

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**BIOESTRATIGRAFÍA DE LA LOCALIDAD TIPO DE
LA FORMACIÓN CARMEN, ISLA DEL CARMEN,
BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**B I O L O G A
P R E S E N T A:**

CAROLINA ALBARRÁN LINARES



**DIRECTORA DE TESIS:
DOCTORA ANA LUISA CARREÑO
2010**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Agradecimientos

Quiero agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México, por permitirme ser parte de ella y por darme una formación que me permita seguir adelante en la vida.

Para realizar la presente tesis, se necesitó la intervención y el apoyo de muchas personas, a quienes agradezco inmensamente.

Al ex-director del Instituto de Geología Dr. Gustavo Tolson J. y a la Dra. Elena Centeno García actual directora, por permitirme el acceso a las instalaciones.

A mi asesora, Dra. Ana Luisa Carreño, que me esperó todo el tiempo del mundo para acabar esta tesis. Gracias por el tiempo, el espacio, el apoyo y.... por los regaños.

A los miembros de mi jurado al Dr. F. Raúl Gío-Argáez, a la Dra. María del Carmen Perrilliat M., al Dr. José Luis Sánchez Zavala y a la M. en C. Adriana Y. Miranda Martínez, quienes contribuyeron enormemente a que el presente manuscrito tuviera claridad y sencillez.

A todos mis maestros del Taller de Paleontología por sus clases y por las lecciones tan útiles para mi vida.

Al Dr. Jorge Ledesma Vázquez de la Universidad Autónoma del Estado de Baja California por su apoyo en el campo.

Al personal de la Biblioteca Conjunta de Ciencias de la Tierra, los cuales fueron muy cordiales cuando necesite de sus servicios.

A la Biól. Yolanda Hornelas Orozco del Laboratorio de microscopia electrónica de barrido del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología por tomar las micrografías con las cuales se ilustra el presente trabajo.

A la Sra. Magdalena Alcayde O. del Departamento Editorial del Instituto de Geología, por

la revisión del presente manuscrito.

Al equipo Bajaitas: Adriana, Alejandro, Erandi, Araceli y Fabiola con quienes compartí el lugar de trabajo, muchísimas comidas y nutridas conversaciones que enriquecieron esta tesis con comentarios, observaciones o ayuda con programas de cómputo. A la vecina Paula que jamás dejó de participar en las conversaciones.

El presente estudio se realizó gracias al apoyo del Proyecto PAPIIT IN116308 “La búsqueda de los eventos vicariantes en el Golfo de California” de la Dirección General de Asuntos del Personal Académico, UNAM.

Agradezco al Dr. Ricardo Barragán Manzo, Secretario Académico del Instituto de Geología, quien me otorgó X meses de beca de su proyecto PAPIIT IN 108709.

A mis padres Judith y Cuauhtémoc y a mis suegros Natalia y José Luis por apoyarme y cuidarme, desde pequeña hasta ser una vieja lagartona.

Abuelita Tita gracias por apoyarme en todo sin importar qué.

A mis hermanitos: Alicia y Carlos por siempre estar junto a mí.

A mis amigos: el Conejo, el señor D, el Gato, Rougal, Mimmers, el Oso, P-chan, Adriana, Juve, Fray y Josué, por llenar los ratos de ocio con diversión y sonrisas.

A Ariel y mi bebé Xiuh, por estar conmigo siempre, en las buenas y en las malas y por soportar mis ratos de euforia y de enojo. A ellos les dedico esta tesis.

Bioestratigrafía de la localidad tipo de la Formación Carmen, Isla del Carmen, Baja California Sur, México

Resumen

Se estudiaron los foraminíferos contenidos en 18 muestras procedentes de una columna estratigráfica medida en Punta Perico, así como varios puntos de control en Bahía Oto, Las Garzas y Mesa Pareja, localizados en Isla del Carmen, Baja California Sur, México. La abundancia relativa y la presencia de diversas especies de foraminíferos sugieren que estas rocas fueron depositadas en un ambiente talud superior (*ca.* 500 m) durante el límite Mioceno tardío-Plioceno temprano (5.4-5.3 Ma) con base en la asociación y distribución de foraminíferos planctónicos característicos de esta edad. La presencia de estas rocas es coherente con los modelos de algunos autores sobre la apertura del Golfo de California.

Abstract

The study of foraminifera included in 18 marine sedimentary samples from a measured stratigraphic section at Punta Perico, as well as from Oto Bay, Las Garzas and Mesa Pareja, in Isla del Carmen, Baja California Sur, Mexico was carried out. The relative abundance and the presence of several benthic foraminifer species suggest that these rocks were deposited in an upper slope environment (*ca.* 500 m) during the time span around the late Miocene-early Pliocene (5.3-4.9 Ma). The presence of these rocks is coherent with recent models concerning the opening of the Gulf of California.

Introducción

La península y el Golfo de Baja California son rasgos característicos de la República Mexicana, cuya reciente formación geológica, los coloca como un modelo ideal para el estudio de procesos biológicos debido a la presencia de un alto número de endemismos y diversidad alta en muchos grupos (Cody *et al.*, 2002; Thomson y Gilligan, 2002; Lawlor *et al.*, 2002). La continua evolución geológica del área representa una oportunidad para estudiar el desarrollo, el origen, la colonización y las tasas de extinción de muchas de las especies que ahí viven.

Por ello es importante tener una descripción detallada de los procesos geológicos ocurridos, desde que la península era parte del resto de la república hasta llegar a su configuración actual. Estos procesos, de manera directa o indirecta, pueden ser leídos en las rocas y junto con la relación que guardan éstas entre ellas, permiten reconstruir detalladamente la evolución del área a través del tiempo.

La historia geológica de Baja California se puede dividir en dos partes: el periodo prebatolítico y el postbatolítico (Gastil, 1975). La primera se caracteriza por la acumulación de material volcánico, por metamorfismo de bajo grado, finalizando con el emplazamiento granítico o batolito. Durante la segunda parte, tuvo lugar la formación del golfo en tres etapas: (1) fallamiento inicial conocido como la expansión del protogolfo hace 14 Ma (Lee *et al.*, 1996; Helenes y Carreño, 1999); (2) exposición de la corteza oceánica antes de 3.6 Ma, y (3) translación lateral de 450-600 km desde el Mioceno medio hasta llegar a la configuración actual (Lyle y Ness, 1991; Lee *et al.*, 1996; Carreño y Helenes, 2002).

Diversas localidades en la Península de Baja California, en la costa de Sonora y en algunas Islas del golfo poseen sedimentos marinos neogénicos. Identificar el ambiente de depósito y el intervalo de tiempo en el que se depositaron, permite seguir la evolución del golfo a través del tiempo.

En muchas áreas de Baja California, los estudios geológicos detallados que incluyan mapeos y estudios estratigráficos son escasos. Isla del Carmen no es la excepción, aunque en términos generales las rocas marinas del Neógeno que ahí afloran han sido descritas por varios autores (Darton, 1921; Anderson, 1950; Beal, 1948; Durham, 1950; Lozano-Romen, 1975; Dorsey *et al.*, 2001). Tomando como base esos trabajos, la presente investigación tiene por objetivo estudiar con detalle los foraminíferos planctónicos y bentónicos provenientes de la unidad litoestratigráfica expuesta en Punta Perico, al norte de Isla del Carmen, y establecer el ambiente de depósito y edad.

Con ello, se pretende contribuir al conocimiento cronoestratigráfico de los depósitos marinos asociados a la abertura y formación del Golfo de California, que permita en un futuro establecer la correlación con otras unidades del área e inferir una reconstrucción más exacta de la configuración del golfo a través del tiempo.

Trabajos Previos

La Formación Carmen fue nombrada informalmente por Anderson (1950) para designar a las rocas marinas neogénicas que afloran en Isla del Carmen, particularmente en el área norte y en la costa este, desde Bahía de Salinas hasta Punta Perico Fig. 1, donde designó la localidad tipo. Esta unidad fue descrita con un espesor máximo de 457 metros aproximadamente y constituida por un conglomerado de guijarros y matatena volcánicas, con estratos de arenisca volcánoclastica con fragmentos de fósiles, calizas y con intercalaciones de marga y lutita y caliza. La base no está expuesta y se encuentra en contacto por falla con la Formación Comondú.

La Formación Carmen aflora a lo largo de la costa desde Bahía Salinas hasta Punta Perico y afloramientos aislados pueden observarse en Bahía Oto. Anderson (1950) menciona otros afloramientos de esta unidad en la Isla Montserrat, Isla Coronado e Isla San Marcos, los cuales no han sido confirmados.

Como la intención de este trabajo no es hacer una revisión de la nomenclatura estratigráfica de esta unidad litoestratigráfica, se considera que la Formación Carmen fue propuesta siguiendo los lineamientos establecidos para la época (Committee on Stratigraphic Nomenclature, 1933), por lo que aquí se adopta uso de mayúsculas, denotando con ello su carácter formal.

Durham (1950), con base en la presencia de *Aequipecten abietis* (Jordan y Hertlein), *A. revellei* (Durham, 1950), *Chlamys dallasi* (Hertlein), *Ostrea erici* (Conrad), *Ostrea vespertina* Conrad, y *Patinopecten bakeri* subsp. *diazi* (Durham) correlaciona los estratos de esta unidad con los de la Formación San Diego (Pacific Beach, E.U.A.) y, por tanto, les asigna una edad del Plioceno medio (*sic*).

Anderson (1950) coloca a esta unidad, por ser pliocénica, dentro del Grupo Salada, y la correlaciona con la Formación Gloria (Formación Tirabuzón de Carreño, 1983) de Wilson (1948) del área de Santa Rosalía, así como con afloramientos en la Isla Montserrat. De igual forma relaciona las rocas volcánicas y clásticas de la isla con el grupo Comondú.

Natland (1950) estudió muestras recolectadas en Punta Perico las cuales describe como marga y arcilla rica en foraminíferos que ocurren en forma de lentes en conglomerados de matatena y guijarros. Considera la fauna como del Plioceno tardío correlacionable con la de la Formación Charco Azul (Panamá) y con la parte inferior de la Formación Imperial Valley (California).

Dorsey *et al.* (2001) señalan que sólo las rocas marinas expuestas entre Bahía Salinas y Punta Perico deben ser consideradas como Formación Carmen, y que las otras áreas consideradas por Anderson (1950) en Isla del Carmen como pertenecientes a esta unidad no guardan relación entre ellas, ya que solo exponen roca volcánica miocénica del grupo Comondú. Ningún autor ha descrito a detalle el contacto inferior de la lutita, Dorsey, *et al.*, (2001) lo describe como concordante, ya que presenta una transición gradual con las

unidades de brecha conglomerado y calcarenita, la cual no fue observada en este estudio.

La edad de los sedimentos marinos asignados a la Formación Carmen con base en microfósiles ha sido controversial desde el inicio. Natland (1950) asigna el conjunto de foraminíferos bentónicos, por su similitud con los conjuntos que actualmente viven en el Golfo de California, al Plioceno tardío; mientras que Ingle (1973 y 1974), con base en la asociación de foraminíferos planctónicos coloca a las rocas marinas de Isla del Carmen como situadas entre la zona N20 y N21 de la biozonación estándar de Blow (1969) situadas por el autor en el Plioceno al Pleistoceno basal extremo (*sic*).

Este mismo autor (en Dorsey *et al.*, 2001), al estudiar el contenido micropaleontológico de una columna de 40 m de margas aflorando en Punta Perico, infiere con base en foraminíferos bentónicos un ambiente de talud superior (400-500 m); mientras que con base en una actualización cronoestratigráfica de los alcances estratigráficos de especies de nanoplancton calcáreo y foraminíferos planctónicos indica que las rocas de la Formación Carmen fueron depositadas entre 3.5-3.1 Ma, durante el Plioceno tardío.

Material y Método

En Mayo del 2008, personal académico y estudiantes del Departamento de Ciencias Marinas de la Universidad Autónoma del Estado de Baja California, con sede en la ciudad de Ensenada, junto con personal de Williams Collage y del Instituto de Geología, UNAM, realizaron una prospección, en diferentes islas del Golfo, por depósitos marinos del Neógeno que han sido consideradas como localidades claves en el estudio del origen y evolución del Golfo de California.

