



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOLOGÍA

ESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA

"Edad de los depósitos marinos asociados a la evolución temprana del Golfo de California"

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS

P R E S E N T A:

ADRIANA YANET MIRANDA MARTÍNEZ

Director de tesis:

Dra. Ana Luisa Carreño, Instituto de Geología, UNAM.

Comité Tutorial:

Dr. Jorge Ledesma Vázquez, Universidad Autónoma de Baja California.

Dr. José Luis Sánchez Zavala, Instituto de Geología, UNAM.

Ciudad Universitaria, CD.MX., febrero de 2019.



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

A la Universidad Nacional Autónoma de México por abrirme las puertas al conocimiento y por cambiar el rumbo de mi destino, así como a sus numerosas facultades e institutos que fomentaron mi desarrollo profesional dentro y fuera de sus aulas y laboratorios.

Mi especial agradecimiento a la Doctora Ana Luisa Carreño por su dirección y apoyo constante para el inicio y la terminación de este proyecto, así como por contagiarme su amor por la península y el Golfo de California. A mi comité tutorial conformado por la Dra. Carreño (UNAM) y los Doctores Jorge Ledesma Vázquez (UABC) y José Luis Sánchez Zavala (UNAM), por sus discusiones y comentarios a este trabajo.

A la Dra. Kristin McDougall por permitirme acceder a material de la región norte de las cuencas del Salton Trough y Blythe, bajo su resguardo en el GSGS Geological Survey con sede en Flagstaff (Arizona), así como por la constante retroalimentación sobre las asociaciones de foraminíferos en el Golfo. A la Dra. Carreño por permitirme consultar material previamente estudiado por ella en la Cuenca San José Del Cabo e Isla María Madre. Al técnico Gerardo Álvarez y a los Doctores Ledesma y Sánchez por su apoyo, colaboración y esfuerzo para la realización del trabajo de campo en la península de Baja California.

Estoy agradecida con los miembros del jurado, por sus atinados comentarios siempre constructivos y en pro de mejorar este manuscrito. Especialmente al Dr. Arturo Martín Barajas (CICESE) por sus comentarios detallados a lo largo del escrito y particularmente sobre la evolución del Golfo, que aportaron mucho a este trabajo, así mismo al Dr. Peter Schaaf (UNAM) por sus comentarios clarificantes con relación al análisis de estroncio realizado en esta tesis y al Dr. Marcelo Aguilar Piña (IMP) por sus sugerencias en la parte del análisis bioestratigráfico. Gracias a Christian Terrón por la corrección de estilo del manuscrito y sus comentarios para mejorarlo.

Quiero dar gracias a CONACYT por otorgarme la beca 172854 con la cual fui beneficiada para el desarrollo de este proyecto, asimismo gracias al Instituto de Geología por la beca otorgada para la terminación de esta tesis. Este proyecto también fue apoyado por el Programa de Apoyo a Proyecto de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) con número IN102211 e IN102314 “Sincronizando relojes durante el Neógeno: implicación en las edades de las primeras incursiones marinas del Progolfo de California” y “¿Existió el protogolfo de California en el Mioceno medio?” a cargo de la Dra. Carreño.

Al Posgrado de Ciencias de la Tierra, especialmente a María Luisa (Mary), asistente del posgrado, por su apoyo en todos los trámites necesarios para la realización de estancias, congresos, evaluaciones y titulación.

Gracias al laboratorio de LUGIS en el Instituto de Geofísica, liderado por el Dr. Peter Schaaf y conformado por los técnicos M. en C. Gabriela Solis, Ing. Vianey Meza e Ing. Teodoro Hernández, que gracias a su experiencia y conocimientos se obtuvieron las edades isotópicas de estroncio que fueron clave para el desarrollo e interpretación de las edades en el presente trabajo.

A la Bióloga Yolanda Hornelas Orozco del Laboratorio de Microscopía Electrónica en el Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, por su disposición siempre amable para la toma de fotos de gran calidad que ilustran las especies del Golfo en el presente trabajo.

Al Dr. Raúl Gío Argáez por permitirme invadir su espacio para concluir este proyecto y por siempre estar abierto a la discusión de temas apasionantes de la Paleobiología. A mis profes y ahora compañeros en la Facultad de Ciencias, Itzia, Pedro, Daniel, Sara y Francisco, sin los cuales no hubiese podido llegar a la Paleontología.

Gracias al Dr. Jesús Alvarado Ortega por su apoyo para la terminación de esta tesis. A mis compañeros en la UNAM que hicieron este viaje más llevadero y gozoso: Violeta, Fabiola, Alex, Gerardo, Aurora, Germán, Paulo, Vale, Rosita, Azucena, Mario, Brendita y a los que se me olvide mencionar. A mis Tipitinas (Viol, Fa, Jime), Belén, Claudia, Ch, Almendra, Robert y compañeros de la vida que no llegan a mi cabeza en este momento.

A toda mi enorme familia y muy especialmente a mis padres Silvia y Fermín, a mis hermanas Karla y Silvia, junto con mis sobrinos Saúl, Isaac, Josita y Getze, gracias por ser siempre el pilar más fuerte en las batallas más oscuras. A Maye por mantenerme más o menos cuerda en esta fase de locura. A Falko, mi compañero de viajes cortos y muy largos, mil gracias por levantarme cuando me veía rendida y abrumada, por soportar mi neurosis al hacer una tesis, por tu paciencia, consejos, risas, cariño, apoyo, apapachos, ánimo, pero sobre todo por tu amor.

En memoria de Chuy, mi pieza fundamental para sobrellevar las tempestades, pero que desafortunadamente no está aquí para ver conmigo este proyecto concluido. Para ti salchi, con todo mi amor.

*“La distinción entre pasado, presente y futuro
es sólo una ilusión obstinadamente persistente”*

Albert Einstein

Contenido

1.	Resumen.....	1
2.	Introducción	5
2.1	Antecedentes	5
2.2	Planteamiento del problema	9
2.3	Objetivo	10
3.	Área y material de estudio	12
3.1	Golfo de California.....	13
3.1.1	Marco regional	14
3.1.2	Marco geológico.....	16
3.2	Cuencas sedimentarias y registros litológicos.....	19
3.2.1	Región norte.....	19
3.2.2	Región central	21
3.2.3	Región sur.....	24
4.	Estratigrafía	26
4.1	Antecedentes	26
4.2	Unidades y columnas lito-estratigráficas	27
4.2.1	Formación Bouse.....	27
4.2.2	Formación Imperial	34
4.2.3	Formación Tirabuzón.....	42
4.2.4	Formación Carmen	51
4.2.5	Formación Trinidad	62
4.2.6	Unidad Ojo de Buey.....	68
4.3	Discusión	75
5.	Análisis micropaleontológico	77
5.1	Antecedentes	77
5.2	Método.....	78
5.3	Resultados	81
5.3.1	Formación Bouse.....	81
5.3.2	Formación Imperial	86
5.3.3	Formación Tirabuzón.....	98
5.3.4	Formación Carmen	104

5.3.5 Formación Trinidad	118
5.2.6 Unidad Ojo de Buey.....	122
5.4 Taxonomía.....	126
5.5 Discusión	128
5.5.1 Región norte.....	128
5.5.2 Región central	133
5.5.3 Región sur.....	137
5.5.4 Patrones regionales.....	142
5.6 Conclusiones.....	152
6. Análisis isotópico de Estroncio.....	154
6.1 Antecedentes	154
6.2 Método.....	155
6.3 Resultados y Discusión	156
7. Análisis bioestratigráfico	159
7.1 Biozonas y bioeventos.....	159
7.2 Método.....	163
7.3 Resultados	167
7.3.1 Distribución de los bioeventos.....	167
7.4 Discusión	183
7.4.1 Bioeventos locales y correlación regional.....	183
7.4.2 Marcadores bioestratigráficos	197
7.4.4 Edad de los depósitos marinos.....	199
7.4.5 Correlación local.....	217
7.4.6 Incursiones marinas	221
7.5 Conclusiones.....	226
8. Referencias.....	228
9. Apéndice.....	246

Índice de Figuras

Figura 1. Modelo de dos etapas en la evolución del Golfo de California con localidades clave con depósitos marinos.	6
Figura 2. Localidades con depósitos marinos relacionados a la evolución del Golfo de California....	8
Figura 3. Ubicación geográfica de las localidades de donde proviene el material analizado en el presenta estudio.....	12
Figura 4. Localidades clave con foraminíferos planctónicos relacionadas con la evolución del Golfo de California consideradas en el presente estudio.	23
Figura 5. Correlación entre unidades litoestratigraficas presentes en las localidades analizadas en este estudio referidas a la escala de tiempo geológico.	31
Figura 6. Columna lito-estratigráfica medida en Hart Mine Wash al sur de la Cuenca Blythe.	33
Figura 7. Columnas lito-estratigráficas en Cabazon y Whitewater en San Gorgonio Pass, cuenca del Salton Trough.	39
Figura 8. Columna lito-estratigráfica compuesta medida en Split Mountain Gorge en la cuenca del Salton Trough.	41
Figura 9. Columnas lito-estratigráficas medidas al noreste de la cuenca Santa Rosalía, BCS.	46
Figura 10. Unidad III del miembro Arenisca y Limolita de la Formación Tirabuzón..	47
Figura 11. Unidades II y III del miembro Arenisca y Limolita de la Formación Tirabuzón..	48
Figura 12. Unidad II del miembro Arenisca y Limolita de la Formación Tirabuzón..	49
Figura 13. Columna lito-estratigráfica medida en la Loma El Tirabuzón en la cuenca de Santa Rosalía, BCS..	50
Figura 14. Columnas lito-estratigráficas medidas al noreste de Isla Del Carmen.....	56
Figura 15. Formación Carmen expuesta al este de Bahía Salina (a) y Punta Perico (b) en Isla Del Carmen..	57
Figura 16. Contactos de la Formación Carmen en Isla Monserrat.....	59
Figura 17. Columna lito-estratigráfica compuesta medida en Ensenada María, al noroeste de Isla Monserrat.....	60
Figura 18. Formación Carmen expuesta en Isla Monserrat	61
Figura 19. Columna lito-estratigráfica compuesta medida cerca de Rancho El Torote en la cuenca San José Del Cabo.....	67
Figura 20. Columna lito-estratigráfica compuesta medida en la localidad de Arroyo Hondo al suroeste de Isla María Madre.....	74
Figura 21. Conjuntos de especies indicadoras de condiciones paleo-oceanográficas en el Golfo de California.	80
Figura 22. Biofacies de alta y baja productividad identificadas en la región norte del Golfo..	132

