin, called El Morro, the Basal Marine Limestone is a 1 to 6 m thick deposit overlying the volcanic rocks of the Comondú Formation, and is constituted by travertine, tufa and stromatolite facies. Travertine facies were deposited in a fluvial environment, which laterally passes into a coastal marsh environment represented by the tufa facies; both facies are covered by stromatolite facies of a shallow-water intertidal environment. The change in the depositional environment indicates a transgression that is interpreted as the first marine incursion related to the opening of the Gulf of California.

Key words: stromatolite, tufa, travertine, Santa Rosalía Basin, Gulf of California, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Durante el Mioceno superior, la apertura del proto-Golfo de California (Karig y Jansky, 1972) formó una serie de cuencas divergentes que almacenaron principalmente sedimentos siliciclásticos durante las primeras incursiones marinas neógenas en el Golfo de California.

La cuenca de Santa Rosalía, localizada en la parte central de la Península de Baja California (Figura 1), se formó en la fase de apertura del proto-Golfo de California,

almacenando los sedimentos de la Formación Boleo que contiene sedimentos del Mioceno superior (Figura 2) (Ortlieb y Colletta, 1984; Holt *et al.*, 2000). La Formación Boleo presenta un miembro superior siliciclástico constituido por facies deltaicas y un miembro inferior compuesto por depósitos de yeso que sobreyacen a la denominada “Caliza Marina Basal” (CMB) (Wilson, 1948). Los depósitos de la CMB, sobreyacen a rocas volcánicas calcialcalinas de la Formación Comondú, con edades de entre 24 a 12 Ma (Sawlan y Smith, 1984; Hasuback, 1984). La Formación Boleo subyace discordantemente a la Formación Tirabuzón del Plioceno Inferior a medio (Carreño, 1981; Ortlieb y Colletta, 1984). El miembro superior de la Formación Boleo presenta un horizonte de tefra de 1 a 2 m de espesor, denominado “Cinta Colorada” (Figura 3) por Wilson (1948), con una edad de 6.76 ± 0.9 Ma (Holt *et al.*, 2000).

La CMB se presenta en afloramientos decamétricos aislados, en forma de encostramientos carbonatados de 1 a 6 m de espesor de color ocre (Figura 4). El primer reporte de la CMB fue hecho por Wilson (1948), quien la describe brevemente como una unidad de origen marino formada por procesos orgánicos o controlados por las condiciones químicas del agua marina. Para las cuencas asociadas al proto-Golfo de California existe un reporte de encostramientos carbonatados comparables a la CMB. Estos encostramientos carbonatados han sido reportados en la base de la Formación Bouse al sureste de California y oeste de Arizona (Busing, 1990). Chorowicz y Lybieris (1984) comparan la CMB con costras de carbonatos observados a lo largo de la costa suroeste del Golfo de Suez, sin hacer mención de las facies que la constituyen ni del modelo de depósito. En los trabajos previamente publicados no han sido descritas las facies ni se ha propuesto un modelo de depósito para las calizas que constituyen la base de la Formación Boleo.

En este trabajo se presenta el estudio petrológico y sedimentológico de los afloramientos de la CMB expuestos al SW de la cuenca de Santa Rosalía, en la localidad conocida como El Morro. Se describen las facies que constituyen a la CMB, su modo de ocurrencia, su mega, macro y micro-fábrica así como el modelo de depósito durante la primera incursión marina del proto-Golfo de California en la cuenca de Santa Rosalía.

SECCIÓN EL MORRO

La Caliza Marina Basal (CMB) aflora en diferentes localidades de la cuenca de Santa Rosalía. Una de las secciones mejor expuestas de la CMB se localiza en la localidad conocida como El Morro, situada en el límite SE del poblado de Santa Rosalía sobre la línea de costa (Figura 5). La CMB aflora en la costa a lo largo de 250 m y lateralmente hacia el oeste está cubierta por facies limo-arcillosas de prodelta de la Formación Boleo (Miranda-Avilés, 2002). La CMB y las secuencias sedimentarias que las sobreyacen fueron afectadas por fallamiento normal originado durante los pulsos de

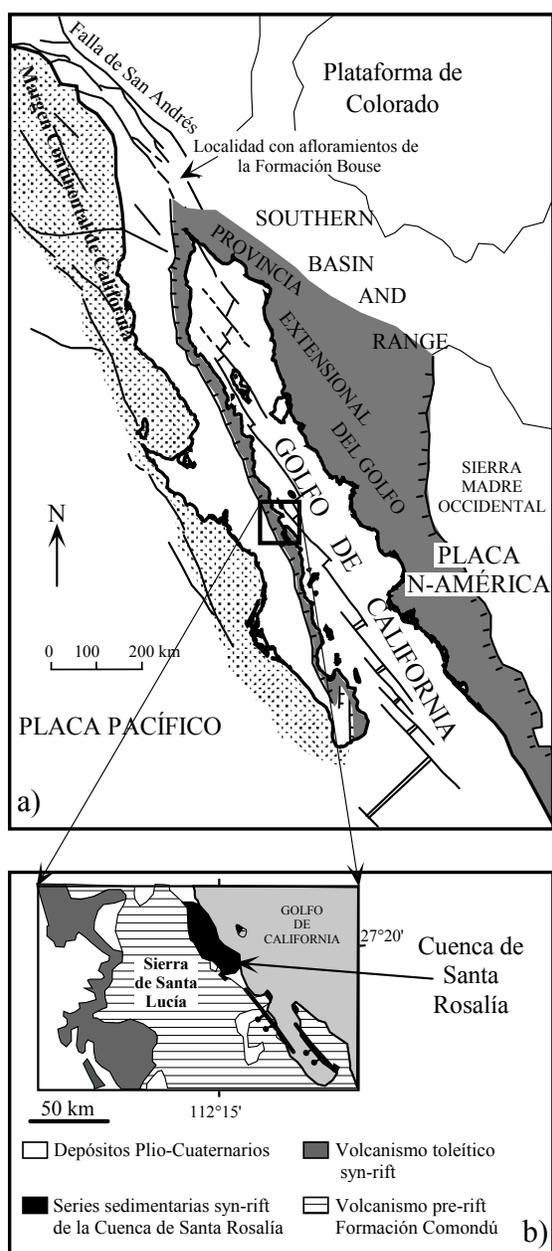


Figura 1. Localización de la Cuenca de Santa Rosalía. a) Mapa de las provincias morfo-tectónicas en los límites de la Placa Pacífico y Norteamérica, modificado de Stock y Hodges (1989). b) Mapa geológico simplificado de la región de Santa Rosalía.

distensión posteriores a su depósito (Figura 5).