Dentro de este contexto, una de esas localidades importantes es Isla del Carmen (26° 04' N, 111° 05' W) localizada en el sur del Golfo de California, entre las Islas Coronado y Danzante. Isla del Carmen (Figura 1) tiene una forma alargada en dirección norte-noroeste,

con una superficie de 143.03 km² y con 28.97 km de largo y 3.22 km de ancho, y a 6.03 km de la costa de Loreto, Baja California Sur (Carreño y Helenes, 2002).

Está cubierta por rocas descritas como pertenecientes a cuatro formaciones: Formación Comondú, compuesta por brecha tobácea, andesita y derrames de lava, presuntamente depositados durante el Oligoceno-Mioceno; y las formaciones San Marcos, Carmen y Marquer que corresponden a depósitos marinos del Cenozoico y que fueron considerados por Durham, (1950) con base en su conjunto de invertebrados, principalmente moluscos y equinodermos, como del Plioceno inferior (San Marcos), medio (Carmen) y superior (Marquer).

Para el presente estudio se midió una sección en el área de Punta Perico (Figura 2) con un espesor total de 40.5 m (Loc. IGM 3667- Punta Perico 1). La base de la sección no está expuesta. La columna se compone de lutita arenosa café claro a beige, en capas de 1 a 2 cm de espesor y de pobre a moderadamente estratificadas. Todos los estratos presentan laminación menor a 1 mm. El aspecto general es de estratificación masiva poco cementada. Las capas tienden a ser horizontales, presentando localmente una inclinación de 7°NW. Ocasionalmente, se presentan capas bien cementadas de hasta 30 cm de espesor, pero con laminación del mismo tipo que el resto de la columna. A los 24 m las capas contienen fragmentos de conchas y a los 27 m el echado se incrementa hasta 25°W. La cima está cubierta discordantemente por un conglomerado cuaternario con abundantes fragmentos de pectínidos.

Se estudiaron 18 muestras, 11 de las cuales fueron recolectadas a lo largo de una columna estratigráfica (IC1- 11), en Punta Perico (Loc.IGM-3667 Punta Perico 1) y una muestra (IC12) a 200 m al noroeste de la primera (Loc. IGM-3668 Punta Perico 2); debido a la homogeneidad litológica de la columna, se colectaron muestras a intervalos iguales, 3 metros de distancia, iniciando a 1.5 m de la base.

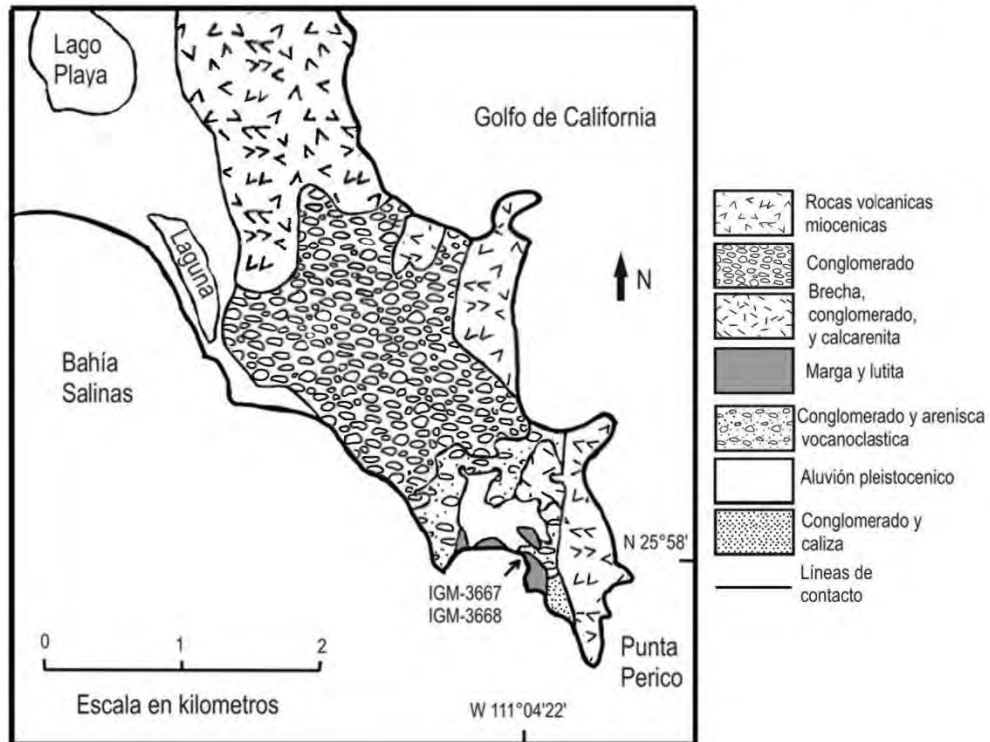
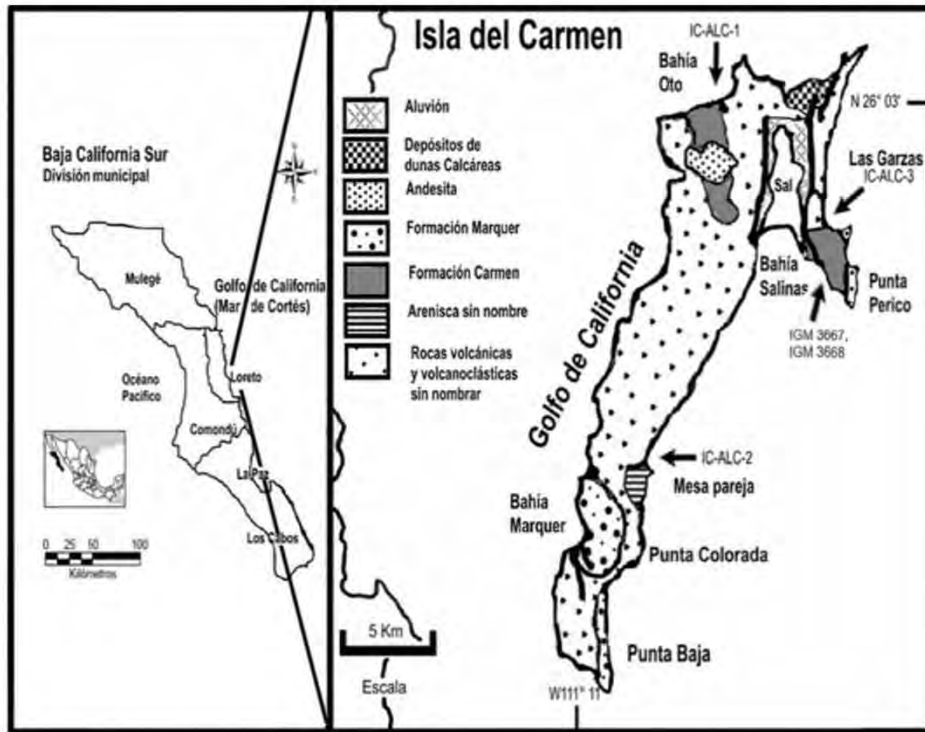


Figura 1.- Ubicación de Isla del Carmen, Baja California Sur, México, modificado de Anderson, 1950 y Dorsey, *et al.*, 2002. Localización de las localidades mencionadas en el texto con las siglas IGM e ICALC.

También se recolectaron tres (IC13- IC15) provenientes de Bahía Oto, dos (IC16, IC17) de Mesa Pareja y una (IC18) de Las Garzas. En la Tabla 1 se muestran las coordenadas de las localidades.

Tabla 1: Localización y coordenadas de las localidades de Isla del Carmen.

| Muestra | Localidad | Nombre | Coordenadas |
|----------|-----------|----------------|----------------------------------|
| IC1-IC11 | IGM-3667 | Punta Perico 1 | N 25°58'21" W 111°04'2.2" |
| IC12 | IGM-3668 | Punta Perico 2 | N 25°58'21" W 111°04'2.2" |
| IC13 | IC-ALC-1 | Bahía Oto | N 26° 02' 53.7" W 111° 08' 32.8" |
| IC14 | IC-ALC-1 | Bahía Oto | N 26° 02' 53.7" W 111° 08' 32.8" |
| IC15 | IC-ALC-1 | Bahía Oto | N 26° 02' 53.7" W 111° 08' 32.8" |
| IC16 | IGM-3636 | Mesa Pareja | N 25° 54' 20.8" W 111° 10' 44.8" |
| IC17 | IGM-3636 | Mesa Pareja | N 25° 54' 20.8" W 111° 10' 44.8" |
| IC18 | IGM-3637 | Las Garzas | N 26° 00' 16.7" W 111° 04' 57.9" |

Técnicas de Laboratorio

Las muestras fueron lavadas siguiendo las técnicas clásicas de levigado (Gonzalvo Ballobar, 2002) para microfósiles calcáreos contenidos en muestras suaves. Se disgregó 30 g de muestra en agua, se dejó remojando por un período de 24 a 36 horas. En algunos casos se usó agua oxigenada a 20 volúmenes. Cada muestra fue lavada al chorro de agua corriente sobre tamices U.S. estándar 100 y 200 cuya abertura de malla es de 0.149 y 0.74 mm, respectivamente. Se recuperó el sedimento en una cápsula de porcelana y se secó en un horno a 70° C.

Una vez secas las muestras, cada una de ellas fue observada bajo microscopio binocular y se inició el plaqueo. Dependiendo de la abundancia de organismos, se utilizó un cuarteador Otto para fraccionar las muestras (desde un medio hasta un octavo de éstas) y así extraer 300 organismos bentónicos y 300 planctónicos, cantidad convencional que de acuerdo con

Buzas (1990), entre otros autores, representa un número estadísticamente significativo. En los casos en los que no fue posible obtener este número de organismos, fueron contados todos los presentes en la muestra. Este procedimiento tiene la intención de obtener la relación de abundancia entre especies planctónicas/bentónicas y, con base en ésta, hacer inferencias paleoambientales (*i.e.* lejanía del depósito de la costa, disolución, entre otras).

De acuerdo con Crouch y Poag, (1987) se consideró para estimar la abundancia relativa los siguientes criterios:

Rara: de 1-4 individuos.

Poca: de 5 a 19 individuos.

Común: de 20 a 94 individuos.

Abundante: más de 94 individuos.

También el conteo por especie se consideró particularmente importante en el caso de los foraminíferos bentónicos, con objeto de establecer el ambiente de depósito y la paleobatimetría de las muestras.

Para evitar que el tamaño sesgara la elección de foraminíferos se pasó la muestra por tamices de los números: 20, 40, 60 y 80 con abertura de malla 0.84, 0.42, 0.250 y 0.0177, mm respectivamente; cada fracción fue observada al microscopio estereoscopio, y con ayuda de un pincel húmedo, los foraminíferos fueron colocados en placas Plummer para microfósiles, previamente impregnadas con goma tragacanto para adherir las conchas.

Elaborada de esa forma la placa, se procedió a identificar las especies bentónicas y planctónicas empleando para ello la bibliografía especializada. A nivel genérico, la identificación se basó siguiendo la propuesta de Loeblich y Tappan (1988); mientras que para las especies se empleó Natland (1950), Kleinpell (1980), Haller, (1980), Kennett y Srinivasan (1983), Finger (1990), Matoba y Yamaguchi (1982), Uchio (1960) y el catálogo Ellis y Messina (1944 *et seq.*).