Figura 23. Biofacies frías productivas y cálidas oligotróficas identificadas en la cuenca de Santa Rosalía en la región central del Golfo.....	135
Figura 24. Biofacies frías productivas y cálidas oligotróficas identificadas en las islas Del Carmen y Monserrat en la región central del Golfo.....	139
Figura 25. Biofacies cálidas y frías altamente productivas identificadas por Carreño (1985) en Isla María Madre en la región sur del Golfo.	141
Figura 26. Procesamiento de muestras para el análisis de estroncio.....	156
Figura 27. Bioeventos y biofacies identificados en la Formación Bouse en los pozos LCRP y en la columna Hart Mine Wash.....	168
Figura 28. Bioeventos y biofacies identificados en la Formación Imperial en Cabazon y Whitewater Canyon en San Gorgonio Pass..	170
Figura 29. Bioeventos y biofacies identificados en la Formación Imperial en Split Mountain Gorge..172	
Figura 30. Bioeventos y biofacies identificados en la Formación Tirabuzón al noreste de la cuenca de Santa Rosalía, BCS..	174
Figura 31. Bioeventos identificados en la Formación Tirabuzón expuesta en la Loma Tirabuzón en la cuenca de Santa Rosalía, BCS.	175
Figura 32. Bioeventos y biofacies identificados en la Formación Carmen en Isla Monserrat, BCS..176	
Figura 33. Bioeventos y biofacies identificados en la Formación Carmen al este de Bahía Salina, Isla Del Carmen.....	178
Figura 34. Bioeventos y biofacies identificados en la Formación Carmen en Punta Perico, Isla Del Carmen.	179
Figura 35. Bioeventos identificados en la Formación Trinidad en la cuenca San José de Los Cabos, BCS.....	180
Figura 36. Bioeventos y biofacies identificados en la unidad Ojo de Buey en Arroyo Hondo, Isla María Madre.....	182
Figura 37. Secuencia de bioeventos y biofacies de foraminíferos planctónicos identificados en el Golfo de California.....	188
Figura 38. Edad interpretada en la Formación Imperial en Cabazon y Whitewater Canyon en San Gorgonio Pass, California.	201
Figura 39. Edad interpretada en la Formación Bouse en Hart Mine Wash (Arizona) y en la Formación Imperial en Split Mountain Gorge (California).	203
Figura 40. Edad interpretada de la Formación Tirabuzón en la cuenca Santa Rosalía, BCS.....	207
Figura 41. Edad interpretada en la Formación Carmen en las islas Monserrat y Del Carmen, BCS..211	
Figura 42. Edad interpretada en la Formación Trinidad en la cuenca San José de Los Cabos (BCS) y en la unidad Ojo de Buey en Isla María Madre (Nayarit).	216
Figura 43. Líneas de correlación entre las unidades Bouse, Imperial, Tirabuzón, Carmen, Trinidad y Ojo de Buey.	220

Índice de tablas

Tabla 1. Información geográfica y de colecta de las localidades en el presente estudio.....	13
Tabla 2. Distribución y abundancia relativa de foraminíferos planctónicos en la Formación Bouse en las muestras LCRP (a) y en la columna Hart Mine Wash (b) al sur de la cuenca Blythe.	82
Tabla 3. Distribución y abundancia relativa de foraminíferos planctónicos en la Formación Imperial en Cabazon y Whitewater Canyon en la cuenca del Salton Trough.	88
Tabla 4. Distribución y abundancia relativa de foraminíferos planctónicos en la Formación Imperial en Split Mountain Gorge en la cuenca del Salton Trough..	95
Tabla 5. Distribución y abundancia relativa de foraminíferos planctónicos en la Formación Tirabuzón en la cuenca Santa Rosalía.	100
Tabla 6. Distribución de foraminíferos planctónicos identificados por Carreño (1981) y de <i>Streptochilusinglei</i> sp. nov. en la Formación Tirabuzón expuesta en Loma Tirabuzón.	101
Tabla 7. Distribución y abundancia relativa de foraminíferos planctónicos en la Formación Carmen expuesta en Ensenada María, Isla Monserrat.	107
Tabla 8. Distribución y abundancia relativa de los foraminíferos planctónicos en la Formación Carmen expuesta al este de Bahía Salina, Isla Del Carmen.	110
Tabla 9. Distribución y abundancia relativa de foraminíferos planctónicos en la Formación Carmen expuesta en Punta Perico, Isla Del Carmen..	115
Tabla 10. Distribución de los foraminíferos planctónicos identificados por Carreño (1992) y <i>Streptochilus globigerus</i> en la Formación Trinidad expuesta en la cuenca de San José del Cabo..	119
Tabla 11. Distribución de los foraminíferos planctónicos identificados por Carreño (1985) y de <i>Streptochilus</i> en la Unidad Ojo de Buey expuesta en Isla María Madre.	123
Tabla 12. Foraminíferos planctónicos con una distribución restringida a las regiones norte, centro y sur del Golfo.	129
Tabla 13. Foraminíferos planctónicos con una distribución en la región central, compartida con la del norte y sur.	134
Tabla 14. Foraminíferos planctónicos con una distribución continua a lo largo del Golfo de California..	144
Tabla 15. Indicadores de temperatura y productividad en las unidades lito-estratigráficas analizadas en el Golfo de California.	149
Tabla 16. Relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en testas de foraminíferos y edades isotópicas para la Formación Tirabuzón en Santa Rosalía (SR) y la Formación Carmen en Isla Monserrat (IM) y en Isla Del Carmen en Punta Perico (PP) y al este de Bahía Salina (BS) , Baja California Sur, México.	158
Tabla 17. Especies reportadas previamente en el Golfo de California con primeras (FO) y últimas (LO) ocurrencias estratigráficas calibradas en diferentes cuencas marinas	164
Tabla 18. Microfósiles del Mioceno medio reportados como <i>in situ</i> o retrabajo en diferentes localidades con en el Golfo de California.	225

Índice de Láminas

Lámina I. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Bouse expuesta al sur de la cuenca Blythe, California/Arizona, EUA.	84
Lámina II. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Imperial expuesta en Cabazon, San Gorgonio Pass, California, EUA.	89
Lámina III. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Imperial expuesta en Whitewater, San Gorgonio Pass, California, EUA.	91
Lámina IV. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Imperial expuesta en Split Mountain Gorge, California, EUA.	96
Lámina V. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Tirabuzón expuesta al noreste de la cuenca Santa Rosalía, BCS, México.	102
Lámina VI. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Carmen expuesta en Ensenada María al noroeste de la Isla Monserrat, BCS, México.	108
Lámina VII. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Carmen expuesta en Bahía Salina, al noreste de la Isla Del Carmen, BCS, México.	111
Lámina VIII. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Carmen expuesta en Punta Perico, al noreste de la Isla del Carmen, BCS, México.	116
Lámina IX. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Trinidad expuesta cerca de Rancho El Torote en la cuenca San José del Cabo, BCS, México.	120
Lámina X. Foraminíferos planctónicos presentes en la Unidad Ojo de Buey expuesta en la localidad de Arroyo Hondo en la Isla María Madre, Nayarit, México.	124

1. Resumen

En el presente estudio se lleva a cabo un análisis bioestratigráfico con foraminíferos planctónicos recuperados de 18 registros sedimentarios de ocho localidades clave asociadas a la evolución temprana del Golfo de California, con el objetivo de reconocer bioeventos que permitan, junto con edades isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, establecer edades precisas y confiables para las unidades litoestratigráficas involucradas, así como para las incursiones marinas. Se analizaron 292 muestras provenientes de las formaciones Bouse e Imperial, expuestas en las cuencas Blythe y Salton Trough ubicadas en la región norte del Golfo; en su región central, de la Formación Tirabuzón en la cuenca de Santa Rosalía y de la Formación Carmen en las islas Del Carmen y Monserrat; y en la región sur, de la Formación Trinidad en la cuenca San José Del Cabo y de la unidad Ojo de Buey al noroeste de la Isla María Madre.

Los conjuntos están representados por 83 taxa y se describen por primera vez dos especies *Streptochilusinglei* sp. nov. y *S. macdougallae* sp. nov. La diversidad y abundancia de los foraminíferos planctónicos fueron bajas con respecto a los bentónicos, las especies son mayoritariamente euritermas, de talla reducida y con representantes subtropicales y de aguas templadas. Las asociaciones son más similares entre cuencas cercanas, sin embargo, se identifica un grupo de especies de masas de aguas superficiales que se distribuye a lo largo del Golfo. La abundancia de *proxies* y su cambio a través de las columnas se interpretan como facies de alta y baja productividad, en el centro y sur están relacionadas a la temperatura de las masas de agua. En la región norte, la alta productividad se atribuye a corrientes de marea y las primeras descargas del Río Colorado; mientras en las regiones del centro y sur, corresponden a surgencias.

Las características de las asociaciones locales y la ausencia de marcadores zonales impiden la correlación en el Golfo con biozonas de esquemas estándares para regiones tropicales y subtropicales. Las edades isotópicas obtenidas en este estudio y las reportadas previamente en las columnas, así como bioeventos de otros microfósiles, permitieron constreñir en el tiempo las primeras (FO) y últimas (LO) ocurrencias locales de los taxa para compararlas con aquellas calibradas en cuencas cercanas o dentro de la misma latitud, donde las ocurrencias son potencialmente sincrónicas. Se reconocen 18 bioeventos con valor bioestratigráfico en el Golfo, con base en los cuales se reinterpreta una edad máxima de 6.14 Ma para la unidad Marl y mínima de 5.2 Ma para la parte inferior de la Green Claystone en la Formación Bouse; de ≤ 6.2 a > 5.6 Ma para la parte inferior del miembro Latrania y entre 5.3-5.2 a ≤ 4.4 Ma para las partes superior e inferior del miembro Deguynos en la Formación Imperial; de ≤ 5.8 a ≥ 5.2 Ma para la parte superior del miembro Arenisca y Limolita de la Formación Tirabuzón; de ≤ 5.8 Ma para la cima del miembro Sandstone and Conglomerate y de 5.6 a ≥ 5.2 Ma en el Marlstone and Mudstone de la Formación Carmen; de 5.5 a 5.45 Ma hasta 3.7 a 3.6 Ma en el miembro medio de la Formación Trinidad y de ≤ 5.8 a 5.6 Ma en el miembro inferior de la unidad Ojo de Buey.

Con base en la edad asignada, así como en la información previa y generada en este estudio de los ambientes sedimentarios, se confirma que la primera incursión marina en Golfo ocurre entre 8.9-8.8 a 8.2 Ma en la región sur, la segunda entre ~ 8 a 7 Ma en la región central y la última, más extendida, entre 6.5 a 6.3 Ma en la región norte; todas fueron acompañadas de un aumento en la profundidad de las cuencas ya inundadas y seguidas por una etapa regresiva entre 5.4 a 5.1 Ma. Las

incursiones indican un patrón de inundación de sur a norte que llevó al interior del Golfo elementos subtropicales de poca profundidad (formas globosas, no quilladas y posiblemente estrategias-r), así como elementos menores asociados a intervalos de intensificación de la paleo-corriente de California, los cuales finalmente conformaron asociaciones adaptadas a cada una de las tres regiones del Golfo, mismas que persisten hasta la actualidad.

Las especies registradas, sus afinidades paleo-ecológicas y la edad asignada a los depósitos marinos permiten concluir que no hay evidencia en ninguna de las localidades estudiadas de foraminíferos planctónicos de aguas templadas a frías asociadas al Pacífico Norte que pudieran haber llegado al Golfo vía un pasaje transpeninsular en la parte central de Baja California. La edad asignada a los depósitos marinos en el presente estudio y la ausencia de especies de edad restringida al inicio del Mioceno tardío o más antiguas, excepto por el retrabajo Cretácico asociado al arribo del Río Colorado, constituyen una prueba documentada a favor de la inexistencia de incursiones marinas asociadas al Golfo antes de 8.9 Ma.

Este estudio establece un método para definir un marco cronoestratigráfico confiable con base en foraminíferos planctónicos que ayuda a entender la historia del Golfo de California y su biota asociada, aunque resalta la necesidad de obtener más herramientas que permitan calibrar localmente y con mayor precisión los bioeventos de estos microfósiles.

Palabras clave: foraminíferos planctónicos, Golfo de California, bioestratigrafía, bioeventos, *Streptochilus*.