Megascópicamente presenta un color ocre, con una base irregular ondulada, con espesores de 1 a 3 m, estructura masiva o estratificada con estratos decimétricos. Una de las características de la CMB es su ocurrencia en forma de capas con aspecto de “encostramiento” (Figura 5) sobre una paleotopografía con pendientes de hasta 40° (Wilson, 1948; Wilson y Rocha, 1955; Ortlieb y Colletta, 1984).

FACIES SEDIMENTARIAS

Los depósitos carbonatados en la localidad El Morro presentan cinco facies diferentes: travertinos laminares (facies a), travertinos masivos (facies b), tufas (facies c),

tufas esponjosas (facies d), estromatolitos dómicos (facies e) y trombolitos (facies f).

El termino “tufa” es aquí utilizado como el producto de la precipitación de carbonato de calcio en condiciones dulceacuícolas o salobres a temperatura ambiente. Típicamente contienen restos de micro- y macrofitas, invertebrados y bacterias (Ford y Pedley, 1996). En contraste, el término “travertino” se restringe a todo depósito carbonatado de agua dulce, producto de precipitados físicoquímicos o microbiales en condiciones termales o hidrotermales. Las tufas pueden distinguirse de los travertinos por la gran diversidad de restos de plantas que pueden contener, incluyendo macrofitas y restos de animales. Las facies de travertinos son muy variables y pasan lateralmente de fábricas típicas de travertinos, en donde los precipitados se formaron a partir

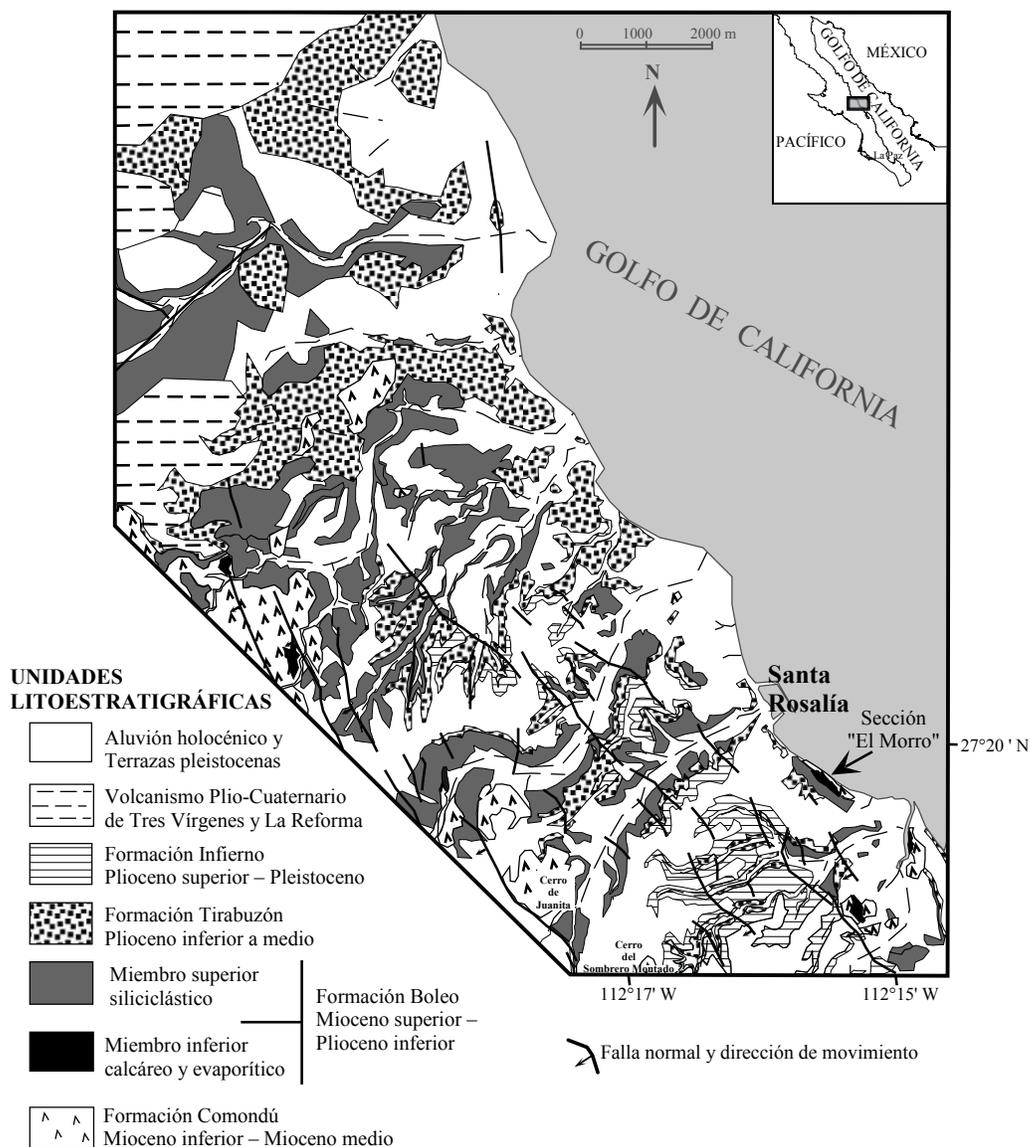


Figura 2. Mapa geológico de la cuenca de Santa Rosalía modificado de Wilson y Rocha (1955).

de aguas termales, a facies de tufas, donde la precipitación se realizó a partir de agua saturada en carbonatos a temperatura ambiente.

El término “estromatolito” se considera como el depósito microbiano laminar, béntico (Riding, 2000). Los estromatolitos se pueden presentar en forma de capas y domos con laminación planar, ondulosa o convexa, y en masas o agregados de forma cómica.

Los trombolitos son estructuras carbonatadas de origen microbiano, conformadas por una meso-estructura (rasgos observables a simple vista) algodonosa (Shapiro, 2000). Los trombolitos existen en una gran variedad de formas, incluyendo columnas simples y ramificadas complejas, mantos estratiformes y hemisferios cómicos. Típicamente están constituidos por micrita con textura algodonosa (*clotted*) y aglutinados de peloides que en su conjunto forman masas concéntricas ovaladas o esferoides centimétricas o milimétricas, que le dan la estructura algodonosa.