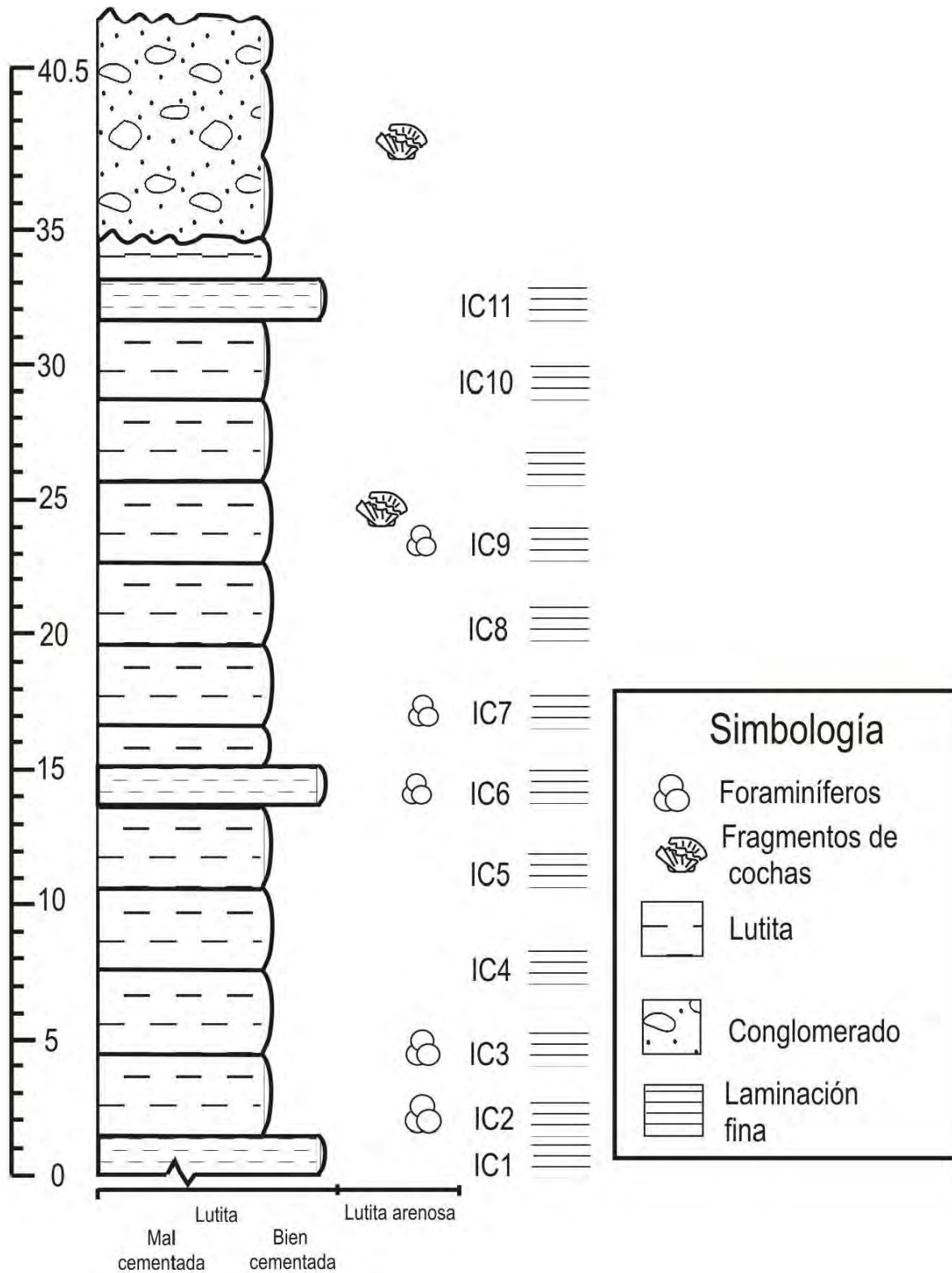


Figura 2. Columna estratigráfica en la localidad IGM-3667, en Punta Perico 1, Isla del Carmen, Baja California Sur, México.

Se ilustra la mayoría de las especies identificadas en la sección estudiada, con excepción de aquellas que fueron dejadas en nomenclatura abierta o cuyas conchas fueron muy frágiles. Las fotomicrografías fueron tomadas con un Microscopio JEOL 6360LV en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, por la Biól. Yolanda Hornelas. Todas estas especies se encuentran depositadas para su resguardo en el Museo María del Carmen Perrilliat Montoya del Instituto de Geología, UNAM, bajo las siglas IGM- -Mi.

Resultados

De las 18 muestras analizadas para microfósiles, sólo contuvieron foraminíferos los provenientes de las muestras IC2, IC3, IC6, IC7, e IC9 de la Loc. IGM 3667, así como de la IC12 proveniente de la Loc. IGM 3668, en Punta Perico. En general, los foraminíferos, tienen un grado de conservación moderado, habiéndose encontrado muchos rotos, con evidentes signos de disolución y algunos recristalizados. Las muestras restantes no contuvieron foraminíferos (IC1, IC4, IC5, IC8, IC10, IC11, IC13 a IC18), y sólo en algunos casos se encuentran fragmentos de invertebrados.

Cuantitativamente los foraminíferos son más abundantes en las muestras IC3, IC6 e IC12, mientras que las de menor abundancia fueron IC2, IC7 e IC9. Las especies planctónicas presentan una abundancia relativamente baja con respecto a las bentónicas, con excepción de la muestra IC12, donde la relación se invierte. De igual forma, el número de especies de foraminíferos planctónicos es bajo, particularmente si se considera el ambiente de depósito, aspecto que será discutido ulteriormente con detalle. Las especies bentónicas fueron más abundantes dentro de la muestra IC3, secundadas por IC6 e IC12.

Se identificaron 52 especies y subespecies de foraminíferos, de la cuales 13 corresponden a especies planctónicas y 39 a bentónicas, dejándose cinco especies en nomenclatura abierta.

El conjunto de los foraminíferos tiene una distribución errática a través de la sección y sólo *Brizalina interjuncta* (Cushman), *Buliminella subfusiformis* Cushman, *Hansenisca rotundimargo* (Stewart y Stewart) y *Uvigerina peregrina* Cushman están presentes en todas las muestras que contienen foraminíferos.

Como todas las especies aquí registradas han sido descritas ampliamente por otros autores, en el presente trabajo sólo se incluye un listado de éstas (Apéndice 1). Se identificaron 19 géneros de foraminíferos bentónicos y cinco de planctónicos; las especies presentes en este estudio son:

Bolivinelina (3): *B. humilis* (Cushman y McCulloch), *B. pacifica* (Cushman y McCulloch), *B. seminuda* (Cushman);

Brizalina (5): *B. advena* (Cushman), *B. argentea* (Cushman), *B. interjuncta*, *B. subadvena* (Cushman) y *B. spissa* (Cushman);

Buliminella (4): *B. brevior* Cushman, *B. curta* Cushman, *Buliminella sp.* y *B. subfusiformis*;

Epistominella (2): *E. bradyana* (Cushman), *E. californica* (White);

Globigerinoides (8): *G. bulloides* (d'Orbigny), *G. conglobatus* (Bolli), *G. quadrilobatus* (d'Orbigny), *G. ruber* (d'Orbigny), *G. obliquus obliquus* (Bolli), *G. obliquus extremus* (Bolli y Bermúdez), *G. trilobus sacculifer* (Brady), *G. trilobus inmaturus* (LeRoy);

Globorotalia (3): *G. acostaensis acostaensis* (Blow), *G. humerosa humerosa* (Takayanagi y Saito) *G. menardii* Parker, Jones y Brady; forma A *sensus* Bolli, 1970;

Hansenisca (2): *H. altiformis* (Stewart y Stewart), *H. rotundimargo* (Stewart y Stewart);

Islandiella (5): *I. californica* (Cushman y Hughes), *I. corbyi* (Cushman y Hughes), *I. translucens* (Cushman y Hughes), *I. tumida* (Natland), *Islandiella sp.*;

Pseudoparrella: (2): *P. californica* (White), *P. subperuviana* (Cushman);

Uvigerina (2): *U. peregrina* Cushman, *U. subperegrina* Cushman;

Valvulineria (3): *V. araucana affinis* d'Orbigny, *V. miocenica* Cushman y *V. ornata* Cushman.

Las especies correspondientes a los otros géneros son:

Amphistegina gibossa d'Orbigny;

Bolivina plicata d'Orbigny;

Cibroelphidium spinatum translucens (Natland);

Holmanella baggi (Kleinpell);

Melonis sp.

Nodosoria sp.

Neogloboquadrina dutertrei (d'Orbigny);

Orbulina universa d'Orbigny;

Fronicularia advena (Cushman);

Takayanagia delicata (Cushman);

Trifarina carinata (Cushman), *T. fluens* (Todd);

Edad

El empleo de microfósiles, particularmente de los foraminíferos, para el establecimiento de la edad relativa a la que las rocas marino sedimentarias fueron depositadas, se remonta al siglo XIX. Durante el siglo pasado, varios esquemas zonales basados en las primeras y últimas ocurrencias estratigráficas de las especies de foraminíferos planctónicos fueron desarrollados y calibrados, mismos que fueron exitosamente empleados. Ése es el caso de las zonaciones estándar con foraminíferos planctónicos de Blow (1969 y 1979), Bolli (1966), Bolli y Saunders (1985) y Berggren *et al.* (1985, 1995). Sin embargo, el advenimiento de nuevas metodologías y técnicas de fechado absoluto más precisas, así como el empleo de otros grupos de microfósiles, han permitido actualizar las edades de los límites geocronológicos y, por ende, los cronoestratigráficos.

Actualmente, para establecer la edad de un depósito marino sedimentario, es necesario

tomar en consideración varios aspectos y no sólo basarse en alguna de estas biozonaciones, por lo que en el presente trabajo se emplean los alcances estratigráficos mostrados en Bolli y Saunders (1985), y se calibra con las edades absolutas para PPE (Primera Presencia Estratigráfica) y/o UPE (Última Presencia Estratigráfica) basadas en PLANKRANGE (Stewart y Pearson, 2000), tomando en cuenta información sobre el comportamiento de la distribución espacio-temporal de algunas especies planctónicas en los diferentes océanos (Bolli y Saunders, 1985).

Se utilizaron las edades absolutas para escala de tiempo geológica mostradas en International Stratigraphical Chart (International Commission on Stratigraphy, 2009) y las edades para las biozonaciones neógenas presentes en Lourens, *et al.* 2004.

La base de la sección en estudio no está expuesta. La figura 3 muestra los alcances estratigráficos de los foraminíferos planctónicos recobrados; mientras que la Tabla 2 muestra su distribución a través de la sección medida.

Las muestras IC2 e IC3 contienen *Globorotalia acostaensis acostaensis* y organismos de transición entre *Globorotalia humerosa humerosa* (Takayanagi y Saito), *Neogloboquadrina dutertrei dutertrei* (d'Orbigny), así como *Globorotalia menardii menardii* Parker, Jones y Brady, forma **A** *sensu* Bolli (1970).

De acuerdo con Lourens *et al.* (2004) *Globorotalia menardii menardii* forma **A** surge a mediados del Mioceno medio (13.7 Ma) y se extingue a principio del Plioceno temprano antes de los 5.3 Ma. *Globorotalia acostaensis acostaensis* aparece durante el Mioceno tardío hace 9.8 Ma (Stewart y Pearson, 2000) y continúa hasta el presente; mientras que los organismos de transición no tienen valor estratigráfico para la presente interpretación, ya que tienen una amplia distribución (Bolli & Saunders, 1985). Por lo tanto, la edad correspondiente a esta muestra se localiza entre la PPE de *G. acostaensis acostaensis* (Mioceno tardío), y la UPE de *G. menardii menardii* forma **A** *sensu* Bolli (Plioceno temprano), incluyendo un intervalo entre 9.8 y 5.3 Ma.

La muestra IC6 tiene la misma composición de foraminíferos planctónicos que las muestras inferiores, con excepción de *Globorotalia menardii menardii* forma **A** *sensu* Bolli, y por lo tanto se le asigna la misma edad que a las muestras precedentes.