Abstract

The present study develops a biostratigraphic analysis with planktonic foraminifera recovered from 18 sedimentary records from eight key localities associated with the early evolution of the Gulf of California, its objective is to identify bioevents that allow, together with isotopic ages of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, to establish accurate and reliable ages for the lithostratigraphic units involved, as well as for marine incursions. A total of 292 samples were analyzed from the Bouse and Imperial formations, exposed in the Blythe and Salton Trough basins located in the northern region of the Gulf; as well as in its central region, from the Tirabuzón Formation in the Santa Rosalía basin and from the Carmen Formation in the Del Carmen and Monserrat Islands; and its southern region, from the Trinidad Formation in the San José Del Cabo basin and the Ojo de Buey unit northwest of María Madre Island.

The assemblages are represented by 83 taxa and two species are described for the first time: *Streptochilusinglei* sp. nov. y *S. macdougallae* sp. nov. The diversity and abundance of the planktonic were low compared to benthic foraminifera. The species are mostly eurytherm, of reduced size, and with subtropical and temperate water representatives. Associations are more similar between nearby basins; however, a group of surface water dwellers were identified with a wide distribution along the Gulf. The proxies' abundance and their change through the columns are interpreted as high and low productivity facies, in the central and southern regions are related to the temperature of the water masses. In the northern region, high productivity is attributed to tidal currents and the first discharges of the Colorado River, while in the central and southern regions, they correspond to upwelling.

The characteristics of local associations and the absence of zonal markers prevent local correlation to biozones from standard tropical and subtropical schemes. The isotopic ages obtained in this study and those previously reported in the columns, as well as bioevents from other microfossil groups, allowed to constrain in time the first (FO) and last (LO) local occurrences of the taxa to compare it with those calibrated in near basins or in the same latitude, where the occurrences are potentially synchronous. Eighteen bioevents with biostratigraphic value are recognized in the Gulf, based on which a maximum age of 6.14 Ma is established for the Marl unit and a minimum of 5.2 Ma for the lower part of the Green Claystone in the Bouse Formation; from ≤ 6.2 to > 5.6 Ma for the lower part of the Latrania member and between 5.3-5.2 to ≤ 4.4 Ma for its upper part and the lower of the Deguynos member in the Imperial Formation; from ≤ 5.8 to ≥ 5.2 Ma for the upper part of the Sandstone and Limolite member of the Tirabuzón Formation; ≤ 5.8 Ma at the top of the Sandstone and Conglomerate member and from 5.6 to ≥ 5.2 Ma at the Marlstone and Mudstone in the Carmen Formation; from 5.5-5.45 Ma to 3.7-3.6 Ma in the middle member of the Trinidad Formation and from ≤ 5.8 to 5.6 Ma in the lower member of Ojo de Buey unit.

Based on the assigned age and on the previous information generated from the sedimentary environment, it is confirmed that the first marine incursion in the Gulf occurs in the southern region between 8.9-8.8 to 8.2 Ma, the second between ~ 8 to 7 Ma in the central region and the last one, more extended, between 6.5 to 6.3 Ma in the northern region. All were accompanied by an increase in the depth of the basins already flooded and followed by a regressive stage between 5.4

to 5.1 Ma. The incursions indicate a flood pattern from south to north that brought shallow subtropical elements to the interior of the Gulf (forms globose, not keel and possibly r-selected species), as well as minor elements associated with intervals of intensification of the paleo-currents of California, which finally formed associations adapted to each of the three regions of the Gulf, these persist to date.

The recorded species, their paleo-ecological affinities, and the age assigned to the marine deposits allow concluding that there is no evidence in any of the studied locations of temperate to cold waters planktonic foraminifera associated to the Pacific North that could have reached the Gulf via the transpeninsular seaway in central Baja California. The age assigned to the marine deposits in the present study and the absence of species with an age restricted to the early Late Miocene or older, except for the Cretaceous rework associated with the arrival of the Río Colorado, constitute the documented evidence in favor of the non-existence of marine incursions associated with the Gulf before 8.9 Ma.

This study establishes a method to define a reliable chronostratigraphic framework based on planktonic foraminifera that helps to understand the history of the Gulf of California and its associated biota, although it highlights the need to obtain more tools to calibrate locally and with greater accuracy the bioevents of these microfossils.

Key words: planktonic foraminifera, Gulf of California, biostratigraphy, bioevents, *Streptochilus*.

2. Introducción

2.1 Antecedentes

El Golfo de California se localiza entre la península de Baja California y la margen oriental de los estados de Sonora, Sinaloa y Nayarit. Contiene una serie de cuencas transtensionales o pull-apart conectadas por fallas transformantes y centros de dispersión, que en conjunto le otorgan una forma estrecha y alargada. La zona de extensión está rodeada por las sierras peninsulares al oeste y por la Sierra Madre Occidental al oriente; al norte se ubica el delta del Río Colorado y al sur se encuentra su única conexión con el Océano Pacífico (Álvarez-Borrogo, 2010).

Es considerado el único mar marginal del Océano Pacífico Oriental y presenta características oceanográficas particulares que propician una alta productividad biológica (Douglas *et al.*, 2007), así como el desarrollo de una de las comunidades biológicas marinas más diversas del mundo y con un alto grado de endemismo (Lluch-Cota, 2000; Lavín y Marione, 2003; Brusca, 2010). Actualmente se encuentra en el límite entre las placas de Norteamérica y del Pacífico, producto de una evolución geológica compleja y excepcional, relacionada al origen de un *rift* continental (Atwater, 1970; Karig y Jenkins, 1972; Stock y Hodges, 1989; Oskin *et al.*, 2001; Oskin y Stock, 2003).

La evolución del Golfo inicia en el Neógeno con la intersección de la dorsal Pacífico (PA)- Farallón (FA) con la trinchera de Norteamérica (NA), que provocó la formación y migración de la unión triple entre las placas y activó la extensión cortical que separaría la península de Baja California del macizo continental (Martín-Barajas, 2000). De acuerdo con el modelo de dos fases de Stock y Hodges (1989), la extensión inició hace 12 Ma, cuando al este de la futura península se desarrolló un rifting ortogonal y al este se ubicó el límite transforme entre las placas PA y NA a lo largo del sistema de fallas San Benito-Tosco Abreojos, también llamada etapa del ProtoGolfo (Fig. 1). La segunda fase inicia cuando hay un cambio tectónico a un rifting oblicuo que ubicó el límite entre las placas PA y NA al interior del Golfo hace 6 Ma, trasladando la península de Baja California a la placa PA y generando piso oceánico en sus cuencas más meridionales (Karig y Jensky, 1972; Stock y Hodges, 1989; Oskin *et al.*, 2001; Oskin y Stock, 2003).

Otros modelos indican que el Golfo se originó en una sola etapa transtensional que inició hace 12.3 Ma con incursiones marinas restringidas a la parte norte, donde el movimiento relativo entre las placas PA y NA se repartió a ambos lados de la península y disminuyó en la falla Tosco-Abreojos hasta concentrarse al interior del Golfo (Fletcher *et al.*, 2007; Helenes y Carreño, 1999). Por lo anterior, es evidente que aún no existe un consenso sobre la edad precisa en que inició la transtensión en la región, así como la subsidencia de las cuencas y su inundación por masas de agua marina provenientes del Océano Pacífico.

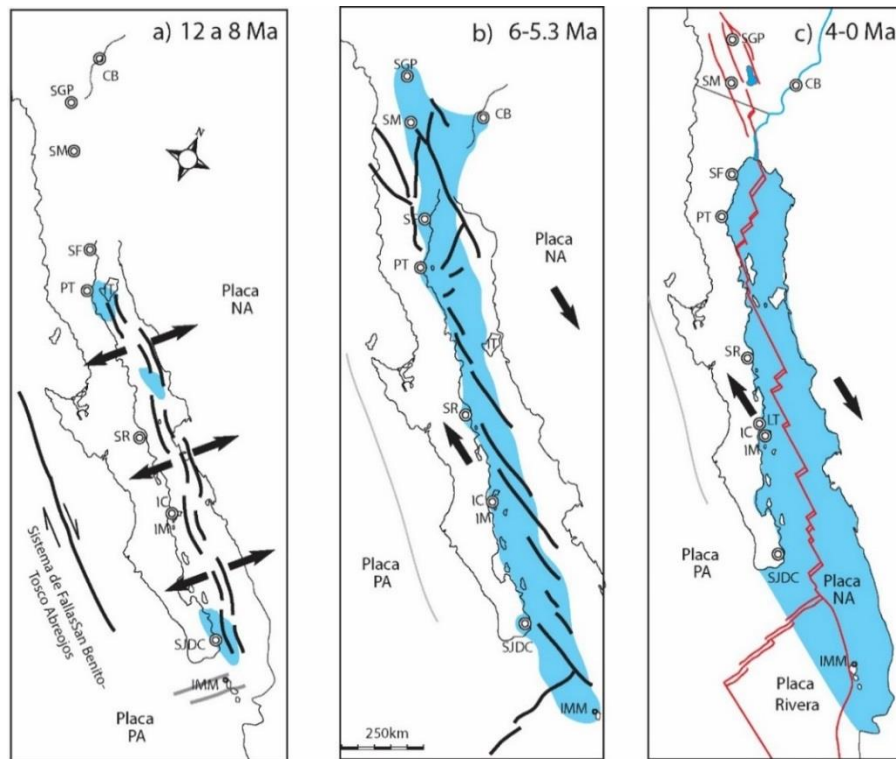


Figura 1. Modelo de dos etapas en la evolución del Golfo de California (cf. Stock y Hodges, 1989) con localidades clave con depósitos marinos. a) Rifting ortogonal en la región del Golfo y límite transforme entre las placas PA y NA a lo largo de sistema de Fallas San Benito-Tosco Abreojos al oeste de Baja California. b) Rifting oblicuo y ubicación del límite entre las placas PA-NA al interior del Golfo y una máxima inundación. c) Retroceso del Golfo en la parte norte debido a la formación del delta del Río Colorado e implantación del sistema de fallas laterales y centros de dispersión modernos. SGP San Gorgonio Pass, CB Cuenca Blythe, SM Split Mountain, SF San Felipe, PT Puertecitos, IT Isla Tiburón, SR Santa Rosalía, LT Loreto, IC Isla Carmen, IM Isla Monserrat, SJDC San José Del Cabo, IMM Isla María Madre. Modificado de Bennett *et al.* (2015), Fletcher *et al.* (2007).

Los depósitos marinos relacionados con las inundaciones del Golfo se presentan hoy en día expuestos de forma discontinua a lo largo del margen oeste de la península de Baja California (México) y en los estados de California y Arizona (EUA). También se les ha

identificado en el subsuelo desde la parte baja del corredor del Río Colorado hasta el límite sur del Golfo. Sus edades fueron establecidas con base en el registro fósil de macroinvertebrados y microfósiles, siendo más escasas, pero de mayor presión aquellas obtenidas por métodos isotópicos y paleomagnéticos (Fig. 2).

La evidencia marina más antigua corresponde a la mención de microfósiles reportados como del Mioceno medio en diferentes localidades a lo largo del Golfo (Gómez-Ponce, 1971; Cotton y Vonder-Haar, 1980; Gastil *et al.*, 1999; Helenes y Carreño, 1999; Helenes *et al.*, 2009) y en la cuenca del Salton Trough (McDougall *et al.*, 1999; McDougall, 2008). Infortunadamente estas especies no fueron ilustradas, sin embargo su presencia constituye la evidencia indirecta de depósitos marinos del Mioceno medio (McDougall *et al.*, 1999; Helenes y Carreño, 1999; McDougall *et al.* 2008; Helenes *et al.*, 2009) y una configuración del antiguo golfo como un cuerpo marino aislado en la parte norte, conectado al Pacífico por un pasaje marino transpeninsular (Helenes y Carreño, 1999). Infortunadamente estos taxa no fueron ilustrados ni alojados en alguna colección para su discusión.