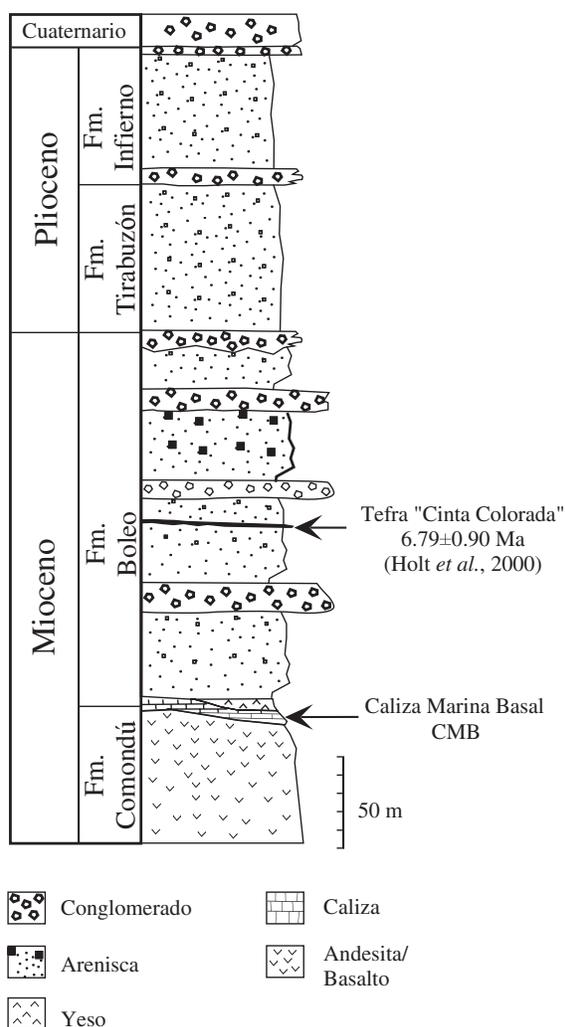


Figura 3. Columna estratigráfica generalizada de la cuenca de Santa Rosalía, modificada de Wilson y Rocha (1955).

Facies a: Travertinos laminares

Los travertinos laminares son de color blanco a gris y megascópicamente presentan una forma cóncava tabular con espesores de 1 a 12 cm. Vistos en planta son ovalados, con diámetros de 20 a 200 cm (Figura 6c). Su distribución es restringida y su estructura interna es laminar paralela. Tienen láminas milimétricas de calcita acicular, intercalada esporádicamente con láminas de calcedonia. Las láminas de calcedonia presentan espesores de 1 a 7 mm, mientras que las de calcita son menores a 1 mm. Se caracterizan por no presentar restos de conchas u otros fósiles. Microscópicamente, las facies laminares consisten en láminas de cristales aciculares de calcita y aragonita intercalados con láminas de calcedonia (Figura 7a).

Estas facies se depositaron en depresiones aisladas, en condiciones de aguas someras y tranquilas que permitieron la precipitación de láminas de calcita–aragonita, intercaladas con calcedonia. El análisis petrográfico sugiere un origen abiótico del carbonato, considerando el hábito acicular de aragonita y calcita común en travertinos inorgánicos formados en aguas termales (Guo y Riding, 1992; Valero-Garcés *et al.*, 2001), así como a la ausencia de microfósiles y texturas que pudiesen indicar un origen biológico. El origen de la calcedonia puede estar relacionado a múltiples eventos de hidrotermalismo con aguas enriquecidas de sílice.

Facies b: Travertinos masivos

Los travertinos masivos son de color beige a gris, localmente tienen láminas milimétricas de óxidos de manganeso. Megascópicamente, esta facies presenta estratos lenticulares con aspecto amigdaloides o azucarado, de 2.5 a



Figura 4. Afloramiento de la Caliza Marina Basal (CMB) depositada discordantemente sobre rocas volcánicas miocénicas de la Formación Comondú. El afloramiento tiene una geometría aparente de anticlinal producida por la erosión diferencial del substrato inclinado.

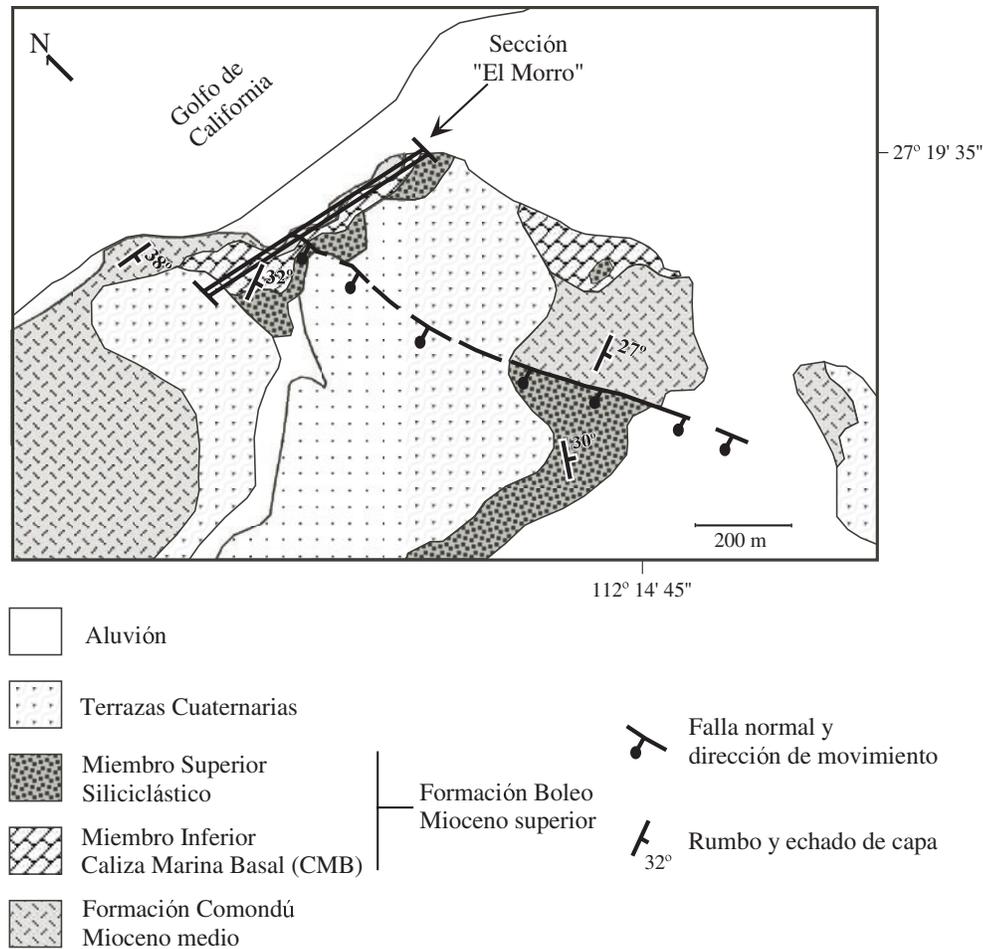


Figura 5. Mapa geol3gico simplificado del 3rea El Morro.