Tabla 2.- Distribución y abundancia relativa de foraminíferos planctónicos a través de la sección medida de Punta Perico y de la muestra IC12, Isla del Carmen, México. Abundante <91; común = 20-90; poco = 5-20; raro= 1-4.

| IC2 | IC3 | IC6 | IC7 | IC9 | IC12 | Num. de muestra / Especies |
|-----|-----|-----|-----|-----|------|--|
| | | | | | | <i>Globigerinoides bulloides</i> |
| | | | | | | <i>Globigerinoides conglobatus</i> |
| | | | | | | <i>Globigerinoides obliquus obliquus</i> |
| | | | | | | <i>Globigerinoides obliquus extremus</i> |
| | | | | | | <i>Globigerinoides quadrilobus</i> |
| | | | | | | <i>Globigerinoides ruber</i> |
| | | | | | | <i>Globigerinoides tribulus inmaturus</i> |
| | | | | | | <i>Globigerinoides trilobus sacculifer</i> |
| | | | | | | <i>Globorotalia acostaensis acostaensis</i> |
| | | | | | | <i>Globorotalia dutertrei dutertrei</i> |
| | | | | | | <i>Globorotalia humerosa humerosa</i> |
| | | | | | | <i>Globorotalia menardii menardii</i> forma A <i>sensu</i> Bolli |
| | | | | | | <i>Orbulina universa</i> |
| | | | | | | Transición Gr. <i>humerosa</i> - <i>N. dutertrei</i> |

Raro
 Poco
 Común
 Abundante

| Edad ma | | Epoca | | Edad | | Zonación Bolli & Saunders 1985 | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|----------|---------|-------------|--------------------------------|---|---|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 0.01 | HOL. | 2 58 | PLEISTOCENO | TEMPRANO | <i>Globorotalia truncatulinoides truncatulinoides</i> | <i>Globorotalia fimbriata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globigerinoides bermudezi</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globorotalia tosaensis tosaensis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globigerina calida calida</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globorotalia crassaformis hessi</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globorotalia crassaformis viola</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 3.60 | PLIOCENO | | TARDIO | <i>Globorotalia miocenica</i> | <i>Globorotalia tosaensis tosaensis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | <i>Globorotalia exilis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 5.33 | | | TEMPRANO | <i>Globorotalia margaritae</i> | <i>Globorotalia trilobus fistulosus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | <i>Globorotalia margaritae evoluta</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7.25 | MIOCENO | | TARDIO | | <i>Globorotalia margaritae margaritae</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 11.61 | | | | | <i>Globorotalia humerosa</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 15.97 | | | MEDIO | | <i>Globorotalia acostaensis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | <i>Globorotalia menrdii menardii</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | <i>Globorotalia mayeri</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | <i>Globigerinoides ruber</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | <i>Globorotalia fohsi robusta</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | <i>Globorotalia fohsi lobata</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | <i>Globorotalia fohsi fohsi</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| <i>Globorotalia fohsi peripheroronda</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globigerina bulloides</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globigerinoides ruber</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globigerinoides trilobus sacculifer</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globigerinoides quadrilobatus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globigerinoides trilobus inmaturus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Orbulina universa</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globigerinoides obliquus obliquus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globorotalia menardii menardii forma A sensu Bolli</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globorotalia acostaensis acostaensis</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globigerinoides obliquus extremus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globorotalia humerosa humerosa</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Globigerinoides conglobatus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | <i>Neogloboquadrina dutertrei dutertrei</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | |

Figura 3: Alcances estratigráficos de los foraminíferos planctónicos presentes a través de la columna estratigráfica y el punto de control IC12 en Punta Perico, Isla del Carmen, Baja California Sur, México.

Las muestras IC7 e IC9 contienen *Globigerinoides ruber*, *G. bulloides*, *G. quadrilobatus*, *G. trilobus immaturus* y *Globorotalia menardii menardii* forma **A sensu Bolli**; además IC9 presenta las siguientes especies: *G. obliquus obliquus*, *Orbulina universa* y *Globorotalia acostaensis acostaensis*.

Las especies *Globigerinoides ruber*, *G. bulloides*, *G. quadrilobatus*, *G. trilobus immaturus* y *Orbulina universa* no poseen valor estratigráfico para este estudio debido a su amplio alcance estratigráfico que en todos los casos llega hasta el presente; sin embargo, *G. obliquus obliquus* se extingue a finales del Plioceno temprano (3.6 Ma). Por tanto, la edad de IC7 e IC9 se determina con base en *Globorotalia menardii menardii* forma **A sensu Bolli** y *G. acostaensis acostaensis*, de forma similar a las muestras inferiores, con un rango de edad de entre 9.8 y 5.3 Ma.

La muestra que tiene mayor abundancia y variedad de organismos es la IC12 con la presencia de *Globigerinoides ruber*, *G. obliquus obliquus*, *G. trilobus sacculifer*, *G. obliquus extremus*, *G. conglobatus*, *G. quadrilobatus*, *G. bulloides*, *Globorotalia acostaensis acostaensis*, *G. humerosa humerosa*, *G. menardii menardii* forma **A sensu Bolli**, *Neogloboquadrina dutertrei dutertrei* y organismos de transición entre estas dos últimas especies.

Globigerinoides trilobus sacculifer no es de utilidad para este estudio, ya que se distribuye desde la base del Mioceno hasta el presente. De acuerdo con Stewart y Pearson (2000), durante el Mioceno tardío aparecen *G. obliquus extremus* (8.6 Ma), *G. conglobatus* (5.9 Ma) y *Globorotalia humerosa humerosa* (5.8 Ma), mientras que *Neogloboquadrina dutertrei dutertrei* aparece a los 5.4 Ma (Lourens *et al.*, 2004) en el límite Mioceno-Plioceno, llegando todas hasta el Reciente. La UPE de *Globorotalia menardii menardii* forma **A sensu Bolli** limita el alcance de esta muestra a 5.3 Ma. Con base en el conjunto de foraminíferos planctónicos y la posición estratigráfica de las muestras, se asigna una edad

para la columna estratigráfica de 5.4 a 5.3 Ma.

La edad establecida en el presente estudio no es coherente con la establecida por Durham (1950) del Plioceno medio (*sic*), ni con Natland (1950) que asigna una edad del Plioceno tardío. Ingle (1974) con base en el conjunto de foraminíferos planctónicos infiere una edad equivalente a las zonas N20 y N21 de la biozonación estándar de Blow (1969), mismas que actualizadas de acuerdo con la International Stratigraphic Chart (International Commission on Stratigraphy, 2009) corresponderían a un rango de entre 3.6 y 1.8 Ma (de la base del Piacenziano a la cima del Gelasiano o Plioceno tardío a Pleistoceno medio, respectivamente). En la figura 4 se comparan las edades propuestas por los autores.

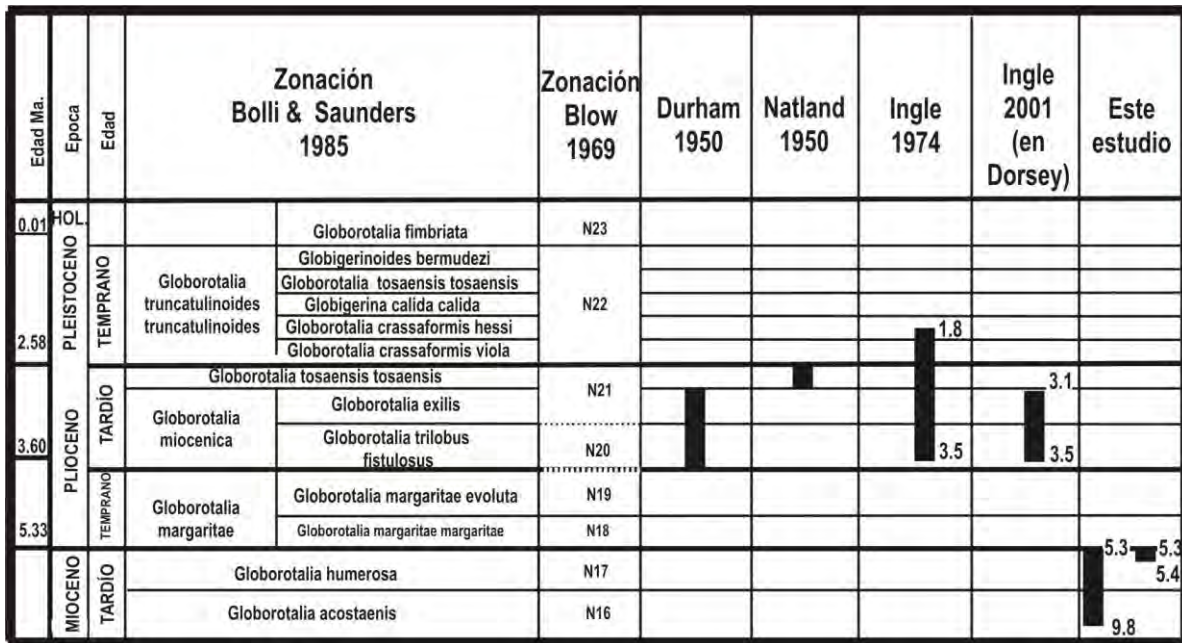


Figura 4: Edades propuestas para la formación Carmen, basándose en foraminíferos planctónicos en Punta Perico, Isla del Carmen, Baja California Sur, México.

Más tarde, este mismo autor (en Dorsey *et al.* 2001), con base en la co-ocurrencia de *Pulletiana primalis* (Banner y Blow) *s.l.*, *P. praecursor* (Banner y Blow) y *P. alticuspis* (Carreño), restringe la edad a un rango entre 3.5-3.1 Ma, aduciendo que esta última especie

fue descrita por Carreño (1985) para el Pacífico en el Plioceno tardío, cuando en realidad fue descrita para el Plioceno temprano. Esta edad la apoya con la presencia de *Neogloboquadrina humerosa humerosa* (*sic*), *N. dutertrei dutertrei* y *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Ellis y Messina) sugiriendo la Zona PL3 de Bergreen *et al.* (1995), cuando ninguna de estas especies es caracterísitica de esta biozona. Además, establece por la ausencia de *Reticulofenestra pseudumbilica* (Gartner) y de especies de *Sphenolitus* en las muestras estudiadas que la unidad se encuentra en el intervalo que comprende la biozona para nanoplancton calcáreo CN12 de Bukry (1973, 1975) del Plioceno tardío.

Sin embargo, aunque la Zona CN12 de *Discoaster brouweri* de Bukry (1973, 1975) está definida como el intervalo comprendido entre la UPE de *Reticulofenestra pseudumbilica* (Gartner) y de *Sphenolitus* spp. y la PPE de la especie nominal, si se sigue el mismo argumento que emplea Ingle (en Dorsey *et al.*, 2001), para negar la posibilidad de que las muestras sean más antiguas, de que la ausencia de formas del Plioceno temprano no puede ser atribuida a un efecto preservacional ya que han sido encontradas ampliamente distribuidas en ese intervalo en la región del Golfo, entonces esto aplica a la ausencia de las especies características de la Zona CN12 y, por tanto, con base en nanoplancton calcáreo, no es posible establecer la edad de las rocas de la sección estudiada por este autor con certeza, ya que ninguna especie de discoastérico está presente ni ninguna de las especies que caracterizan la biozona o subzonas que lo componen.

De acuerdo con lo anterior, y a pesar de que en las muestras estudiadas no se encontraron índices zonales ni *Pulleniatina alticuspis* ni *Sphaeroidinellopsis seminulina*, el conjunto de especies aquí recobrado, su distribución a través de la columna medida, los alcances estratigráficos actualizados y la posición estratigráfica de las muestras, permiten asignar para el material estudiado la columna estratigráfica un rango de edad de entre 6.8 y 5.3 Ma, mientras que la muestra IC12 tiene una edad reducida a 5.4 a 5.3 Ma situado en el límite Mioceno tardío-Plioceno temprano (cima del Mesiniano-Zancleano).

Ambiente de depósito

Se pueden reconstruir los paleoambientes usando el principio de uniformitarismo (establecido por James Hutton); es decir, que los mismos procesos que sucedieron en el pasado siguen sucediendo ahora. Este principio se utiliza en paleontología vía el actualismo biológico; es decir, se espera que en ambientes antiguos sean similares a los actuales, si se encontraban bajo las mismas condiciones.

Los foraminíferos son afectados por la disponibilidad de alimento, la cantidad de oxígeno, la temperatura, el pH, el tipo de sustrato, la salinidad, la profundidad y las sustancias orgánicas e inorgánicas disueltas en el agua. La forma en que las especies responden a estas presiones es similar a lo largo del tiempo, y es por ello que existen especies con morfologías parecidas a pesar de no estar relacionadas filogenéticamente (homeomorfos), mientras que otras conservan estas características familiares (isomorfos). Sabiendo esto, es posible combinar las faunas en biofacies de acuerdo con su ocurrencia.

En general, para determinar la paleobatimetría a la que ocurre un depósito sedimentario, se emplea el conjunto de foraminíferos bentónicos y particularmente los alcances batimétricos a los cuales actualmente las mismas especies o especies cercanas viven.