Son más numerosas las evidencias con base en métodos bioestratigráficos, isotópicos y paleomagnéticos, que indican la ocurrencia de las primeras incursiones marinas durante el Mioceno tardío entre 8 a 6 Ma (Fig. 2; Boehm, 1984; McCloy, 1984; Carreño, 1985; Molina-Cruz, 1994; Dean, 1996; McDougall *et al.*, 1999; Delgado-Argote *et al.*, 2000; Holt *et al.*, 2000; Escalona-Alcázar *et al.*, 2001; Conly *et al.*, 2005; Pacheco *et al.*, 2006; Dorsey *et al.*, 2007, 2011). La distribución de las rocas indica un patrón de inundación de sur a norte (Stock y Hodges, 1989), formando un cuerpo marino estrecho y alargado cuya extensión llegó hasta la cuenca del Salton Trough (McDougall *et al.*, 1999).

No existe consenso en la edad en que ocurrieron las primeras incursiones marinas al interior del Golfo de California; las edades isotópicas que delimitan el intervalo de tiempo de las rocas marinas son muy escasas y las obtenidas a partir del registro fósil son poco precisas debido a la ausencia de los fósiles índices de los esquemas zonales regionales estándares. Aunado a esto; en el área no se han desarrollado esquemas zonales que permitan establecer el valor bioestratigráfico de los taxa presentes, en consecuencia, no existe un análisis bioestratigráfico confiable que, a pesar de las características del registro fósil, permita asignar edades precisas al registro litológico de las incursiones marinas en el Golfo de California.

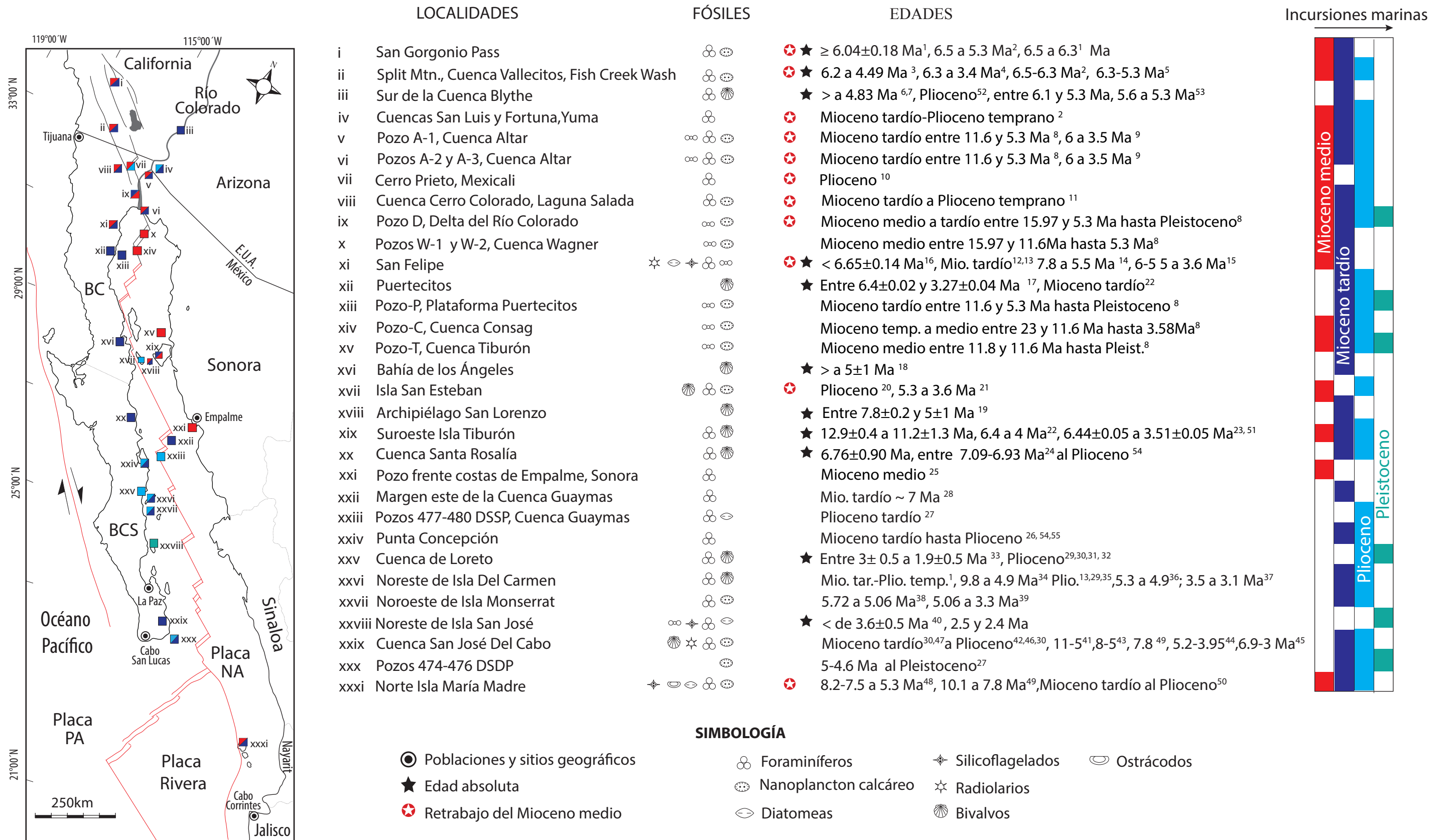


Figura 2. Localidades con depósitos marinos relacionados a la evolución del Golfo de California, se presenta el registro fósil y las edades isotópicas con las que se ha establecido la edad. Modificado de Oskin y Stock (2003) y Bennett et al. (2015). 1.- McDougall et al. (1999), 2.- McDougall (2008), 3.- Dorsey et al. (2007), 4.- Dean (1996), 5.- Winker y Kidwell (1996), 6.- Miranda-Martínez et al. (2017) 7.- McDougall y Miranda-Martínez (2014), 8.- Helenes et al. (2009), 9.- Pacheco et al. (2006), 10.- Ingle (1982), 11.- Martin-Barajas et al. (2001), 12.- Hertlein (1968), 13.- Ingle (1974), 14.- Pérez-Gúzman (1983), 15.- Boehn (1984), 16.- Stock (2006), 17.- Martin-Barajas et al. (1995, 1997), 18.- Delgado-Argote et al. (2000), 19.- Escalona-Alcázar et al. (2001), 20.- Desonie (1992), 21.- Calmus et al. (2008), 22.- Gastil et al. (1999), 23.- Bennett et al. (2015), 24.- Holt et al. (2000), 25.- Gómez-Ponce (1971), 26.- Ledesma y Johnson (2001), 27.- Aubry et al. (1982), 28.- Miller y Lizarralde (2013), 29.- Durham (1950), 30.- Smith (1989, 1991), 31.- Piazza y Robba (1994), 32.- Bigioggero et al. (1995), 33.- McLean (1987, 1988), 34.- Albarrán-Linares (2010), 35.- Natland (1950), 36.- Ledesma et al. (2011), 37.- Dorsey et al. (2001), 38.- Hernández-Pérez (2012), 39.- Carreño et al. (2015), 40.- Umhoefer et al. (2007), 41.- Piña-Arce (2010), 42.- McCloy (1984), 43.- Molina-Cruz (1994), 44.- Ibaraki (1997), 45.- Carreño (1992), 46.- Pantoja-Alor y Carrillo-Bravo (1966), 47.- McTeague, 2006, 48.- McCloy et al. (1988), 49.- Pérez-Gúzman (1985), 50.- Carreño (1985), 51.- Oskin y Stock (2003), 52.- Winterer (1975), 53.- Homan (2014), 54.- Carreño (1981).

2.2 Planteamiento del problema

Los foraminíferos planctónicos son el grupo de microfósiles calcáreos más común en los depósitos marinos neógenos relacionados con la evolución del Golfo de California. Las asociaciones están constituidas principalmente por elementos tropicales y subtropicales de la provincia del Pacífico Este Ecuatorial y por escasos elementos de masas de aguas frías aportados por la Corriente de California (Brenner, 1962; Buzas y Culver, 1990).

A nivel mundial son los microfósiles calcáreos con mayor éxito para la resolución de problemas bioestratigráficos. No obstante, el grupo no ha sido muy útil en el Golfo como reloj geológico debido parcialmente a que sus asociaciones se caracterizan por presentar: (1) baja abundancia y (2) diversidad específica; (3) ausencia de los marcadores zonales de los esquemas estándar y (4) una distribución temporal errática.

Pese a esto, se han realizado esfuerzos por reconocer biozonas de esquemas zonales para latitudes bajas y medias (Blow, 1969, 1979; Bolli, 1970; Bolli y Premoli-Silva, 1973; Bolli y Saunders, 1985; Berggren *et al.*, 1995). Sin embargo, al no identificar los elementos que las definen, la edad establecida en las rocas asociadas a la evolución del Golfo no representa necesariamente el intervalo de tiempo de dichas biozonas. Más aún, con excepción de los esquemas propuestos por Berggren *et al.* (1995) y Blow (1979) que se han mantenido actualizados (Wade *et al.*, 2011) y calibrados a la escala de tiempo geológico (Gradstein *et al.*, 2012), los otros esquemas zonales empleados en el Golfo permanecen tal y como fueron definidos, por lo que es necesario hacer una revisión de las edades que han sido establecidas con base en ellos con la intención de tener un consenso sobre la edad de las incursiones marinas representadas en esas rocas.

Asimismo, se han utilizado bioeventos individuales de especies para establecer las edades de los depósitos al interpolar edades calibradas de las primeras y últimas ocurrencias en otras cuencas marinas lejos del Golfo, sin considerar que los biohorizontes de foraminíferos planctónicos tienden a ser diacrónicos entre mayor sea su área de distribución y sólo son sincrónicos y confiables entre sitios geográficamente cercanos (Dowsett, 1989; Hills y Tierstein, 1989; Spencer-Cervato *et al.*, 1994). Esto añade poca certeza al marco cronológico obtenido e impide establecer el orden cronológico de los bioeventos en la región.

Otro factor que impide el funcionamiento de los foraminíferos planctónicos es que algunos estudios no fueron realizados con fines bioestratigráficos y la asignación de edad se basa en un número reducido de muestras, sin control estratigráfico, sin un muestreo sistemático de las unidades y sin representar la distribución de las especies a través de la unidad lito-estratigráfica. Además de agregar identificaciones dudosas y conceptos taxonómicos de las especies que pueden variar entre los autores, y al no ilustrar los ejemplares en las publicaciones ni tampoco indicar información sobre el resguardo de éstos, se genera poca certitud sobre las conclusiones. Asimismo, la interpretación cronológica también se ve afectada por el corto espesor de los registros sedimentarios en superficie.

En general, las características de las asociaciones de foraminíferos planctónicos y los métodos bioestratigráficos utilizados hasta el momento no permiten un funcionamiento local de este grupo como relojes geológicos exitosos para la interpretación de edades confiables, provocando que no exista un consenso en los criterios sobre el establecimiento de edades en el Golfo de California.