60 cm de espesor. Se distribuye en la base de toda la secci3n estudiada, generalmente sobre las rocas volc3nicas de la Formaci3n Comond3 (Figura 6a). Lateralmente se intercala con facies de travertinos laminares ricos en calcedonia. La observaci3n petrogr3fica permite identificar cristales de aragonita y calcita que diagen3ticamente fueron afectados por neomorfismo, constituyendo agregados de grandes cristales de calcita. Tambi3n se observan cristales aislados de cuarzo y plagioclasa (Figura 7b), probablemente de origen volc3nico o terr3geno, aunque en las muestras estudiadas no se encontr3 material tob3ceo que permitiera afirmar el sincronismo de un evento volc3nico asociado al dep3sito de estas facies.

Estas facies se depositaron en una topograf3a suavemente inclinada u horizontal, asociada a aguas termales. Tomando en cuenta su distribuci3n restringida, la existencia de l3minas milim3tricas de 3xidos de manganeso y su relaci3n lateral con las facies de travertinos laminares ricos en calcedonia, interpretamos que este tipo de travertino fue depositado en un ambiente fluvial, asociado con actividad hidrotermal.

Facies c: Tufas

Se distribuye principalmente en la porci3n sur del afloramiento El Morro y se presenta como una capa continua de 15 m y un espesor de 2 a 3 m. La facies de tufa aparece discordantemente sobre las rocas volc3nicas de la Formaci3n Comond3 o concordantemente sobre las facies de travertinos masivos. Est3 constituida internamente por capas de 2 a 7 cm de espesor, con estratificaci3n subparalela ondulosa (Figura 6a). Presenta cristalizaci3n de calcita esp3tica ordenada a manera de filamentos paralelos y ramificados de 1 mm de espesor y hasta 5 cm de largo, que pueden corresponder a algas calc3reas. Los filamentos se encuentran verticalmente alineados, en forma subparalela o radial. Los cristales de calcita son radiales (Figura 7h) y algunos crecieron nucle3ndose a partir de otros granos de calcita o de alguna otra estructura que se ha perdido y ha sido sustituida por esparita o dolomita. Esta facies tiene mayor influencia marina en la parte superior ya que presenta restos de foraminiferos bent3nicos, principalmente mili3lidos.

Facies similares han sido descritas en ambientes ac-

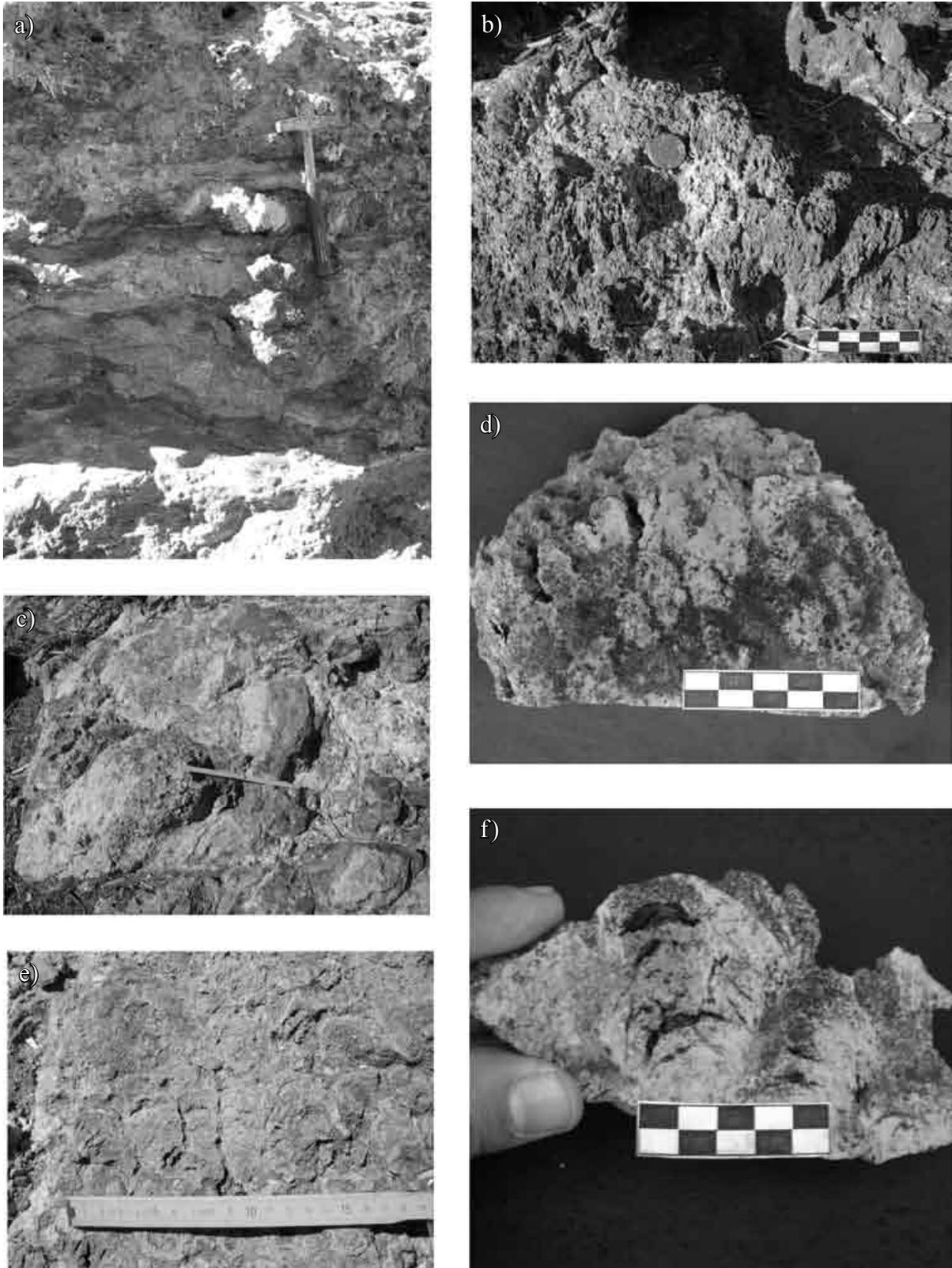


Figura 6. Facies sedimentarias que constituyen la Caliza Marina Basal (CMB) en la sección El Morro. a) Afloramiento de las facies de travertinos masivos en la base e intercalación de tufas con estratificación subparalela ondulosa. b) Facies de travertinos esponjosos con textura porosa, escala 5 cm. c) Imagen tomada sobre el plano de estratificación que muestra aglutinados dómicos de estrombolitos cónicos. La base de estos domos esta representada por travertinos laminares, la escala mide 40 cm. d) Aglutinado calcáreo en forma de domo, con estructura interna dendroide micrítica. Facies interpretadas como trombolitos que lateralmente se encuentran asociados con estromatolitos, escala 5 cm. e) y f) Estromatolitos de laminación gruesa; f) Corte transversal de estromatolito individual que muestra la forma de cono invertido y laminación gruesa discontinua, escala 5 cm.

tuales de la Isla de Andros en Bahamas, donde tufas algales han sido depositadas en ambiente lagunar salobre, temporalmente dulceacuicola (Demiccio y Hardie, 1994). Esta facies presenta la particularidad de haber sido afectadas por una diagénesis temprana relacionada con la circulación de fluidos silíceos que precipitaron en forma de calcedonia en los espacios interfilamentosos. Se interpreta que la diagénesis es de origen hidrotermal, cuyo flujo ascendente, en uno o varios episodios, pudo disolver y substituir al carbonato original, el cual, al recrystalizarse, propició la recrystalización y arreglo de la calcita en forma de filamentos.