De igual forma, para estimar que tan lejano de la costa se encuentra el depósito, se emplea la proporción entre foraminíferos planctónicos y bentónicos, asumiendo que estos últimos en la actualidad tienden a ser más abundantes y con mayor diversidad a medida que se avanza hacia condiciones de mar abierto (Bandy y Arnal, 1960). Por lo tanto, en muestras sedimentarias se debe tener en cuenta que la mezcla de faunas es un problema constante, ya que en general las muestras no representan la biocenosis sino la tanatocenosis, mezcla de faunas por deslizamiento de especímenes o por el retrabajado de conjuntos más viejos.

Para inferir el ambiente de depósito que representa el material aquí estudiado, se utiliza la

clasificación de las regiones batimétricas marinas (Fig. 5) de Hedgpeth (1957), modificada por Ingle (1980), donde:

- La zona nerítica va de los 0-150 m de profundidad;
- la zona batial superior entre los 150-500 m de profundidad;
- zona batial media superior entre los 500-1500 m de profundidad;
- zona batial media inferior entre los 1500-2000 m de profundidad;
- zona batial inferior entre los 2000-4000 m de profundidad;
- zona abisal entre los 4000-6000 m de profundidad;
- zona hadal más de 6000 m de profundidad;

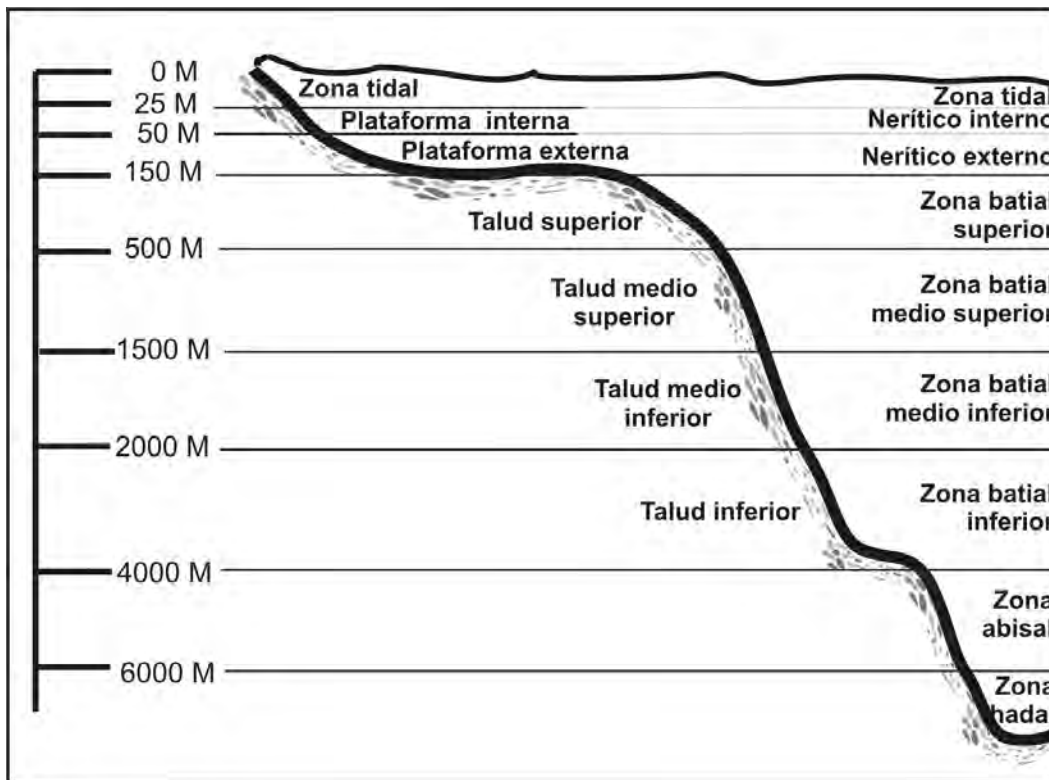


Figura 5: Clasificación de ambientes bentónicos según Hedgpeth (modificados de Ingle, 1980).

La mayoría de las especies aquí encontradas tienen representantes recientes que en el

sentido de Buzas y Culver (1990) pertenecen a la Provincia Panameña. También se emplea la información a este respecto consignada en Bandy y Arnal (1960), Ingle y Kolpack (1980) e Ingle (1980).

En todas las muestras estudiadas, con excepción de las IC2 e IC7, los foraminíferos bentónicos son considerados abundantes, aunque, en general, las tanatocenosis están representadas por un porcentaje alto de organismos retrabajados de la plataforma interna y media (Tabla 3).

Se consideran habitantes de la plataforma interna a: *Amphistegina gibbosa* y *Criboelphidium spinatum* var *translucens* que solo se encuentran en IC6, mientras que la mayor parte de las muestras con organismos contienen especies de la plataforma externa, como lo son *Buliminella curta*, *B. brevior*, *Holmanella baggi*, *Pseudoparrella subperuviana*, *Valvulineria miocenica*, *Islandiella californica*, *Trifarina carinata*, *Bolivinelina pacifica* y *Brizalina interjuncta*.

Los organismos que representan la transición entre la plataforma externa y el ambiente talud superior, aunque en bajas frecuencias, son: *Bolivinelina humilis*, *Epistominella bradyana* y *Trifarina fluens*. La primera está ampliamente distribuida registrándose en las muestras IC2, IC6, IC7, IC12, mientras que *E. bradyana* está en las muestras IC3, IC6, IC7 y *T. fluens* solo se encuentra en IC3.

La especies del talud superior son las más abundantes, diversas y mejor representadas a través de la columna. Este conjunto incluye a *Bolivina plicata* (segunda especie más abundante en este estudio), *Brizalina advena*, *Hansenisca rotundimargo*, *H. altiformis*, *Islandiella translucens*, *I. californica*, *I. tumida*, *Takayanagia delicata*, *Buliminella subfusiformis*, *Bolivinelina pacifica* y *B. seminuda*.

Las especies pertenecientes al talud medio tenemos a *Uvigerina peregrina*, *Takayanagia delicata* y *Valvulineria araucana affinis*, que están presentes en la mayor parte de las muestras, con excepción de las dos últimas que no están en la muestra IC9; *Brizalina*

subadvena se encuentra en la muestra IC3, IC6, IC9, mientras que *Bolivinellina seminuda* está en las muestras IC3, IC6 e IC7, finalmente *B. argentea* sólo se encuentra en la muestra IC6.

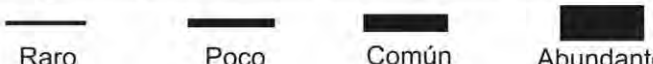
De acuerdo con las especies presentes, la distribución de las mismas en la sección estudiada, y los criterios establecidos previamente, el ambiente de depósito debe corresponder al límite superior de la especie más profunda; es decir, de *Frondicularia advena*, indicativa de un ambiente perteneciente al talud medio inferior (1,500-2000 m). Sin embargo, Resig (1990), entre otros autores, ha señalado que esta especie es más frecuente en profundidades coherentes con el talud medio superior (500 a 1,500m). Según Schönfeld y Spiegler (1995), esta especie se ha ido desplazando a profundidades más someras probablemente debido a variaciones en su medio que la obligaron a buscar condiciones ecológicas favorables.

Visto que el conjunto de foraminíferos mejor representado es el talud superior seguido por el talud medio superior, es posible inferir para este depósito un ambiente talud superior (150 a 500 m), en el límite entre éste y el talud medio superior (ca. 500 m). Adicionalmente, la presencia de *Brizalina interjuncta*, *Buliminella curta*, *Uvigerina subperegrina*, *Bolivinellina humilis* y *B. seminuda* sugiere un ambiente deficiente en oxígeno (Ingle, 1980).

En la figura 6 se muestra el porcentaje de foraminíferos bentónicos y de planctónicos, en todos los casos la proporción de planctónicos es menor al 5%, excepto en la muestra IC12, la cual es de 41.72, el aumento en el porcentaje de foraminíferos planctónicos a lo largo de la columna es indicador de un aumento de profundidad, es decir, hay un gradiente dentro del ambiente de depósito (talud superior) variando desde la superior del batial superior (150 m) hasta la zona más baja de ésta (500 m).

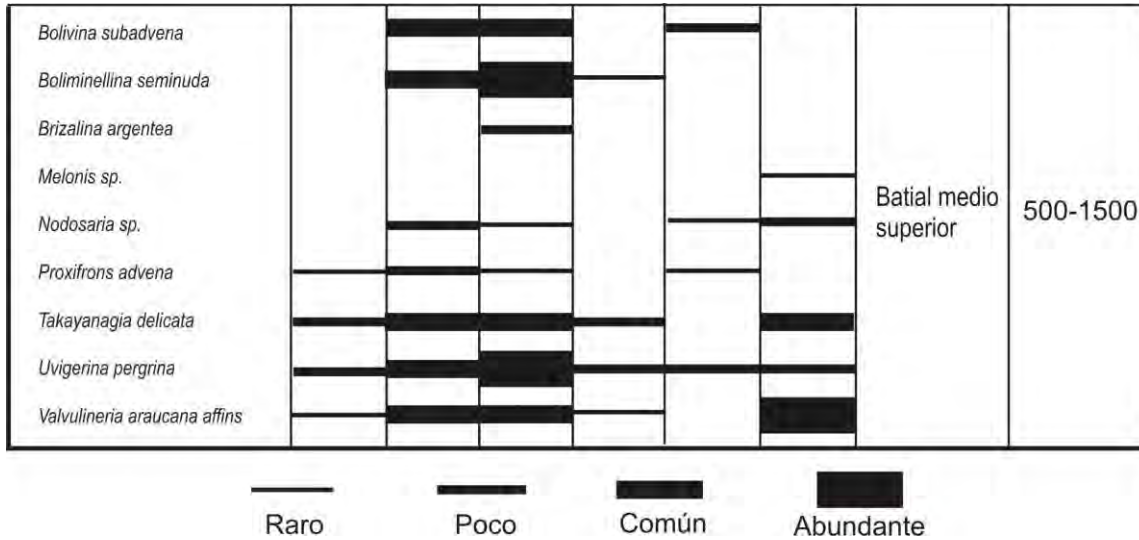
Tabla 3: Distribución de los organismos bentónicos en las muestras de Punta Perico, Isla del Carmen, Baja California Sur, México. Abundante <91; común = 20-90; poco = 5-20; raro= 1-4.

| Especie | Muestra | IC2 | IC3 | IC6 | IC7 | IC9 | IC12 | Ambiente de deposito | Profundidad | | |
|--|---------|-----|-----|-----|-----|-----|------|----------------------|-------------|-----------------|---------|
| <i>Amphistegina gibbosa</i> | | | | | | | | Plataforma interna | 0-50 | | |
| <i>Criboelphidium spinatum translucens</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Brizalina interjunta</i> | | | | | | | | Plataforma externa | 50-150 | | |
| <i>Bolivinellina humilis</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Buliminella curta</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Buliminella brevior</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Buliminella sp.</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Holmanella baggi</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Holmanella ornata</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Islandiella californica</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Pseudoparrella subperuviana</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Valvulineria miocenica</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Valvulineria ornata</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Trifarina carinata</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Bolivina plicata</i> | | | | | | | | | | Batial superior | 150-500 |
| <i>Bolivinellina pacifica</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Brizalina advena</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Brizalina spissa</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Bulimina subfusiformis</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Cassidulinella pliocenica</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Epistominella bradyana</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Epistominella californica</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Hansenisca rotundimargo</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Hansenisca altiformis</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Islandiella corbyi</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Islandiella translucens</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Islandiella tumida</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Islandiella sp.</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Uvigerina subperegrina</i> | | | | | | | | | | | |
| <i>Trifarina fluens</i> | | | | | | | | | | | |



Raro Poco Común Abundante

Tabla 3: (Continuación) Distribución de los organismos bentónicos en las muestras de Punta Perico, Isla del Carmen, Baja California Sur, México. Abundante <91; común = 20-90; poco = 5-20; raro= 1-4.



La baja abundancia y diversidad de especies planctónicas dentro de la columna con respecto a los foraminíferos bentónicos, indicaría que si bien el depósito ocurre alrededor de los dentro de la zona batial superior (150-500) m, éste debe haber ocurrido en un ambiente cercano a la costa, lo que implica la presencia en el área de una plataforma reducida. La abundancia de fragmentos de conchas de moluscos apoya, en parte, esta interpretación. Esta descripción concuerda con la topografía actual de la plataforma que bordea Isla del Carmen, la cual es angosta (Rusnak *et al.*, 1964), y facilita el transporte de material desde la costa hasta la base del talud.