2.3 Objetivo

Se plantea el reconocimiento de bioeventos de foraminíferos planctónicos con valor cronoestratigráfico que permitan determinar edades confiables y de mayor precisión para los depósitos marinos, con la intención de establecer un marco cronológico para los cambios en la configuración del Golfo a través del tiempo. Para ello, se realiza un análisis micropaleontológico y bioestratigráfico en ocho registros sedimentarios en localidades a lo largo del Golfo de California previamente fechadas con base en foraminíferos planctónicos.

El análisis micropaleontológico cuantitativo definirá las asociaciones y la distribución espacio temporal de los taxa en las columnas estratigráficas, así como la abundancia relativa de indicadores paleo-oceanográficos. El análisis bioestratigráfico revelará bioeventos comunes entre las columnas, los alcances estratigráficos locales de las especies y el orden secuencial de los bioeventos. Se asignarán edades confiables a los depósitos marinos por medio de correlaciones regionales entre sitios geográficamente cercanos al Golfo, donde se espera que las últimas y primeras ocurrencias de los foraminíferos planctónicos sean sincrónicas. La sincronía *a priori* de los bioeventos se discute con base

en la secuencia de bioeventos locales y los fechamientos isotópicos de estroncio obtenidos en este estudio, y de publicaciones previas obtenidas por métodos isotópicos y paleomagnéticos, permitiendo en conjunto determinar los bioeventos que son confiables para establecer edades en el Golfo de California.

En ambos análisis se incluye la fauna menor a 150 μm que no se menciona en estudios previos y que potencialmente podría contener marcadores bioestratigráficos importantes. Para fines de comparación y como referencia para estudios posteriores, las especies más conspicuas identificadas en cada localidad se ilustran con microfotografías de alta resolución SEI (Secondary Electron Image) mediante el Microscopio Electrónico de Barrido (MEB). Los ejemplares se alojaron en la Colección de Micropaleontología de la Colección Nacional de Paleontología en el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

3. Área y material de estudio

El material analizado proviene de ocho localidades donde se han reportado edades con base en foraminíferos planctónicos, ubicadas en cuencas sedimentarias originadas durante las transgresiones del Mioceno tardío a Plioceno temprano en los márgenes actuales del rift.

Se analizaron 292 muestras de 18 columnas estratigráficas que representan parcialmente seis unidades lito-estratigráficas con rocas marinas relacionadas con la evolución temprana del Golfo de California.

Al norte del actual Golfo en los estados de California y Arizona (E.U.A.), el material proviene de la Formación Imperial expuesta en San Gorgonio Pass y Split Mountain Gorge en la cuenca del Salton Trough, así como de la Formación Bouse en la cuenca Blythe en la parte baja del Río Colorado. En la parte central del Golfo en Baja California Sur (México), las muestras corresponden a la Formación Tirabuzón expuesta en la cuenca Santa Rosalía y de la Formación Carmen presente en las islas Del Carmen y Monserrat. Mientras que, en la boca del Golfo, representan parte de la Formación Trinidad en la cuenca San José Del Cabo en Baja California Sur y de la unidad Ojo de Buey expuesta al noroeste de la Isla María Madre en Nayarit (Fig. 3).

Las coordenadas geográficas y la información más relevante de cada localidad estudiada fueron registradas en la Colección Nacional de Paleontología (Ver Tabla 1).

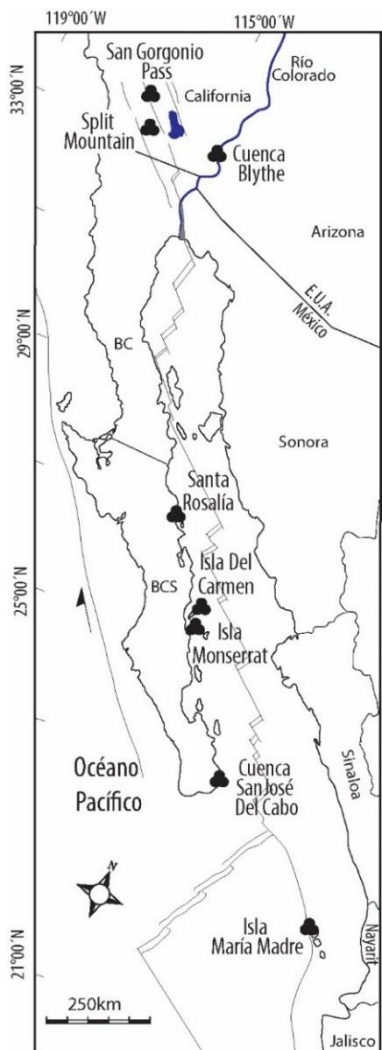


Figura 3. Ubicación geográfica de las localidades de donde proviene el material analizado en el presente estudio.

Tabla 1. Información geográfica y de colecta de las localidades en el presente estudio. Se adjunta el número de registro asignado en la Colección Nacional de Paleontología en el Instituto de Geología (UNAM).

Número localidad	Columna	País	Estado	Municipio	Coordenadas	Muestras	Unidad litoestratigráfica	Colector	Año Colecta
Loc. IGM 3964	Cabazon	EUA	California	Riverside	33°56'18.93"N, 116°45'39.72"W	11	Miembro Latrania, Fm. Imperial	Dr. Jonathan Matti, U.S. Geological Survey	1979 y 1984.
Loc. IGM 3966	WWP, Whitewater Canyon	EUA	California	Riverside	33°56'31.2"N, 116°37'44.4"W.	17	Miembro Latrania, Fm. Imperial	Dr. Jonathan Matti, U.S. Geological Survey	1979 y 1984.
Loc. IGM 3965	WWA, Whitewater Canyon	EUA	California	Riverside	33°56'31.2"N, 116°37'44.4"W.	4	Miembro Latrania, Fm. Imperial	Dr. Jonathan Matti, U.S. Geological Survey	1979 y 1984.
Sin número de localidad	WWIV, Whitewater Canyon	EUA	California	Riverside	33°56'31.2"N, 116°37'44.4"W.	11	Miembro Latrania, Fm. Imperial	Dr. Jonathan Matti, U.S. Geological Survey	1979 y 1984.
Loc. IGM 3967	WWII, Whitewater Canyon	EUA	California	Riverside	33°56'16.8"N, 116°37'26.39"W.	6	Miembro Latrania, Fm. Imperial	Dr. Jonathan Matti, U.S. Geological Survey.	1979 y 1984.
Loc. IGM 3968	Hart Mine Wash	EUA	Arizona	La Paz	33°17'27.6"N, 114°38'9.6"W	13	Marl 2 y Green Claystone, Fm. Bouse	Dr. Kyle House. U.S. Geological Survey	2013
Loc. IGM 3969	Split Mountain Gorge	EUA	California	San Diego	De 32°59'57.4"N, 116°06'49.2"W y a 32°58'43.6"N, 116°08'38.6"W	36	Miembros Latrania y Deguynos, Fm Imperial.	Dra. Rebeca Dorsey	2005
Loc. IGM 3956	Columna I, Cuenca El Boleo.	México	BCS	Santa Rosalia	27° 21' 12.73" N y 112° 17' 34.17" W	4	Fm. Tirabuzón (fide Carreño, 1981).	M. en C. Adriana Y. Miranda Martínez	2011
Loc. IGM 3957	Columna II, Cuenca El Boleo.	México	BCS	Santa Rosalia	27° 22' 55" N y 112° 18' 6.04" W	6	Fm. Tirabuzón (fide Carreño, 1981).	M. en C. Adriana Y. Miranda Martínez	2011
Loc. IGM 3958	Columna III, Cuenca El Boleo.	México	BCS	Santa Rosalia	27° 22' 53"N y 112° 18' 5.6"W	14	Fm. Tirabuzón (fide Carreño, 1981).	M. en C. Adriana Y. Miranda Martínez	2011
Loc. IGM 3959	Columna IV, Cuenca El Boleo.	México	BCS	Santa Rosalia	27° 23'26.91"N y 112° 18' 27.28"W	5	Formación Tirabuzón (fide Carreño, 1981).	M. en C. Adriana Y. Miranda Martínez	2011
Loc. IGM 3960	Columna V,Cuenca El Boleo.	México	BCS	Santa Rosalia	27° 24' 13.5" N y 112° 18' 29"W	3	Fm. Tirabuzón (fide Carreño, 1981).	M. en C. Adriana Y. Miranda Martínez	2011
Loc. IGM 81	Loma Tirabuzón	México	BCS	Santa Rosalia	27°20'9"N, 112°17'55"W	13	Fm. Tirabuzón (fide Carreño, 1981).	Dra. Ana Luisa Carreño	1980
Loc. IGM 3970	Este Bahía Salina, Isla Del Carmen.	México	BCS	Loreto	25°59'02.1"N 111°05'15.8"W	11	Fm. Carmen.	M. en C. Adriana Y. Miranda Martínez y Gerardo Álvarez.	2011
Loc. IGM 3971	Punta Perico, Isla Del Carmen.	México	BCS	Loreto	Desde 25°58'24.60"N 111°04'33.27"W hasta 25°58'18.41"N	42	Fm. Carmen.	M. en C. Adriana Y. Miranda Martínez y Gerardo Álvarez.	2011
Loc. IGM 3972	Ensenada María, Isla Montserrat	México	BCS	Loreto	De 25°42'18.62"N 111°03'13.55"W a 25°42'21.76"N 111°03'10.23"W	16	Fm. Carmen.	M. en C. Adriana Y. Miranda Martínez y Gerardo Álvarez.	2011
Loc. IGM 2866	Cerca de Rancho El Torote	México	BCS	San José del Cabo	23°26'N 109°39'W	22	Fm. Trinidad.	Dra. Ana Luisa Carreño	1980
Loc. IGM 3973	Arroyo Hondo	México	Nayarit	Secretaría de Seguridad Pública	21°40'45"N 106°36'45"W.	34	Unidad Ojo de Buey.	Dra. Ana Luisa Carreño	1980

3.1 Golfo de California

3.1.1 Marco regional

El Golfo de California es un mar marginal de aproximadamente 1,400 km de largo y hasta 200 km de ancho, topográficamente constituido por una serie de cuencas marinas separadas en dos grandes regiones por el archipiélago de las Grandes Islas (Lavín y Marinone, 2003).

En el norte, las cuencas tienen una mayor extensión, son someras y tienen una profundidad promedio de 200 m, aunque existen cuencas de mayor profundidad como Delfín (800 m) y Tiburón (500 m); el aporte principal de sedimentos en la región proviene del Río Colorado (Van Andel, 1964; Álvarez-Borrego, 1983; Lonsdale, 1989; González-Fernández *et al.*, 2005). Al sur, las cuencas son más estrechas y profundas, alcanzan hasta 3,600 m en la boca del Golfo, están conectadas por fallas transformes y centros de expansión oceánica en las cuencas más meridionales (Álvarez-Borrego, 1983; DeMets, 1995; Lizarralde *et al.*, 2007; Contreras Pérez *et al.*, 2012). La fuente de sedimento en esta región es principalmente detrítica proveniente de los ríos de los estados de Sonora y Sinaloa, mientras que al centro de las cuencas domina el sedimento de origen biogénico por la alta productividad de las aguas superficiales (Van Andel, 1964; Lonsdale, 1989).