Las características de estas facies sugieren que su depósito fue en un ambiente lagunar salobre de aguas so-

meras y tranquilas a temperatura ambiente, esporádicamente afectadas por fluidos hidrotermales cargados en sílice.

Facies d: Travertinos esponjosos

Aparece localmente como parches o lentes calcáreos muy porosos, con textura esponjosa, generalmente sobreyaciendo a las facies estromatolíticas. Alcanza espesores de 1 a 2 m, con estratificación planar, suavemente ondulada y continuidad lateral de 3 a 4 m. Está constituida al interior por capas de color ocre a café, de 10 a 20 cm de espesor, que contienen tubos milimétricos verticalmente disconti-

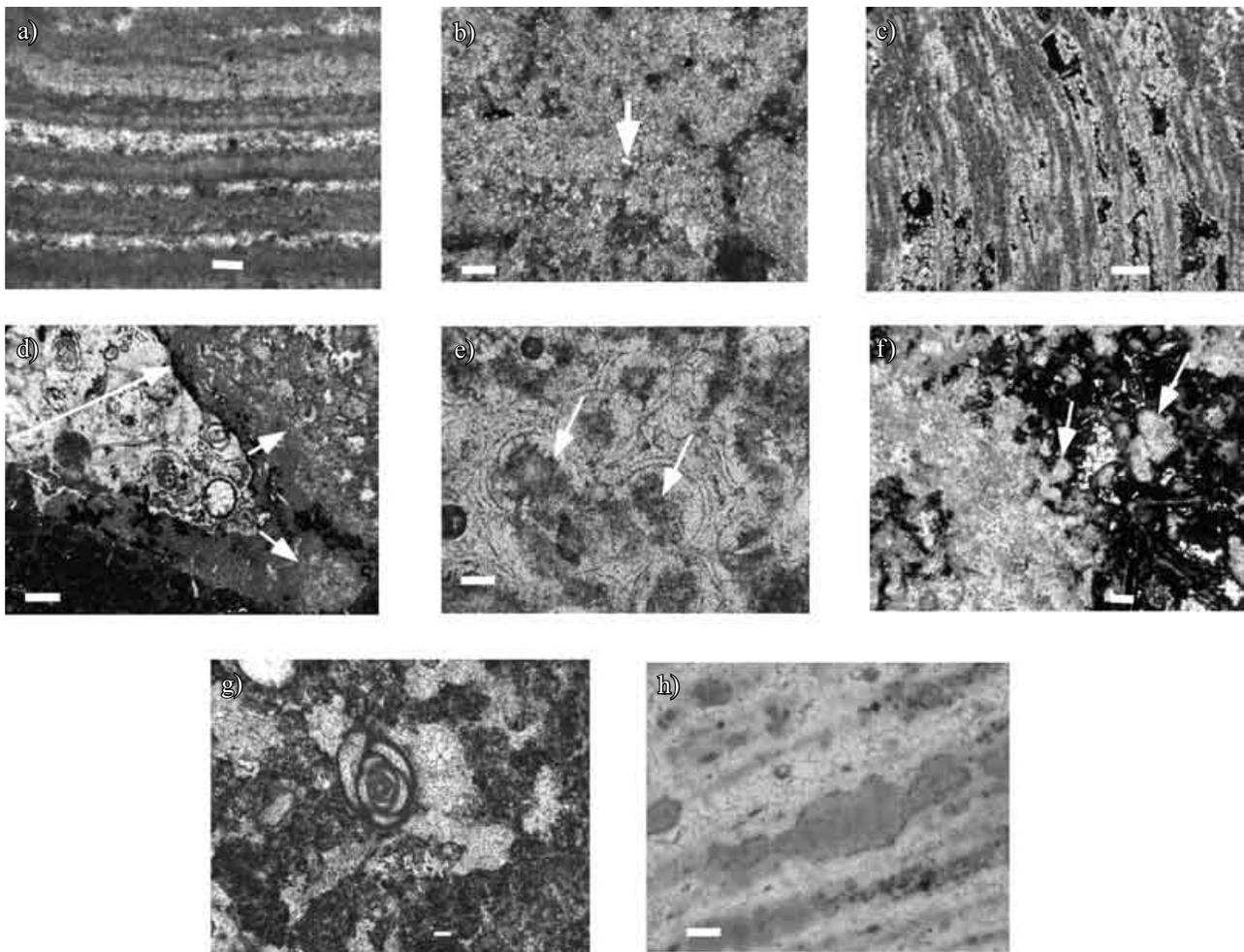


Figura 7. Fotomicrografías de las facies que constituyen la CMB en la sección El Morro. a) Detalle de láminas de calcita acicular intercalada con láminas de calcedonia (10x, nicoles paralelos, escala 100 μ m). b) Travertino masivo compuesto de micrita y calcita espática; localmente presenta cristales de cuarzo (flecha) (4x, nicoles paralelos, escala 400 μ m). c) Tufa que presenta filamentos compuestos de micrita y cristales de calcita espática; estos filamentos, que probablemente correspondan a rodófitas, fueron cementados en su exterior por calcedonia (10x, nicoles cruzados, escala 200 μ m). d) Facies estromatolíticas. La parte superior izquierda (flecha larga) se encuentra constituida por gasterópodos, restos de conchas y peloides; la parte media (flechas cortas) muestra rodófitas aglutinadas subyaciendo una zona de peloides micríticos (10x, nicoles cruzados, escala 100 μ m). e) Peloides micríticos en láminas de estromatolitos que presentan aglutinados grumosos (flecha) de probable origen bacteriano (20x, nicoles paralelos, escala 100 μ m). f) Textura micrítica algodonosa (flechas); trombolitos asociados con facies de estrombolitos (20x, nicoles cruzados, escala 50 μ m). g) Foraminífero bentónico (Miliólido) incluido en la facies de estromatolitos. h) La estructura interna de los arreglos ordenados como "filamentos" en la facies de Tufa muestra crecimientos radiales de cristales de calcita.