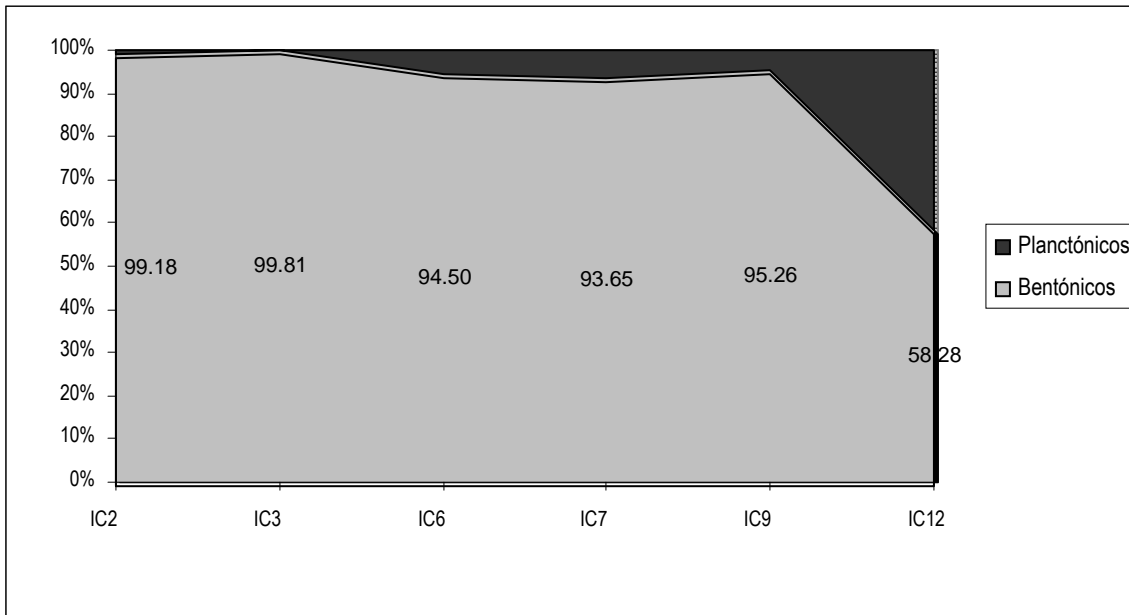


Figura 6: Porcentaje de subconjuntos de foraminíferos en las muestras de las localidades de Punta Perico, Isla del Carmen, Baja California Sur, México.

Este resultado coincide con las estimaciones hechas por otros autores como Natland (1950) quien sugiere que la Formación Carmen se depositó entre los 275 y 500 m; mientras que Ingle (1974) considera una profundidad de 500 m y más tarde el mismo autor (en Dorsey *et al.*, 2001) con un muestreo más intenso, amplía el intervalo de depósito de entre 400 – 500 m de profundidad.

La ausencia de organismos en ciertos intervalos de la columna sedimentaria estudiada (IC1, IC4, IC5, IC8, IC10, IC11) parece corresponder a intrazonas más que a interzonas, y su presencia se puede asociar, entre otras posibilidades, a la reducción drástica de los niveles de oxígeno disuelto en la masa de agua, particularmente en el fondo, lo que no favoreció la instalación de las comunidades de foraminíferos bentónicos y pudo haber propiciado la corrosión de los foraminíferos planctónicos. Sin embargo, como no hay otros elementos que nos permita establecer con certeza la causa directa de la ausencia de organismos en estos niveles, es preferible asociar esta ausencia de fauna al resultado de la corrosión, tal como fue definido por Brett y Baird (1986) para uno de los procesos bioestratinómicos que

combina abrasión mecánica y corrosión biogeoquímica.

El caso de las muestras IC13 a 15 es diferente, ya que a pesar de haber sido consideradas por Anderson (1950) como parte de la Formación Carmen, no contienen foraminíferos ni ningún elemento biológico que permita asociar el depósito a un ambiente marino. Finalmente las muestras IC16 e IC17 (Mesa Pareja), IC18 (Las Garzas) están compuestas por arenisca de grano fino, y que pertenece a lo que varios autores han descrito como grava, arenisca y limolita volcánica pliocénicas (Dorsey *et al.*, 2001), sin relación con la Formación Carmen. Sin embargo, de acuerdo con investigaciones en curso, estas muestras contienen nanoplacton calcáreo (Contreras-Camacho, R.A., comunicación personal Septiembre, 2010), por lo que es muy posible que tal como Anderson (1950) lo estableció, estas rocas pertenezcan a la Formación Carmen.

Conclusiones

La columna estudiada en Punta Perico, Isla del Carmen, tiene un rango de edad de entre 6.8 y 5.3 Ma, mientras que la muestra IC12 tiene una edad mejor calibrada de 5.4 a 5.3 Ma, situado en el límite Mioceno tardío-Plioceno temprano (cima del Mesiniano-Zancleano).

El ambiente de depósito, corresponde al talud superior, mientras que la profundidad corresponde al batial superior (150-500m).

La presencia de depósitos marinos en Isla del Carmen de edad pliocénica temprana es coherente con el modelo que plantean varios autores (Atwater, 1970; Lyle y Ness 1991; Helenes y Carreño, 1999; Carreño y Smith, 2007, entre otros) en la cual la zona del sur del golfo se abrió hace alrededor de 5 Ma., dando origen al moderno Golfo de California.

En este estudio, se utilizaron foraminíferos, tanto para el establecimiento de edades más exactas como para la determinación del paleoambiente, ya que el refinamiento de esquemas zonales y su calibración con fechado radiométrico, así como un mayor conocimiento de la

distribución de los organismos en su ambiente, puede producir conclusiones distintas a las planteadas en estudios anteriores. La edad, el paleambiente y la paleobatimetría son datos que cambian nuestro entendimiento sobre un fenómeno o conjunto de estos, y en el caso del Golfo de California son particularmente importantes para hacer una reconstrucción más precisa de su origen y evolución.

Bibliografía

Anderson, C.A., 1950. 1940 E. W. Scripps Cruise to the Gulf of California. Part I Geology of Islands and Neighboring Land Areas. *The Geological Society of America Memoir 43*, 1940, p. 43-153.

Atwater, T., 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Bulletin Geological Society of America*, v. 81, p. 3513-3536.

Bandy, O.L., Arnal, R.E., 1960. Concepts of Foraminiferal Paleocology. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 44, n. 12, p. 1921-1932, 14 figs.

Beal, H.C., 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, México. *Geological Society of America, Memoir 31*, 138 pp.

Berggren, W.A., Kent, D.V., Van Couvering J.A., 1985. The Neogene: Part 2 Neogene geochronology and chronostratigraphy, en: Snelling, N.J. (Ed.), *The Chronology of the Geological Record, Memoirs of the Geological Society of London*, v. 10, p. 211-260.

Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C.III, Aubry, M., 1995. A Revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Special Publication núm. 54, pp.129-212.

Blow, W.H., 1969. Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. *Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 1967*, v. 1, p. 199-422.

Blow, W.H., 1979. The Cainozoic Globigerinidae. A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationship and the stratigraphical distribution of some Globigerinidae (mainly Globigerinacea). E. J. Brill, Leiden, Netherlands, 3 vol., 1-1413.

Bolli, H.M., 1966. Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic Foraminifera. *Boletín Informativo, Asociación Venezolana de Geología*,

Minería y Petróleo, v. 9 (1), p. 3-32.

Bolli, H.M., 1970. The foraminifera of Sites 23-31, *en* Bader, R.G., *et al*, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project Leg 4*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), p. 577-643.

Bolli, H.M., Saunders, J.B., 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera, *en*: Bolli, H.M., Saunders, J.B., and Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 155–262.

Brett, C.F., Baird, G.C., 1986. Comparative taphonomy: a key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. *Palaios*, v.1, p.207-227.

Bukry, D., 1973. Low-latitude coccolith biostratigraphic zonation, *en*: Gardner, J. V., (Ed.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project Leg 3*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), v. 15, p. 127-701.

Bukry, D., 1975. Coccolith and silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project Leg 32, *en*: Larson, R.L., Moberly, R., *et al.*, *Initial Reports Deep Sea Drilling Project, 32*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 677–701.

Buzas, M.A., 1990. Another look at confidence limits for species proportions. *Journal of Paleontology*,. 64, p. 842-843.

Buzas, M.A., Culver, S.J., 1990. Recent benthic foraminiferal provinces on the Pacific Continental Margin of North and Central America. *Journal of Foraminiferal Research*, v. 20, núm. 4, p. 326-225.

Carreño, A.L., 1983. Ostrácodos y Foraminíferos planctónicos de la Loma del Tirabuzón, Santa Rosalía, Baja California Sur, e implicaciones biostratigráficas y paleoecológicas. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista* 5 (1983), p. 55–64.

Carreño, A.L., 1985. Biostratigraphy of late Miocene Pliocene of Pacific Island of María Madre, Mexico. *Micropaleontology*, v. 31, p. 139-166.

Carreño, A.L., Helenes, J., 2002. Geology and ages of the Islands, en: Case, T.J. Cody, M.L., y Ezcurra, E. (Eds.), *A New Island Biogeography of the Sea of Cortés*. Oxford University Press. p. 3-40.

Carreño, A.L., Smith J.T., 2007. Stratigraphy and correlation for the ancient Gulf of California and Baja California Peninsula, México. *Bulletins of the American Paleontology*, v. 37, 146 pp.

Cody, M.L., Rebman, J., Moran, R., Thompson, J., 2002. Plants, en Case, T.J., Cody, M.L., Ezcurra, E. (Eds.), *A New Island Biogeography of the sea of Cortés*. Oxford University Press p. 63-111.

Committee on Stratigraphic Nomenclature, 1933. Classification and nomenclature of rock units. *Geological Society of America Bulletin*, v. 44, núm. 2, p. 423–459; *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 17, núm. 7, p. 843– 868.

Crouch R.W., Poag C.W. 1987. Benthic Foraminifera of the Panamanian Province: distribution and origins. *Journal of Foraminiferal Research*, v. 17, p.153-176.

Darton, N.H., 1921. Geological reconnaissance en Baja California. *Journal of Geology*, v 29, p. 720-748

Dorsey, R.J., Umhoefer, P.J., Ingle, J.C., Mayer, L., 2001. Late Miocene to Pliocene stratigraphic evolution of northeast Carmen Island, Gulf of California: implications for oblique-rifting tectonics. *Sedimentary Geology*, v. 144, p. 97-123.

Durham, J.W., 1950. 1940 E.W. Scripps cruise to the Gulf of California: Part II. Megascopic Paleontology and Marine Stratigraphy. *Geological Society of America, Memoir* 43, p. 1–216

Ellis, B.F., Messina. A., 1940 et seq. Catalogue of Foraminifera. American Museum of Natural History, *Micropaleontology Press*. <http://www.micropress.org/> [consultada: 20 enero 2009]

Finger, K.L., 1990. Atlas of California Neogene Foraminifera. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication* núm. 28, 271pp.

- Gastil, R.G.**, 1975. Plutonic Zones in the Peninsular Ranges of Southern California and Northern Baja California. *Geology*, v. 3, p. 361-363.
- Gonzalvo Ballovar, G.**, 2002. Metodología: muestreos, técnicas de preparación y métodos de estudio, en Molina, E. (Ed.), *Micropaleontología*. Zaragoza, Pressas Universitarias de Zaragoza. p. 27-42.
- Haller, C.R.**, 1980. Pliocene biostratigraphy of California, en Kleinpell R. M., 1980. The Miocene Stratigraphy of California Revisited. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology* núm. 11, p. 183-349.
- Hedgpeth, J.W.**, 1957. Marine biogeography En: Hedgpeth, Ed., *Treatise on marine ecology and paleocology. Part I. Ecology*. Geological Society of America, Memoir 67, New York, N. Y. p. 359-382.
- Helenes, J., Carreño, A.L.**, 1999. Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 589-605.
- Ingle, J.C.**, 1973. Neogene Marine History of the Gulf of California; Foraminiferal Evidence. *Geological Society of America, Abstracts whit Program*, v. 5, n.1, p. 62.
- Ingle, J.C.**, 1974. Paleobathymetric History of Neogene Marine Sediments, Northern Gulf of California in Geology of Peninsular California, en: Gastil, G. y Lillengraven, J., (Eds.), *The Geology of Peninsular California. S.E.P.M. Pac. Section*, pp. 121–138.
- Ingle, J.C. Jr.**, 1980. Cenozoic paleobathymetry and depositional history of selected sequences within the southern California continental borderland, en: Sliter, W.V. (Ed.), *Studies in Marine Micropaleontology and Paleoecology. A Memorial Volume to Orville L. Bandy, Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special. Publication* núm. 19 (1980), p. 163–195.
- Ingle, J.C., Jr., Kolpack, G.R.L.**, 1980. Benthic foraminiferal biofacies, sediments and water masses of the southern Perú-Chile Trench area, Southeastern Pacific Ocean. *Micropaleontology*, v. 26, núm. 2, p. 113-150.