La circulación en el Golfo está influenciada por la acción de mareas, vientos, así como por el intercambio de calor y agua con la atmósfera y el Océano Pacífico (Lavín *et al.*, 1997; Lluch-Cota *et al.*, 2007). La circulación superficial consiste en giros ciclónicos durante el verano y anticiclónicos en el invierno (Lluch-Cota, 2000; Lavín *et al.*, 2013). Seis masas de aguas con salinidad, densidad y temperatura particulares se han identificado en la columna de agua a diferentes profundidades (Lavín, *et al.*, 2009): Agua del Golfo de California (AGC; 34.9-35.35 S; 14-29.5°C; 0-180 m profundidad), Agua Superficial Tropical Evaporítica (ATSE ; 34.5-35.1S; 28-30°C; 0-40 m profundidad), Agua Superficial Tropical (ATS; 34.5-34.9S; 18-30°C; 0-120 m profundidad), Agua de la Corriente de California (ACC); 34.1-34.5S; 16-26°C; 10-110 m profundidad), Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs; 34.5-34.9S; 9-18°C; 50-480 m profundidad) y Agua Intermedia del Pacífico (AIP; 34.5-34.8S; 4-9°C; >400 m profundidad).

En el Golfo se presenta un amplio rango de mareas que incrementa gradualmente de sur a norte, así como surgencias producidas por la acción de vientos a largo de la costa este en el invierno y la primavera, y durante el verano en la costa oeste (Hernández-Ayón *et al.*, 2013). Las mareas son generadas por variaciones del nivel del mar en la entrada del Golfo más que por la atracción gravitatoria. Las corrientes de mareas son tan intensas que provocan una mezcla a profundidad en la columna de agua, la cual promueve la generación de masas de agua altamente productivas, junto con surgencias por viento, giros ciclónicos y el intercambio de masas de agua con el Pacífico, (Ripa y Velázquez, 1993; Coria- Monter *et al.*, 2014).

Desde la parte central hasta el sur, se desarrolla una Zona de Oxígeno Mínimo (ZOM) entre los 100 a 1500 m de profundidad (Gilly *et al.*, 2013), caracterizada por masas de agua intermedias en la columna con una concentración baja de oxígeno que pueden alcanzar valores menores de 0.5 ml/l (Levin, 2003) o formar núcleos anóxicos. La ZOM más intensa y amplia se localiza en la boca del Golfo, con concentraciones de oxígeno de <1ml/l en los primeros 100 m, que decrece a 0.5 ml/l a 150 m e incrementan de nuevo a 2.4 ml/l a 3500 m de profundidad (Álvarez-Borrogo y Lara-Lara, 1991).

La formación de la ZOM en el Golfo es producto del balance entre el ingreso de aguas pobres en oxígeno del Océano Pacífico Este, el aporte de materia orgánica por la alta productividad primaria en superficie, sus altas tasas de respiración y el proceso de ventilación por la mezcla vertical en la columna de agua (Segovia-Zavala *et al.*, 2013). Su intensidad está relacionada al hundimiento de la materia orgánica que al descomponerse consume el oxígeno de las aguas intermedias (Bernhard y Sen Gupta, 1999).

En las cuencas Guaymas, Carmen, Pescadero, Paz y Alfonso se ha reportado sedimentos laminados holocénicos originados por condiciones mínimas de oxígeno debido a la alta productividad superficial (Baumgartner *et al.*, 1991; Bernal-Franco, 2001; Molina-Cruz *et al.*, 2002; Silverberg *et al.*, 2014; Barron *et al.*, 2004, 2005; González-Yajimovich *et al.*, 2005; Pérez-Cruz, 2006; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

3.1.2 Marco geológico

El rift del Golfo de California se divide en varios segmentos del orden de 50 a 150 km de largo, limitados por zonas de acomodamiento y definidos con base en cambios de la estructura del rift, magmatismo y topografía debidos a la historia geológica pre-rift, a la fertilidad/hidratación del manto y al espesor de los depósitos que cubren a las cuencas (Axen, 1995; Lizarralde *et al.*, 2007; Martín-Barajas *et al.*, 2013).

Región norte

El Salton Trough es el segmento más al norte del rift (Shirvell *et al.*, 2009), tiene una estructura amplia en estado de transición entre continental y oceánico, cubierto por un espesor considerable de sedimentos deltaicos del Río Colorado. La deformación desde el Mioceno al Pleistoceno temprano se ha concentrado en fallas de límite transformante del sistema San Andrés en la zona este y al oeste en fallas de despegue de bajo ángulo del West Salton (Axen y Fletcher, 1998; Dorsey *et al.*, 2018). Axen (1995) propone que el segmento es un muro de base formado por la zona norte de la Sierra Peninsular, de acuerdo con las fallas neógenas de despegue con dirección NE al noreste de la Falla Elsinore y al oeste del Salton Trough. La evolución del segmento se desarrolla en tres fases: (1) la presencia de un rifting continental que resultó en el adelgazamiento de la corteza y el volcanismo alcalino durante el Mioceno temprano a tardío, (2) la extensión y transtensión con la formación de una corteza transicional y amplias cuencas en el Plioceno y Pleistoceno temprano, y (3) la más reciente con el inicio del fallamiento de rumbo que genera los sistemas de fallas San Jacinto, Elsinore y Laguna, los cuales cambiaron la topografía del área, causando levantamiento y erosión de las unidades más antiguas (Dorsey, 2006).

En la parte baja del Río Colorado, la extensión inicia desde el Mioceno temprano a medio, desarrollando fallas de despegue de bajo ángulo, exhumación de roca cristalina y la formación de amplias cuencas entre 14 y 12 Ma (Homan, 2014). Estas fallas son atravesadas por fallas de rumbo y normales del sistema Eastern California Shear Zone que se activaron desde el Mioceno tardío, junto con la subsidencia de las cuencas (Dorsey *et al.*, 2018).

De acuerdo con Umhoefer *et al.* (2018), durante el Mioceno tardío la incursión marina ya había inundado las cuencas al sur y hace 6 Ma avanzó de la cuenca Guaymas a la cuenca

Yaqui por un canal marino formado por el sobrelapamiento de las cuencas a través de fallas de rumbo cortas y sencillas. Al norte, la conexión entre la cuenca Yaqui y Tiburón se concentraba a lo largo de una zona transtensional muy larga y estrecha que formó más tarde la falla transformante Tiburón. Una vez que las masas de agua sobrepasaron esta estrecha área, se inició la abrupta inundación en la región del Salton Trough (6.5Ma) y la parte baja del Río Colorado (6.3Ma); sin embargo, el arribo del Río Colorado a estas cuencas, entre 5.4 a 5.1Ma, y la progradación del delta interrumpieron las condiciones marinas en el Plioceno (McDougall *et al.*, 1999; Dorsey *et al.*, 2018).

Región central

En la parte central de Baja California Sur se reconocen los segmentos Mulegé, Loreto y Timbabichi, con sus respectivas zonas de acomodamiento (Axen, 1995). El segmento Mulegé es un bloque de techo ubicado al sur de la zona de acomodamiento que incluye a los centros volcánicos de Tres Vírgenes-La Reforma, se caracteriza por no tener fallas principales cerca de la base del escarpe del Golfo, generalmente las fallas buzan al oeste y los estratos al este, es común que el escarpe sea amplio. Se ha propuesto que las fallas encargadas de controlar la formación del segmento se localizan al este del Golfo (Umhoefer *et al.*, 2001). La cuenca de Santa Rosalía se ubica en la parte norte, donde se presentan varias fallas normales con dirección N-NW, W y E, formadas durante el rifting inicial y subsecuentemente reactivadas durante el Plioceno (Angelier *et al.*, 1981; Conly *et al.*, 2005), se considera que la extensión estuvo orientada NE-SW durante el Mioceno y cambió a WNW-ESE y E-W durante el Plioceno (Lee *et al.*, 1996).

El segmento Loreto de 85 km de largo, se extiende desde la Sierra Mencionares hasta Puerto Escondido, incluyendo a las islas del Carmen y Monserrat en su límite sur. Es un muro de base que se define por sus características topográficas, estratigráficas y estructurales. El límite oeste está representado por las fallas Escondido, Nopolo, Loreto y el monoclinal al norte de Loreto. Las fallas Escondido y Loreto siguen activas y se encuentran cerca de la base de escarpe principal del Golfo, en la parte del segmento con mayor relieve topográfico. La primera fase de deformación ocurrió durante el Mioceno medio a tardío, con la formación del segmento principal a partir del monoclinal y las fallas principales, que indican una dirección de la extensión E-NE-W-SW y la segunda ocurre en la etapa

transtensional del Plioceno, cuando se forma la cuenca de Loreto junto con la falla Loreto, así como fallas normales y de rumbo que se sobrelapan a estructuras más antiguas, las cuales indican una rotación de la extensión (Umhoefer *et al.*, 2001).

De acuerdo con Umhoefer *et al.* (2018), hace 8 Ma los segmentos Timbabichi y Loreto se localizaban frente a las cuencas Alarcón, Pescadero y Farallón, cuando el crecimiento de las fallas de rumbo sobrelaparon y conectaron las cuencas, permitiendo el paso del agua marina. Al norte, el segmento Mulegé se ubicaba frente a la cuenca Guaymas en un segmento del rift altamente oblicuo con fallas de rumbo largas que representaban una barrera para las incursiones marinas. Hace 7 Ma se forma un canal marino muy estrecho en la zona transtensional a lo largo de las futuras fallas transformantes Farallón y Carmen, que inunda las cuencas Guaymas y Santa Rosalía (Ochoa-Landín *et al.*, 2000; Miller y Lizarralde, 2013).

Región sur

Actualmente la región sur presenta expansión del piso oceánico y un volumen menor de sedimento en comparación con las cuencas al norte. El segmento La Paz, el más meridional del rift, corresponde al bloque de piso que se extiende desde la zona de acomodamiento en Isla San José hasta la punta de la península; se caracteriza por tener fallas con transporte del bloque superior al este, y estratos inclinados al oeste y cortados por fallas este-abajo (Axen, 1995). En la región se ha identificado corteza oceánica de la Dorsal de Pacífico Oriental (DPO) con corteza continental en su margen oeste como producto de la extensión. La expansión del piso oceánico inició un millón de años antes de la propagación de la DPO al interior del Golfo hace ~3.5 Ma. El centro de expansión más antiguo está preservado al sureste con la Dorsal María Magdalena (Lizarralde *et al.*, 2007).

En este segmento se registra la primera incursión marina en el Golfo de California hace 8 Ma, de acuerdo con microfósiles marinos en la cuenca San José del Cabo y las islas Tres Marías (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; McCloy *et al.*, 1998). La reconstrucción de Umhoefer *et al.* (2018) indica que la falla de San José del Cabo formaba el margen oeste de la boca, mientras que las fallas con echado al oeste probablemente constituyeron el margen sureste de la cuenca de San José del Cabo, muy cercana geográficamente a las Islas Tres Marías.