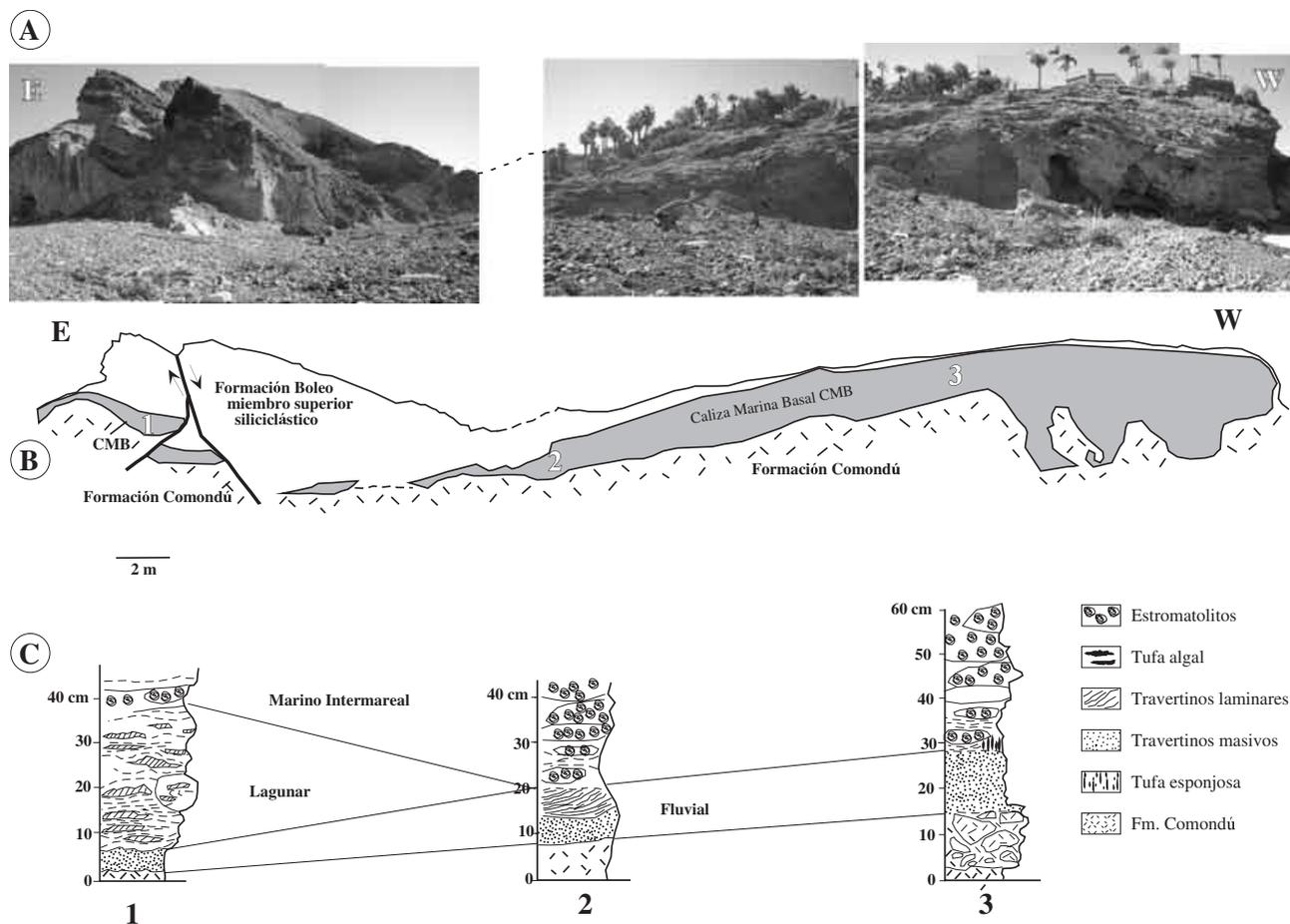


Figura 8. A: Fotomosaico de la sección El Morro, visual hacia el Sur; nótese la base irregular y el incremento en el espesor de la CMB hacia el oeste de la sección. B: Distribución de la CMB en la sección El Morro. C: Columnas estratigráficas medidas, indicando el ambiente interpretado.

nuos, espaciados y paralelos, densos y duros, que le dan el aspecto esponjoso (Figura 6b). Petrográficamente presenta calcita espática que reemplazó localmente a micrita rica en materia orgánica. Localmente, estas facies muestran vestigios de moldes de tubos verticales, que probablemente corresponden a fragmentos de macrofitas cuya estructura fue diagenéticamente destruida.

Facies similares han sido descritas por Guo y Riding (1999) en depósitos de travertinos de Rapolano Terme, Italia. Consideramos que estas facies se depositaron en un ambiente fluvial de áreas relativamente planas, con un escurrimiento lento de aguas que permitieron el depósito de carbonato de calcio en zonas donde la descomposición de materia orgánica y la liberación de CO_2 de las aguas termales originaron burbujas que, al liberarse, dieron el aspecto esponjoso al travertino.

Facies e: Estromatolitos y trombolitos

Se caracteriza por biohermas estromatolíticas que presentan localmente trombolitos. Los estromatolitos se

presentan como domos aislados sobre el plano de estratificación. En los espacios intradómicos presentan fragmentos de gasterópodos mal preservados, fragmentos de conchas de bivalvos, agregados de peloides y foraminíferos cementados con calcita. Individualmente, los estromatolitos tienen forma cómica o cónica, de 5 a 8 cm de alto y un diámetro de 7 cm en la parte superior (Figura 6c, 6f). La estructura interna presenta láminas irregulares convexas, de 3 a 5 mm de espesor, ricas en peloides, agregados de conchas de ostrácodos, gasterópodos y foraminíferos generalmente cubiertas por algas rojas (Figura 7d). Los peloides miden de 50 a 150 μm de diámetro y son de calcita espática o micrita. Internamente presentan áreas grumosas concéntricas de 10 a 70 μm de diámetro (Figura 7e), con márgenes difusos que pueden corresponder a microbios cocoidales (Adachi *et al.*, 2004). Algunos domos tienen laminación mal desarrollada y presentan una fábrica parcialmente trombolítica (micrita algodonosa).

Los trombolitos miden de 20 a 60 cm de diámetro, con formas cómicas o dendroides y textura algodonosa. En lámina delgada se aprecian agregados de micrita y fragmentos de ostrácodos, gasterópodos y miliólidos (Figura 7g), que

en conjunto presentan formas macroscópicas irregulares alargadas de 0.2 cm a 3 cm de largo y localmente dendroides. Consideramos que parte de la micrita con textura algodono- sa, así como la micrita peloidal con agregados concéntricos grumosos oscuros, están probablemente relacionadas con un origen bacteriano.