International Commission on Stratigraphy, 2009. International Stratigraphic Chart 2009 [en línea] www.stratigraphy.org/upload/ISChart2009.pdf [consultada: 30 Octubre 2009]

Kennett, J.P., Srinivasan, S., 1983. *Neogene Planktonic Foraminifera*. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, 1-265 p.

Kleinpell R.M., 1980. The Miocene Stratigraphy of California Revisited. *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology*, núm. 11, p. 1-182.

Lawlor, T.E. y Alvarez-Castañeda S.T., 2002. Mammals, en: Case, T.J. Cody, M.L. Ezcurra, E. (Eds.), *A New Island Biogeography of the Sea of Cortés*. Oxford University Press, p. 326-361.

Lee, J., Miller, M.M., Crippen, R., Hacker, B. and Ledesma Vázquez, J., 1996. Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California: evidence from the southern Sierra Juárez. *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 505-525.

Loeblich, A.R., Tappan, H., 1988. *Foraminiferal genera and their classification*. Nostrand Reinhold, New York, vol. 1, 970 pp., v. 2, 221 pp.

Lourens, L., Hilgen F., Shackleton, N.J., Laskar, J., Wilson, D., 2004. The Neogene Period, en Gradstein F., Ogg J., Smith A., (Eds.), *A geologic Time Scale*. Cambridge University Press. p. 409-440.

Lozano-Romen, F., 1975. Evaluación petrolífera de la Península de Baja California, México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, t. 27, núms. 4-6, 329 pp.

Lyle, M., Ness G.N., 1991. The opening in the southern Gulf of California, en Dauphin J.P., Simonies B.R.T., (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 47, p. 703-723.

Matoba, Y., Yamaguchi A., 1982. Late Pliocene-to-Holocene Benthic foraminifers of the Guaymas Basin, Gulf of California: Sites 477 through 481, en: Blakeslee, J., Platt,

L. W., Stout L. N. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 64*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), Part 2., p. 1027-1056.

Natland, M.L., 1950. 1940 E. W. Scripps cruise to the Gulf of California, Part five. Report on the Pleistocene and Pliocene Foraminifera 1950. *The Geological Society of America Memoria* 43, p. 1-53.

Resig, J., 1990. Benthic foraminiferal stratigraphy and paleoenvironments off Peru, Leg 112, en: n Suess, E., von Huene, R., et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 112: College Station, TX (Ocean Drilling Program), p. 63- 296.

Rusnak, G.A., Fisher, R.L., Shepard, F.P., 1964. Bathymetry and Faults of Gulf of California, en: van Andel, T.H., y Shor, G.G (Eds.), *Marine Geology of the Gulf of California, A Symposium*. Scripps Institution of Oceanography, University of California. p. 59-75

Schönfeld, J. Spiegler, D., 1995. Benthic foraminiferal biostratigraphy of site 861, Chile triple junction, Southeastern Pacific, en: Lewis, S.D., Behrmann, J.H., Musgrave, R.J., and Cande, S.C. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 141: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 213–221

Stewart, D.R.M. y Pearson P.N., 2000. *PLANKRANGE - A Database of Planktonic Foraminiferal Ranges* Stewart, D.R.M, & Pearson, P.N.; <http://palaeo.gly.bris.ac.uk/Data/plankrange.xls>

Thomson, D.A. y Gilligan, M.R. Rocky-Shore Fishes, en: Case, T.J. Cody, M.L. Ezcurrea, E. (Eds.) 2002. *A New Island Biogeography of the sea of Cortés*. Oxford University Press. p. 154-180.

Uchio, T., 1960. Ecology of living benthonic foraminifera from San Diego California area. *Cushman Foundation Foraminiferal Research, Special Publication*, núm. 5, p.1-72.

Wilson, I.F., 1948. Buried topography, initial structures, and sedimentation in Santa Rosalía area, Baja California, México. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 32, p. 1762-1807.

Apéndice

Listado de especies presentes en las muestras procedentes de la Formación Carmen, en la Isla del Carmen, Baja California Sur, México. IGM- -Mi corresponde a las siglas de la Colección de Micropaleontología, Museo de Paleontología Carmen Perrilliat Montoya, del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Amphistegina gibbosa d'Orbigny, 1838 — IGM-1112-Mi
Bolivina plicata d'Orbigny, 1839 — IGM-1113-Mi; IGM-1114-Mi
Bolivinellina humilis (Cushman y McCulloch, 1942) — IGM-1123-Mi; IGM-1124-Mi
Bolivinellina pacifica (Cushman y McCulloch, 1942) — IGM-1140-Mi
Bolivinellina seminuda (Cushman, 1911) — IGM-1142-Mi; IGM-1143-Mi
Brizalina advena (Cushman, 1952) — IGM-1115-Mi; IGM-1116-Mi
Brizalina argentea (Cushman, 1926) — IGM-1117-Mi; IGM-1287-Mi
Brizalina interjuncta (Cushman, 1926) — IGM-1118-Mi; IGM-1119-Mi
Brizalina spissa (Cushman, 1926) — IGM-1120-Mi;
Brizalina subadvena Cushman — IGM-1121-Mi; IGM-1122-Mi
Buliminella brevior Cushman — 1925 IGM-1144-Mi; IGM-1145-Mi
Buliminella curta Cushman, 1925 — IGM-1146-Mi; IGM-1147-Mi
Buliminella sp. — IGM-1148-Mi; IGM-1149-Mi
Buliminella subfusiformis Cushman 1925 — IGM-1150-Mi; IGM-1151-Mi
Cassidulinella pliocenica Natland 1940 — IGM-1152-Mi
Criboelphidium spinatum translucens (Natland, 1938) — IGM-1155-Mi
Epistominella bradyana (Cushman, 1927) — IGM-1156-Mi
Frondicularia advena (Cushman, 1923) — IGM-1265-Mi
Globigerina bulloides d'Orbigny, 1826 — IGM-1159-Mi; IGM-1160-Mi; IGM-1161-Mi
Globigerinoides conglobatus (Brady, 1879) — I-1162-Mi
Globigerinoides obliquus extremus (Bolli y Bermúdez, 1965) — IGM-1163-Mi
Globigerinoides obliquus obliquus (Bolli, 1957) — IGM-1164-Mi; IGM-1165-Mi;
IGM-1169-Mi
Globigerinoides quadrilobatus (d'Orbigny, 1846) — IGM-1175-Mi
Globigerinoides ruber (d'Orbigny, 1839) — IGM-1172-Mi; IGM-1273-Mi; IGM-1274-Mi
Globigerinoides trilobus immaturus (LeRoy, 1939) — IGM-1170-Mi; IGM-1171-Mi
Globigerinoides trilobus sacculifer (Brady, 1877) — IGM-1177-Mi; IGM-1178-Mi;
IGM-1179-Mi
Globorotalia acostaensis acostaensis (Blow, 1959) — IGM-1180-Mi; IGM-1181-Mi
Globorotalia humerosa humerosa (Takayanagi y Saito, 1962) — IGM-1182-Mi; IGM-1183-Mi;
IGM-1184-Mi
Globorotalia humerosa-Neogloboquadrina dutertrei (transicional) — IGM-1186-Mi;
IGM-1187-Mi
Globorotalia menardii menardii Parker, Jones y Brady, 1865 forma A *sensu* Bolli 1970 —
IGM-1185-Mi

Hansenisca altiformis (Stewart y Stewart, 1930) — IGM-1188-Mi; IGM-1240-Mi; IGM-1241-Mi
Hansenisca rotundimargo (Stewart y Stewart, 1930) — IGM-1242-Mi; IGM-1243-Mi;
IGM-1244-Mi
Holmanella baggi (Kleinpell, 1938) — IGM-1246-Mi; IGM-1246-Mi
Holmanella ornata (Roemer, 1841) — IGM-1247
Islandiella californica (Cushman y Hughes, 1925) — IGM-1247-Mi; IGM-1249-Mi;
IGM-1250-Mi
Islandiella corbyi (Cushman y Hughes, 1925) — IGM-1251-Mi; IGM-1252-Mi
Islandiella sp. IGM-1257-Mi
Islandiella translucens (Cushman y Hughes, 1925) — IGM-1253-Mi; IGM-1254-Mi;
IGM-1255-Mi
Islandiella tumida (Natland, 1938) — IGM-1256-Mi
Melonis sp. IGM-1258-Mi
Neogloboquadrina dutertrei dutertrei (d' Orbigny, 1839) — IGM-1261-Mi; IGM-1262-Mi;
IGM-1263-Mi
Nodosaria sp. 1 — IGM-1259-Mi
Nodosaria sp. 2 — IGM-1260-Mi
Orbulina universa d' Orbigny, 1839 — IGM-1264-Mi
Pseudoparrella californica (White, 1956) — IGM-1266-Mi
Pseudoparrella subperuviana (Cushman, 1926) — IGM-1268-Mi
Takayanagia delicata (Cushman, 1927) — IGM-1270-Mi
Trifarina carinata (Cushman, 1923) — IGM-1271-Mi; IGM-1272-Mi
Trifarina fluens (Todd, 1947) — IGM-1273-Mi
Uvigerina peregrina (Cushman, 1923) — IGM-1274-Mi; IGM-1248-Mi
Uvigerina subperegrina Cushman, 1923 — IGM-1276-Mi; IGM-1277-Mi
Valvulineria araucara affinis d'Orbigny, 1827 — IGM-1278-Mi
Valvulineria miocenica Cushman, 1926 — IGM-1281-Mi
Valvulineria ornata (Cushman, 1926) — IGM-1284-Mi; IGM-1285-Mi; IGM-1286-Mi

Láminas

Lámina 1

Barra = 100 μm

Brizalina argentea (Cushman), a) vista lateral (IGM-1117-Mi); b) abertura (IGM-1287-Mi).

Brizalina interjuncta (Cushman), a) vista lateral (IGM-1118-Mi); b) abertura (IGM-1119-Mi).

Brizalina subadvena (Cushman), a) vista lateral (IGM-1121-Mi); b) abertura (IGM-1122-Mi).

Buliminella subfusiformis (Cushman), a) vista lateral (IGM-1150-Mi); b) abertura (IGM-1151-Mi).

Bolivinellina humilis (Cushman y McCulloch), a) vista lateral (IGM-1123-Mi); b) abertura (IGM-1124-Mi).

Bolivinellina seminuda (Cushman y McCulloch), a) vista lateral IGM-1142-Mi; b) abertura IGM-1143-Mi.

Buliminella brevior Cushman, a) vista lateral (IGM 1144-Mi); b) abertura IGM-1145-Mi.

Buliminella curta Cushman, a) vista lateral (IGM-1146-Mi); b) abertura (IGM-1147-Mi).

Trifarina carinata (Cushman), a) vista lateral (IGM-1271-Mi); b) abertura (IGM-1272-Mi).

Buliminella sp., a) vista lateral (IGM-1148-Mi); b) abertura (IGM-1149-Mi).

Trifarina fluens (Todd), vista lateral (IGM-1273-Mi).

Frondicularia advena (Cushman), vista lateral (IGM-1265-Mi).

Hansenisca rotundimargo (Stewart y Stewart), a) vista umbilical (IGM-1242-Mi); b) abertura (IGM-1243-Mi); c) vista espiral (IGM-1244-Mi).