3.2 Cuencas sedimentarias y registros litológicos

3.2.1 Región norte

Cuenca Blythe, Arizona-California

Es la más meridional del corredor de Río Colorado, se extiende desde el poblado de Parker hasta el área de Cibola y está separada al oeste de la cuenca del Salton Trough por las montañas Chocolate (Fig. 4a). El basamento corresponde a rocas volcánicas del Mioceno, cubiertas por rocas aluviales de la unidad Osborne Wash con una edad de 9.6 ± 0.60 Ma (K/Ar; Reynolds *et al.*, 1986). Los depósitos continentales subyacen concordantemente a rocas fosilíferas de la Formación Bouse con carbonatos y sedimentos clásticos, cuyo origen marino (Winterer, 1975; Busing, 1988, 1990; McDougall y Miranda, 2014) y lacustre (Spencer y Patchett, 1997; Spencer *et al.*, 2011, 2013; Crossey *et al.*, 2013) aún está en discusión. Sin embargo, análisis sedimentológicos señalan el arribo del Río Colorado a la cuenca entre ~ 5.4 a 5.3 Ma, cerca del límite Mioceno tardío/Plioceno temprano, en rocas de la Formación Bouse (Homan, 2014; Dorsey *et al.*, 2018). En la cima de dicha unidad, la correlación de la Toba Lawlor (4.83 ± 0.001 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Reynolds *et al.*, 2008; Sarna-Wojcicki *et al.*, 2011) limita la edad de las rocas al Plioceno. A estas le sobreyacen discordantemente rocas de la unidad Aluviación Bullhead depositadas por el Río Colorado (House *et al.*, 2008).

En este estudio se analizan columnas estratigráficas de rocas expuestas en superficie y en el subsuelo de pozos previamente estudiados dentro del proyecto Lower Colorado River (LCRP) localizadas en la parte sur de la cuenca Blythe y correspondientes a la parte inferior de la Formación Bouse, su localización se muestra en la figura 4a (*vide* McDougall y Miranda-Martínez, 2014). Se añaden a este estudio muestras de una columna estratigráfica medida por el personal del U.S. Geological Survey en Arizona en un acantilado al Sur de Hart Mine Wash, cerca de Cibola (Tabla 1).

Cuenca Salton Trough, California.

Es una cuenca amplia localizada en el estado de California, entre las Sierras Peninsular y del Desierto de Mohave, se extiende desde San Gorgonio Pass hasta el Golfo de California (Fig. 4a). En su parte central presenta un cuerpo salino de amplia extensión

denominado Salton Sea (Winker, 1987). En el norte (Fig. 4a), el basamento en San Gorgonio Pass está representado por un complejo cristalino cubierto por rocas aluviales de las unidades Hathaway y Fanglomerado Coachella, esta última con una edad del Mioceno tardío (10.1 ± 1.2 Ma, K/Ar; Peterson, 1975). El basamento subyace en discordancia a estratos de conglomerado, lutita, limolita y arenisca de facies de plataforma de la Formación Imperial, que se hallan inter-estratificados en la cima con rocas aluviales de la Formación Painted Hill con edades de 6.4 ± 0.18 y 5.94 ± 0.18 Ma (K/Ar; Matti y Morton, 1993), que a su vez limitan la edad de las rocas marinas. La Formación Painted Hill subyace a un aluvión de reciente formación.

En la parte central (Fig. 4a), el basamento en Split Mountain Gorge es una tonalita del Cretácico, cubierta por depósitos continentales del Grupo Split Mountain representado por rocas aluviales de la Formación Elephant Tree con una edad de 8.1 ± 0.4 Ma, de acuerdo con tasas de sedimentación y paleomagnetismo (Dorsey *et al.*, 2007), sobreyacidas discordantemente por depósitos de avalancha subaérea de la unidad Lower Megabrecha. Por encima de este grupo sobreyacen concordantemente estratos marinos de limolita y lutita de la Formación Imperial, depositados entre la plataforma y el talud entre 6.3 a 4.8 Ma, de acuerdo con fechamientos paleomagnéticos y bioestratigráficos (Dorsey *et al.*, 2007). Análisis sedimentológicos indican que el arribo del Río Colorado a la cuenca ocurrió entre ~ 5.3 a 5.1 Ma (Dorsey *et al.*, 2007, 2011, 2018) y durante el Plioceno temprano la progradación del delta depositó rocas aluviales entre la cima de la Formación Imperial y la base del Grupo Palm Spring (Dorsey *et al.*, 2011).

Se incluye en este estudio cinco columnas estratigráficas de la Formación Imperial medidas como parte del mapeo regional realizado por U.S. Geological Survey entre 1979 y 1984 en los alrededores de San Gorgonio Pass (Fig. 4a). Una columna se midió en rocas marinas expuestas al sur de la Falla de Banning, cerca del poblado de Cabazon (Tabla 1) y cuatro columnas (WWP, WWA, WWIV, WWII) al norte de la falla, como parte de una sección estratigráfica con dirección SW-NE, medida en un estrecho cinturón a ~ 1 km al este del Cañón del Río Whitewater (Tabla 1). También se analiza material de la sección estratigráfica con dirección SW-NE medida en un cañón entre las montañas de Split Mountain y Fish Creek por Dorsey *et al.* (2007), la cual incluye rocas sedimentarias de las formaciones Split Mountain e Imperial (Tabla 1).

3.2.2 Región central

Cuenca de Santa Rosalía, Baja California Sur

Se localiza en el área de Santa Rosalía (Fig. 4b) y está limitada al norte-noroeste por los centros volcánicos Plio-Cuaternarios de las Vírgenes y la Reforma, al oeste-suroeste por la Sierra Santa Lucía, al este por el Golfo de California y se puede extender al sur hasta la Bahía Concepción (Carreño y Smith, 2007). El basamento es una monzonita de cuarzo del Cretácico (91 Ma; Schmidt, 1975), cubierto en discordancia por rocas basálticas y andesíticas del Grupo Comondú con edades del Mioceno temprano a medio (24 a 11 Ma; Sawlan y Smith, 1984). En discordancia se presenta la Formación Boleo con estratos de caliza, yeso, limolita tobácea, areniscas, tefra, así como con un conglomerado de guijas y guijarros que corresponden a facies aluviales, lagunares e intermareales (Smith, 1991; Ochoa-Landín *et al.*, 2000). La edad ha sido calculada entre 7.09 a 6.13 Ma, con base en el fechamiento de una tefra denominada “cinta colorada” (6.76 ± 0.9 Ma, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) y tasas de sedimentación (Holt *et al.*, 2000). Le sobreyace en discordancia una arenisca fosilífera de facies de plataforma a talud y que gradúa al suroeste a un conglomerado continental de la Formación Tirabuzón (=Fm. Gloria; Wilson, 1948), con edades del Plioceno y Pleistoceno (Carreño, 1981; Ortilieb y Colleta, 1984; Mayoral *et al.*, 2010). Por encima de esta unidad se presentan en discordancia depósitos marinos fosilíferos y conglomerados continentales de la Formación Infierno del Pleistoceno, la cual subyace discordantemente a un conglomerado calcáreo fosilífero de la Formación Santa Rosalía, cortado en la zona costera por terrazas marinas pleistocénicas (Ortilieb y Colleta, 1984).

El material analizado en este estudio proviene de una sección medida con dirección SW-NE al noreste de la cuenca, que representa parte de la Formación Tirabuzón (Fig. 4b). La columna I se localiza cerca de la desembocadura del Arroyo El Purgatorio; las columnas II y III se encuentran 5 km al norte de Santa Rosalía, pasando la desembocadura del Arroyo El Boleo; la columna IV se ubica entre la desembocadura de los arroyos El Boleo e Infierno; por último, la columna V está cerca de la desembocadura del Arroyo El Infierno, en un camino de terracería que va hacia el poblado de Santa María (Tabla 1). Se agregan a este estudio muestras de la Loma Tirabuzón estudiadas por Carreño (1981), propuesta como la sección de referencia de la unidad, la cual se localiza sobre la carretera

transpeninsular a 4 km al norte del poblado de Santa Rosalía (Tabla 1), antes de la desembocadura del Arroyo La Soledad.

Islas del Carmen y Monserrat, Baja California Sur

Las islas se localizan en la parte central meridional del Golfo de California (Fig. 4c y d), frente a la ciudad de Loreto. Isla Del Carmen tiene una superficie aproximada de 151 km² (Anderson, 1950). Las rocas volcánicas del Grupo Comondú del Mioceno inferior y medio están representadas por brechas y flujos de lava (Umhoefer *et al.*, 2001) que subyacen concordantemente a estratos marinos expuestos en parches alrededor de la isla (Dorsey *et al.*, 2001). Las rocas marinas más antiguas al noreste de la isla han sido asignadas a la Formación Carmen representadas por conglomerado, arenisca y marga con una edad incierta entre el Mioceno tardío al Plioceno temprano (Natland, 1950; Ingle, 1974; McDougall *et al.*, 1999; Dorsey *et al.*, 2001; Albarrán, 2010; Ledesma *et al.*, 2011). Le sobreyace discordantemente una brecha dacítica originada por una avalancha submarina (Dorsey *et al.*, 2001), que se presenta por debajo de calizas pliocénicas de la Formación Marquer (Anderson, 1950; Durham, 1950). Las rocas más recientes corresponden a flujos andesíticos o terrazas pleistocénicas (Macy, 2005).

La Isla Montserrat tiene una superficie aproximada de 19.4 km² y se ubica a 32 km al sur de Isla Del Carmen (Fig. 4d). El basamento del Grupo Comondú está sobreyacido al noroeste de la isla por estratos de arenisca y marga de la Formación Carmen, con edades que varían entre el Mioceno tardío al Plioceno temprano (Hernández, 2012; Carreño *et al.*, 2015), sobreyacidas en discordancia angular por rocas calcáreas de la Formación Marquer. Al sur de la isla, afloran rocas marinas del Plioceno en contacto discordante con el basamento o sobre un conglomerado basal (Ledesma *et al.*, 2007) de la Formación Carmen de acuerdo con Durham (1950) o de la Formación Marquer según Anderson (1950).

El material de estudio proviene de rocas marinas de la Formación Carmen que afloran al noreste de la Isla Del Carmen; de una columna medida al este de Bahía Salina y otra a dos kilómetros al sureste, en Punta Perico (Tabla 1), en rocas con dirección noroeste-sureste expuestas cerca de la línea de costa. Asimismo, de rocas al noroeste de la Isla Montserrat, provenientes de una sección stratigráfica con dirección oeste-este en la localidad de Ensenada María (Tabla 1).