Estas facies fueron depositadas en un ambiente marino intermareal, que permitió el desarrollo de estromatolitos dómicos y trombolitos, formados por periodos sucesivos de crecimiento algal y aglutinamiento de partículas carbonatadas. Estas estructuras suelen formarse en ambientes intermareales (Shapiro, 2000), sugiriendo un ambiente de depósito similar para estas facies.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de las facies de tufas, travertinos y estromatolitos de la sección El Morro, permite interpretar que la CMB representa tres ambientes de depósito: fluvial, lagunar y marino-intermareal (Figura 8).

El ambiente fluvial se desarrolló sobre las rocas volcánicas de la Formación Comondú y está representado por facies de travertinos masivos, travertinos laminares y travertinos esponjosos (Figura 9a). Los travertinos masivos se depositaron en zonas de escorrentía lenta que permitieron el aporte de detritos de cuarzo y plagioclasa derivados de las rocas volcánicas subyacentes. Los travertinos esponjosos

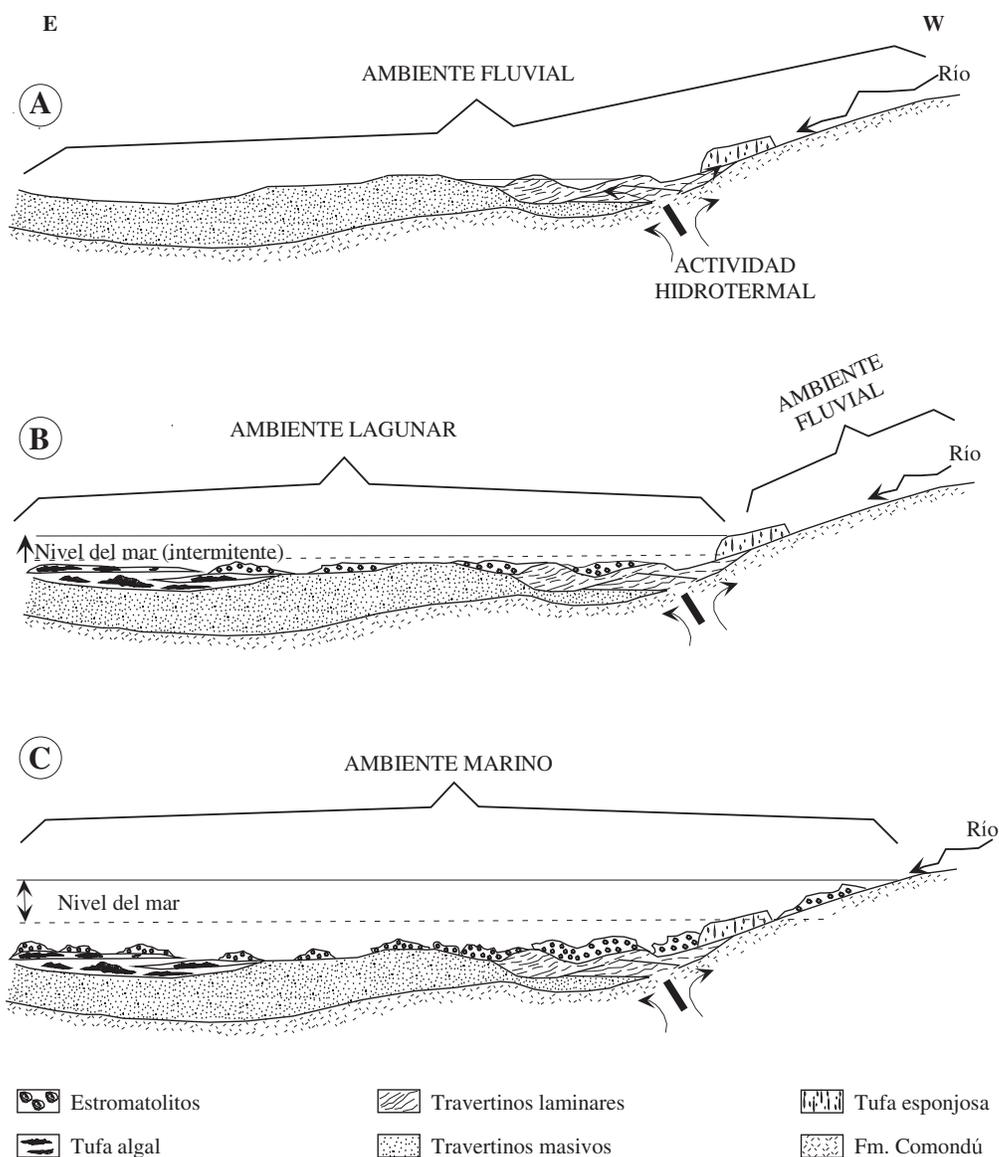


Figura 9. Modelo de depósito de la Caliza Marina Basal (CMB) en la sección El Morro, SE de la cuenca de Santa Rosalía. A: Desarrollo de un ambiente fluvial, representado inicialmente por facies de travertinos masivos y laminares, cubiertos lateralmente por travertinos esponjosos. B y C: Instalación de la incursión marina que permite el desarrollo inicialmente de tufas algales en un ambiente lagunar y estromatolitos intermareales.

se depositaron en áreas de escorrentía lenta, probablemente asociados a zonas de desgasificación de las aguas termales o por la desgasificación producida por la descomposición de materia orgánica. Los travertinos laminares se depositaron en pequeñas depresiones con aguas someras y tranquilas.

El ambiente lagunar se distribuye principalmente en la porción sur de la sección El Morro, y está representado por facies de tufa algal de estratificación horizontal, que lateralmente hacia el oeste se intercalan con facies del ambiente fluvial (Figura 9b). La facies de tufa se formó en cuerpos lagunares salobres que temporalmente fueron influenciados por agua marina que permitió el desarrollo algal y la incursión esporádica de microfauna marina.

El ambiente marino intermareal se extiende a lo largo de toda la sección estudiada y las facies de estromatolitos se depositaron sobre las facies del ambiente lagunar y fluvial. Este ambiente marino es constituido por facies de estromatolitos asociadas localmente con trombolitos. La presencia de fósiles de foraminíferos bentónicos principalmente miliólidos, algas rojas y gasterópodos soportan la idea del ambiente marino. Las estructuras estromatolíticas y trombolíticas están relacionadas con la precipitación de calcita inducida por actividad bacteriana, considerando que a nivel microscópico presentan micrita peloidal y agregados grumosos que pueden ser atribuidos a microbios cocoidales (Adachi *et al.*, 2004).

Los ambientes lagunar y fluvial se desarrollaron sobre rocas volcánicas de la Formación Comondú, en zonas suavemente inclinadas con depresiones planas y continuas (Figura 9).