Islandiella translucens (Cushman y Hughes), a) vista espiral (IGM-1253-Mi); b) abertura (IGM-1254-Mi); c) vista espiral (IGM-1255-Mi).

Hansenisca altiformis (Stewart y Stewart), a) vista umbilical, (IGM-1188-Mi); b) abertura (IGM-1240-Mi); c) vista espiral (IGM-1241-Mi).

Islandiella corbyi (Cushman y Hughes), a) vista umbilical (IGM-1251-Mi); b) abertura (IGM-1252-Mi)

Nodosaria sp. 2, vista lateral (IGM-1260-Mi).

Lámina 1

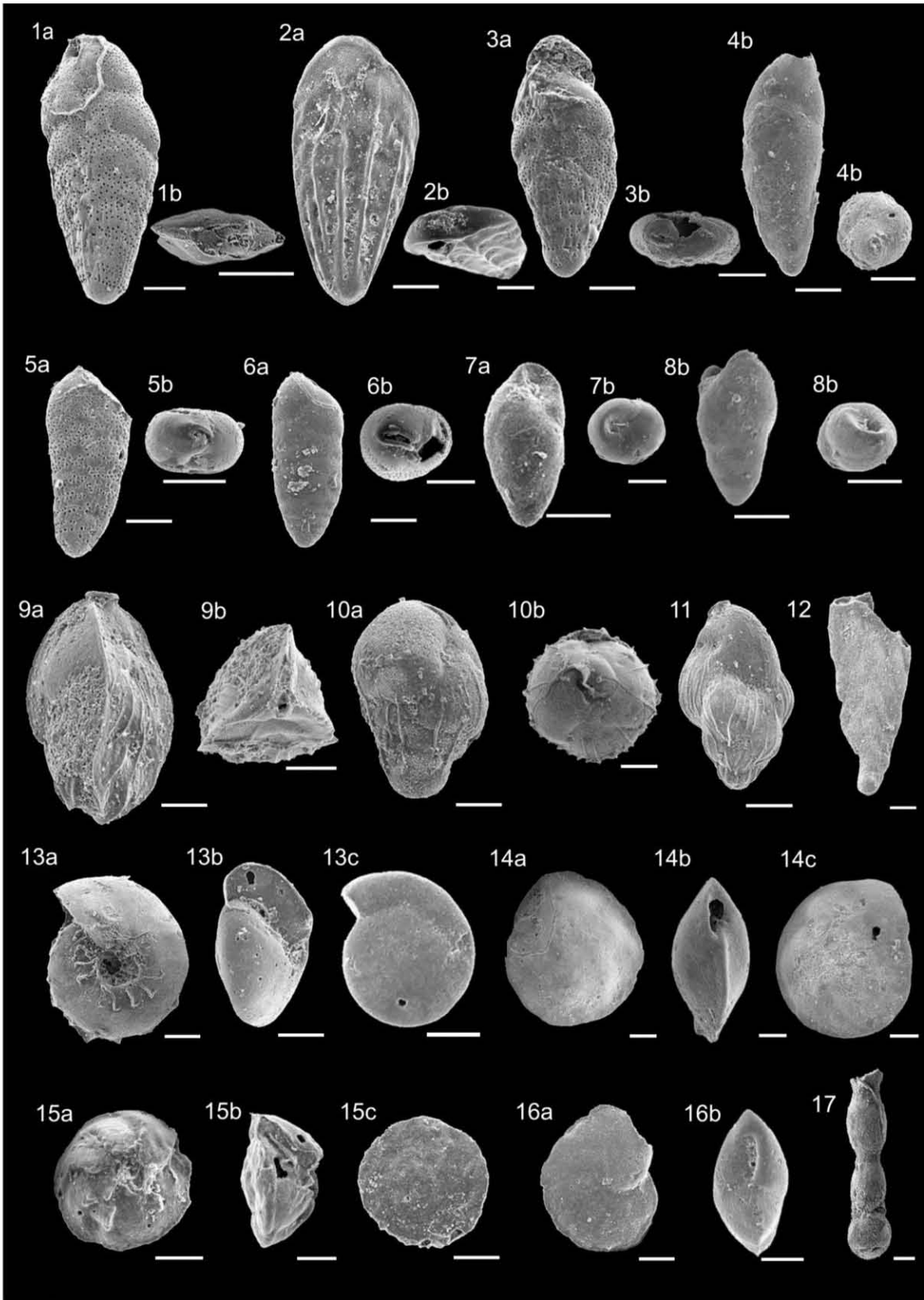


Lámina 2

Barras = 100 μ m.

Holmanella baggi (Kleinpell), a) vista umbilical (IGM-1245-Mi); b) vista espiral (IGM-1246-Mi).

Melonis sp., vista lateral (IGM-1258-Mi).

Valvulineria ornata Cushman, a) vista espiral (IGM-1284 Mi); b) vista umbilical (IGM-1285-Mi); c) abertura (IGM-1286-Mi).

Islandiella californica (Cushman y Hughes), a) vista espiral (IGM-1248-Mi); b) vista umbilical (IGM-1249-Mi); c) abertura (IGM-1250-Mi).

Valvulineria araucara affinis d'Orbigny, a) vista espiral (IGM-1278-Mi); b) vista umbilical (IGM-1279-Mi); c) abertura (IGM-1280-Mi).

Cassidulinella pliocenica Natland, a) vista umbilical (IGM-1152-Mi); b) vista espiral (IGM-1153-Mi); c) abertura (IGM-1154-Mi).

Valvulineria miocenica Cushman, a) vista espiral (IGM-1281-Mi); b) vista umbilical (IGM-1282-Mi); c) abertura (IGM-1283-Mi).

Pseudoparrella subperuviana (Cushman), a) vista espiral (IGM-1156-Mi); b) vista umbilical (IGM-1157-Mi); c) abertura (IGM-1158-Mi).

Epistominella bradyana (Cushman), a) vista espiral (IGM-1268-Mi); b) abertura (IGM-1269-Mi).

Pseudoparrella californica (White), a) vista espiral (IGM-1256-Mi); b) abertura (IGM-1257-Mi).

Takayanagia delicata (Cushman), vista umbilical (IGM-1270-Mi).

Brizalina advena (Cushman), a) abertura (IGM-1115-Mi); b) vista lateral (IGM-1116-Mi).

Bolivina plicata d'Orbigny, a) vista lateral (IGM-1113-Mi); b) abertura (IGM-1114-Mi).

Uvigerina peregrina Cushman, a) vista lateral (IGM-1247-Mi); b) abertura (IGM-1248-Mi).

Uvigerina subperegrina Cushman, a) vista lateral (IGM-1276-Mi); b) abertura (IGM-1277-Mi).

Nodosaria sp. 1, vista lateral (IGM-1259-Mi).

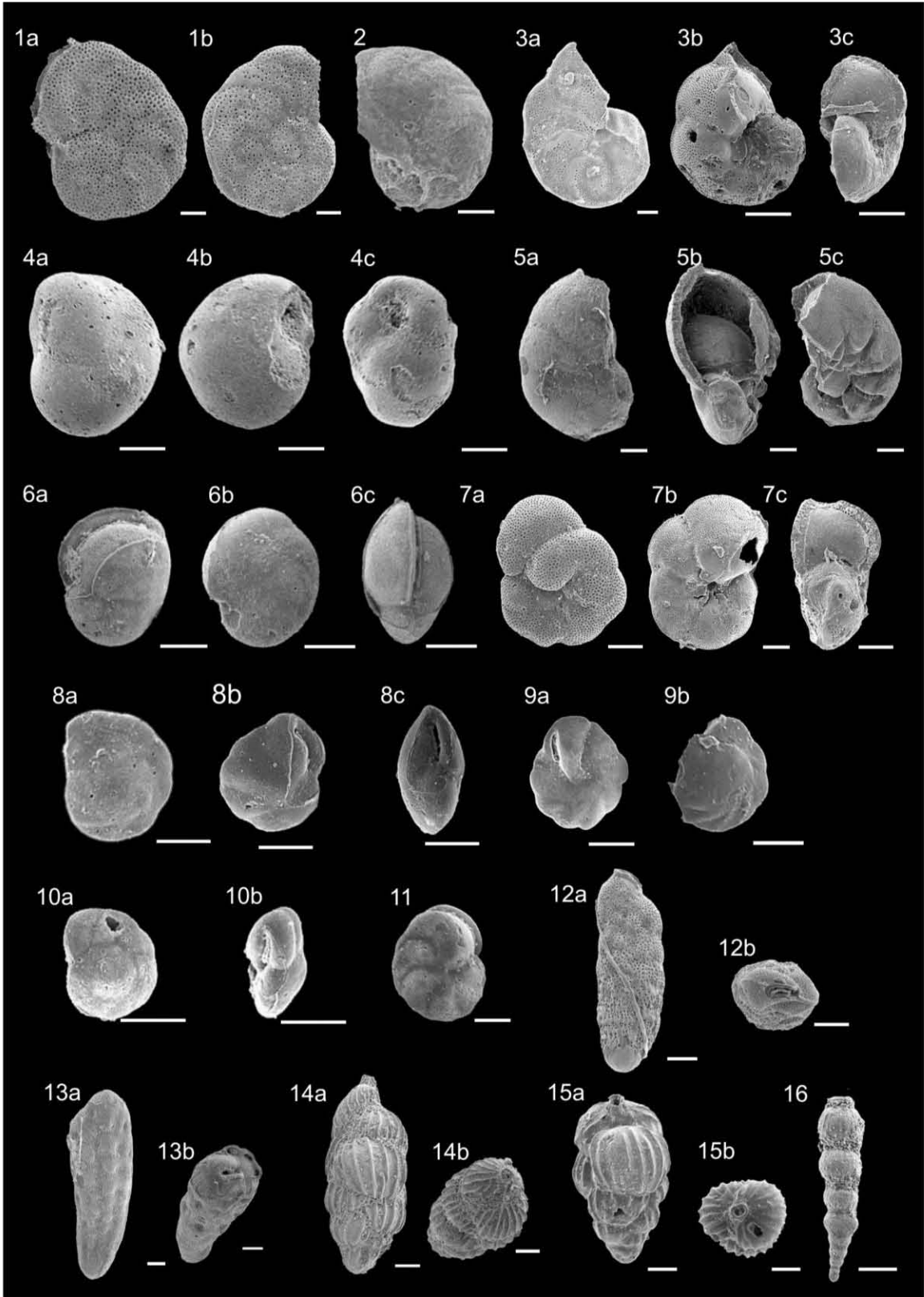


Lámina 3

Barras = 100 μm .

Globigerinoides ruber (d'Orbigny), a) vista umbilical (IGM-1272-Mi); b) vista lateral (IGM-1273-Mi); c) espiral (IGM-1274-Mi).

Globigerina bulloides d'Orbigny, a) vista umbilical, (IGM-1159-Mi), b) vista lateral (IGM-1160-Mi); c) vista espiral (IGM-1161-Mi).

Globigerinoides trilobus sacculifer (Brady), a) vista umbilical (IGM-1177-Mi); b) vista lateral (IGM-1178-Mi); c) vista espiral (IGM-1179-Mi).

Globigerinoides trilobus immaturus (LeRoy), a) vista umbilical (IGM-1170-Mi); b) vista lateral (IGM-1171-Mi).

Neogloboquadrina dutertrei (d'Orbigny), a) vista umbilical (IGM-1261-Mi); b) vista lateral (IGM-1262-Mi); c) vista espiral (IGM-1263-Mi).

Globigerinoides obliquus obliquus (Bolli), a) vista umbilical (IGM-1164-Mi); b) vista lateral (IGM-1165-Mi); c) vista espiral (IGM-1169-Mi).

Neogloboquadrina humerosa (Takayanagi y Saito), a) vista umbilical (IGM-1182-Mi); b) vista lateral (IGM-1183-Mi); c) vista espiral (IGM-1184-Mi).

Organismo de transición entre las especies *G. humerosa* y *N. dutertrei*, a) vista espiral IGM-1186-Mi; b) vista espiral IGM-1187-Mi.

Globorotalia acostaensis acostaensis (Blow), vista espiral (IGM-1180-Mi); b) vista lateral (IGM-1181-Mi).

Globorotalia menardii menardii Parker, Jones y Brady forma A *sensu* Bolli, a) vista espiral (IGM-1185-Mi).