La CMB se considera del Mioceno superior, tomando en cuenta que sobreyace a las rocas volcánicas de la Formación Comondú fechada entre 24 y 12 Ma (Sawlan y Smith, 1984; Hasuback, 1984). Por otra parte, la CMB subyace el miembro siliciclástico de la Formación Boleo, que contiene en su parte media el horizonte volcánico "Cinta Colorada" con edad isotópica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 6.76 ± 0.90 Ma (Holt *et al.*, 2000). El trabajo de Holt *et al.* (2000) estima por medio de magnetoestratigrafía una edad probable de 7.1 ± 0.0 Ma para el miembro inferior de la Formación Boleo, por lo que consideramos que esta edad probable puede ser correlacionable a la CMB en la localidad El Morro que pertenece al mismo miembro.

La existencia de facies marinas en la sección El Morro representa el establecimiento de condiciones marinas en la cuenca de Santa Rosalía, con bajo aporte de terrígenos hacia la costa en la sección El Morro. La transgresión marina pudo haber sido producto del eustatismo global y controlada por la subsidencia tectónica. El no contar con un control preciso de edades que permitan correlacionar este evento con curvas eustáticas aplicables para el Mioceno, nos hacen considerar ambas como probables. Estos depósitos corresponden al periodo de subsidencia tectónica de la cuenca, asociado con la etapa tardía del prot-Golfo de California cuyo rango de edad abarca desde los 12 a los 5.5 Ma (Karig y Jensky, 1972; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989).

AGRADECIMIENTOS

Se agradece las facilidades brindadas por el personal de la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología de la UNAM durante la realización de esta investigación, particularmente al Dr. Jaime Roldan Quintana por sus sugerencias y comentarios. Agradecemos a Gloria Roza del Departamento de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la UNISON por el apoyo brindado en la identificación de algunas especies. Agradecemos también al Dr. Arturo Martín Barajas, al Dr. Lucas Hilario Ochoa Landín y a un revisor anónimo por sus invaluable sugerencias.

REFERENCIAS

- Adachi, N., Ezaki Y., Liu., J., 2004, The fabrics and origins of peloids immediately after the end-Permian extinction, Guizhou Province, South China: *Sedimentary Geology*, 164, 161–178.
- Buising, A.V., 1990, The Bouse Formation and Bracketing units, Southeastern California and Western Arizona: Implications for the evolution of the Proto-Gulf of California and the lower Colorado River: *Journal of Geophysical Research*, 95, 20,111–20,132.
- Carreño, A.L., 1981, Ostrácodos y foraminíferos planctónicos de la loma del Tirabuzón, Santa Rosalía, Baja California Sur, e implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 5(1), 55–64.
- Chorowicz, J., Lybeiris, N., 1984, Significado estructural de un encostamiento carbonatado similar en el Golfo de California al del Golfo de Suez, *in* Malpica-Cruz, V., Celis-Gutiérrez, S., Guerrero-García, J., Ortlieb, L. (eds), *Neotectonics and Sea Level Variations in the Gulf of California Area, a Symposium* (Hermosillo, Son., abril 21-23): México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Abstracts, 7–8.
- Demico, R.V., Hardie, L.A., 1994, Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. Atlas 1: *Society of Economic Mineralogists and Paleontologists, Special Publication 1*, 265 p.
- Ford, T.D., Pedley, H.M., 1996, A review of tufa and travertine deposits of the world: *Earth Science Reviews*, 41, 117–175.
- Guo, L., Riding, R., 1999, Rapid facies changes in Holocene fissure ridge hot spring travertines, Rapolano Terme, Italy: *Sedimentology*, 46, 1145–1158.
- Guo, L., Riding, R., 1992, Micritic aragonite laminae in hot water travertine crusts, Rapolano Terme, central Italy: *Sedimentology*, 39, 1067–1079.
- Hausback, B.P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, *in* Frizzell, V.A. (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula: Los Angeles, CA, Society of Economic Mineralogists and Paleontologists, Pacific Section, Special Publication*, 39, 219–236.
- Holt, J.W., Holt, E.W., Stock, J.M., 2000, An age constraint on Gulf of California rifting from the Santa Rosalia Basin, Baja California Sur, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 112, 540–549.
- Karig, D.E., Jensky, W.A., 1972, The Proto-Gulf of California: *Earth and Planetary Science Letters*, 17, p. 169–174.
- Lonsdale, P., 1989, Geology and tectonic history of the Gulf of California, *in* Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W. (eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America*, N, 499–521.
- Miranda-Avilés, R., 2002, Etude géologique comparee des bassins de Santa Rosalía (Basse Californie du Sud, Mexique) et de Mendibelza (Pyrenees, France): *Université de Bordeaux I, Tesis doctoral*, 235 p.

- Ortlieb, L., Colletta, B., 1984, Síntesis cronoestratigráfica sobre el Neogeno y el Cuaternario marino de la Cuenca de Santa Rosalía, Baja California Sur, México, *in* Malpica-Cruz, V., Celis-Gutiérrez, S., Guerrero-García, J., Ortlieb, L. (eds), Neotectonics and Sea Level Variations in the Gulf of California Area, a Symposium (Hermosillo, Son., abril 21-23): México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Abstracts, 242–268.
- Riding R., 2000, Microbial carbonates; the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms: *Sedimentology*, 47(1), 179–214.
- Sawlan, M.G., Smith, J.G., 1984, Petrologic characteristics, age and tectonics setting of neogene volcanic rocks in northertern Baja California Sur, Mexico, *in* Frizzel, V.A. (ed), *Geology of the Baja California Peninsula*: Los Angeles, CA, Society of Economic Mineralogists and Paleontologists, Pacific Section, Special Publication, 39, 237–251.
- Shapiro, R.S., 2000, A comment on the systematic confusion of Thrombolites: *Palaos*, 15, 166–169.
- Stock, J.M., Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate: *Tectonics*, 8, 99–115.
- Valero-Garcés B.L., Arenas C., Delgado-Huertas, A., 2001, Depositional environments of Quaternary lacustrine travertines and stromatolites from high-altitud Andean lakes, northwestern Argentina: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38, 1263–1283.
- Wilson, I.F., Rocha, V.S., 1955, *Geology and Mineral Deposits of the Boleo Cooper district Baja California, Mexico*: Geological Survey Professional Paper, 273, 134 p.
- Wilson I. F., 1948, Buried topography, initial structures and sedimentation in Santa Rosalía area, Baja California, Mexico: *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 32(9), 1762–1807.
- Manuscrito recibido: Junio 15, 2004
Manuscrito corregido recibido: Septiembre 28, 2004
Manuscrito aceptado: Noviembre 10, 2004