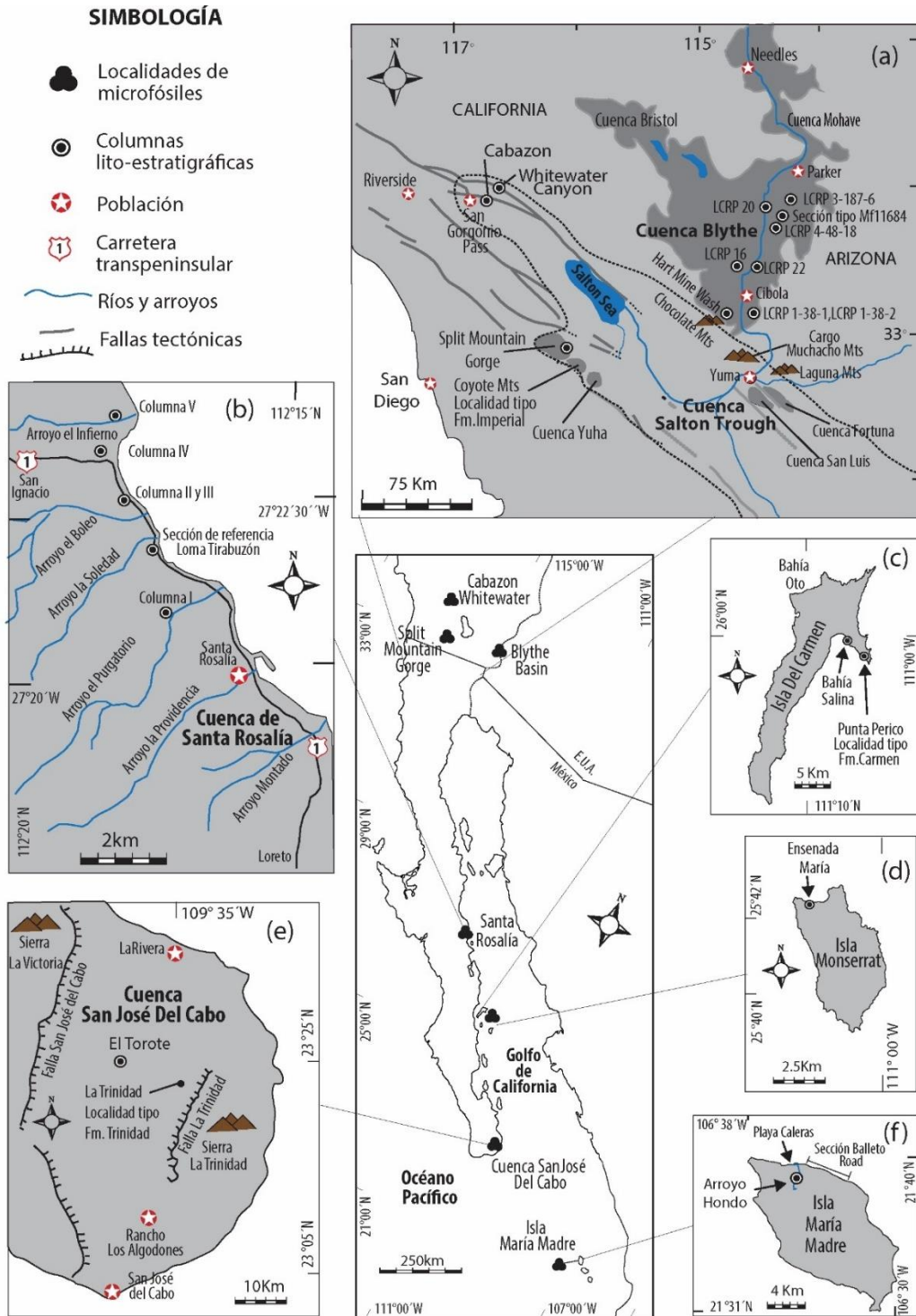


Figura 4. Localidades clave con foraminíferos planctónicos relacionadas con la evolución del Golfo de California consideradas en el presente estudio. a) Cuenca del Salton Trough, b) Cuenca de Santa Rosalía, c) Isla Del Carmen, d) Isla Monserrat, e) Cuenca San José Del Cabo, f) Isla María Madre.

3.2.3 Región sur

Cuenca San José del Cabo, Baja California Sur

Ubicada en el extremo sur de la península de Baja California, la cuenca tiene una forma alargada y presenta una estructura de tipo medio graben con orientación norte-sur (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; McTeague, 2006; Schwennicke y Umhoefer, 2008). Está limitada al norte por el Golfo de California, al sur por el Océano Pacífico, en su margen oeste por la Falla San José del Cabo a través de la Sierras La Victoria-La Laguna y en su margen este por la Falla Trinidad a través de la Sierra La Trinidad (Fig. 4e). El basamento del Cretácico Superior corresponde al complejo ígneo-metamórfico de las Sierras Victoria y La Laguna en el oeste (98.4-93.4 Ma, K/Ar; Gastil *et al.*, 1976) y al complejo ígneo de La Trinidad al este (88.2±5.4Ma, K/Ar; Gastil *et al.*, 1976). La base de la secuencia sedimentaria corresponde a estratos rojizos de conglomerado y arenisca de facies aluviales de la Formación La Calera, sobreyacidas concordantemente por estratos marinos de arenisca de grano fino a medio, lutita, limolita y diatomita de la Formación Trinidad con una edad incierta que va del Mioceno tardío al Plioceno y que gradan de facies de playa a talud (Pantoja-Alor y Carrillo-Bravo, 1966; McCloy, 1984; Pérez-Guzmán, 1985; Smith, 1991; Carreño, 1992; Molina-Cruz, 1994; Ibaraki, 1997; McTeague, 2006; Carreño y Smith, 2007; Piña-Arce, 2010). Hacia la cima, la Formación Trinidad se inter-estratifica con capas de arenisca de grano medio a grueso, intercaladas con caliza y lutita de la Formación Refugio, las cuales representan facies más someras relacionadas al levantamiento de la cuenca durante el Plioceno (McCloy, 1984), a su vez subyacen a estratos de arenisca media a gruesa y conglomerados que gradan de guijas gruesas a bloques de facies de abanico aluvial de las formaciones Los Barriles y El Chorro (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; Scwennicke *et al.*, 2017).

En la parte central de la cuenca San José Del Cabo, se estudió material de la columna medida por Carreño (1992) en rocas de la Formación Trinidad expuestas al este de la carretera transpeninsular en dirección a La Paz (Fig. 4e), a 8 Km del poblado de Santiago, cerca del Rancho El Torote (Tabla 1).

Isla María Madre, Nayarit

Es la isla más grande del archipiélago de las Islas Marías, localizado costa afuera en el Océano Pacífico frente al estado de Nayarit, en la entrada al Golfo de California (Fig. 4f). La isla tiene una extensión de 145 km², con una longitud máxima de 21 km y 11 km de ancho (Carreño, 1985). De acuerdo con Pompa-Mera *et al.* (2013), tiene una posición tectónicamente intermedia entre el límite noroeste de la Trinchera Mesoamericana y el límite sureste de la Zona de Fractura Tamayo en la Placa Rivera, con el escarpe de Tres Marías al oeste y suroeste. Los autores (*op. cit.*) indican que el basamento está representado por rocas metamórficas (170-163 Ma; ²⁰⁶Pb/²³⁸U) y plutónicas del Complejo Papelillo (83.4-80.8 Ma; ²⁰⁶Pb/²³⁸U), sobreyacido por ignimbritas, brechas volcánica y flujos de lava del Cretácico (80.6-71.6 Ma; ⁴⁰Ar/³⁹Ar) y Paleógeno (55.4 Ma; ⁴⁰Ar/³⁹Ar). Las rocas volcánicas están cubiertas en discordancia por estratos de la unidad Arenisca Isla Magdalena en la parte sur de la isla y por estratos marinos de luitita, limolita, arenisca, y diatomita de la unidad Ojo de Buey en la región noreste y sureste (Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1988; Pompa-Mera *et al.*, 2013). Las rocas marinas gradan de facies de talud a plataforma, debido a una regresión producida por un levantamiento tectónico de la cuenca durante el Mioceno tardío al Plioceno (Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1988). Sobre estas rocas se presenta en discordancia un conglomerado aluvial del Cuaternario.

Se incluye en este estudio material de la localidad de Arroyo Hondo (Carreño, 1985), situada al norte de la Isla María Madre (Fig. 4f). La sección se midió en rocas marinas de la unidad Ojo de Buey, expuestas a 2 km al sur del Campamento Venustiano Carranza hasta el norte, hacia Playa Caleras (Tabla 1).

4. Estratigrafía

4.1 Antecedentes

Las dieciocho columnas estratigráficas analizadas en este estudio representan parte de las unidades lito-estratigráficas Bouse, Imperial, Tirabuzón, Carmen, Trinidad y Ojo de Buey (Fig. 5). Las secciones estudiadas corresponden o son cercanas a las localidades tipo y secciones de referencia donde se describen por primera vez las unidades Bouse, Tirabuzón, Carmen y Ojo de Buey. Mientras que las rocas analizadas en los alrededores de Split Mountain Gorge fueron propuestas por Dibblee (1966) como la localidad tipo de la Formación Imperial por ser una sección tipo más representativa.

Como parte de este estudio se midieron cinco columnas estratigráficas en la cuenca Santa Rosalía, dos en Isla Del Carmen y una en Isla Monserrat, estableciéndose las relaciones de campo de las unidades. Las columnas fueron medidas siguiendo la metodología descrita por Tucker (1982), identificando, contando y midiendo con una cinta métrica los estratos que constituyen la columna. En el afloramiento, se recabó información sobre la litología, textura y color de la roca, estructuras sedimentarias, geometría, espesor y la relación entre los estratos, rumbo y echado, así como la distribución y preservación del contenido fósil. Las muestras se colectaron donde existían cambios litológicos evidentes o, en su defecto, tratando de representar el mayor número de estratos en las columnas.

La representación gráfica de las columnas lito-estratigráficas se realizó por medio del programa Adobe Illustrator, utilizando la simbología para rocas y contenido fósil propuesta por el U.S. Geological Survey en el Digital Cartographic Standard for Geological Map Symbolization (Federal Geographic Data, 2006). Las rocas en las columnas analizadas se dividieron en unidades con base en su litología, se asignaron a formaciones y miembros previamente descritos en el área por otros autores con base en sus características y posición estratigráfica.

4.2 Unidades y columnas lito-estratigráficas

4.2.1 Formación Bouse

Historia nomenclatural y localidad tipo

Descrita por Metzger (1968) en el subsuelo al sur de la cuenca Blythe, la formación está representada por una sección tipo en pozo Mf11684 (Fig. 4a) y dos secciones de referencia en superficie una al sur de Bouse Wash y otra al sureste de Cibola. Anteriormente las rocas habían sido nombradas como "Cibola beds" and "lakebeds near Parker" (Wilson, 1962). Metzger (1968) divide la unidad en tres miembros informales; por su parte, Busing (1990) la divide en facies de margen y de relleno de cuenca; mientras que Homan (2014) identifica siete litofacies con base en un estudio sedimentológico, las cuales son redefinidas por Dorsey *et al.* (2018) en tres miembros informales nombrados: Basal Carbonate, Silicilastic y Upper Bioclastic.

Distribución geográfica

La unidad se distribuye principalmente en la cuenca Blythe (Fig. 4a) y se extiende hasta las cuencas Mohave-Cottonwood, Chemehuevi y Bristol, así como a lo largo de la parte baja del Río Colorado en los estados de Arizona y California (Metzger, 1968; Metzger y Loeltz, 1973; Olmsted *et al.*, 1973; Carr y Dickey, 1980; Busing, 1988; Turak, 2000; House *et al.*, 2008).

Descripción litológica

La unidad se describió como una caliza basal, sobreyacida por lutita, limolita y arenisca intercaladas, sobre las que se presenta una toba (Metzger, 1968). Busing (1990) la divide en facies de margen de cuenca con depósitos de toba inter-estratificados con una variedad de carbonatos y terrígenos gruesos, así como en facies de relleno de cuenca integrada por estratos de caliza clástica con coquinas inter-estratificada con terrígenos finos. A su vez, Homan (2014) divide la formación en siete litofacies, los cuales de la base a la cima corresponden a: un conglomerado basal de guijarros denominado Basal Cobble Lag o Basal Encrusting Carbonate (1), que subyace a una calcarenita de grano fino a grueso, fosilífera, inter-estratificada con estratos de arenisca y conglomerado de la unidad

Bioclastic Limestone (2), seguida en contacto concordante por la unidad Marl (3) con estratos de margas que pueden ser masivos y sin estructura interna, o con laminaciones muy finas que cambian transicionalmente a una lodolita verde débilmente cementada, masiva a pobremente estratificada, denominada Green Claystone (4). La transición entre estas unidades inicia con una capa de 3 a 5 cm de espesor denominada “distinctive clay layer” (DCL; Bright *et al.*, 2016), la cual está relacionada con las primeras descargas del Río Colorado. Sobre la unidad Green Claystone se presenta una lodolita y limolita rojiza a naranja, masiva a pobremente estratificada de la unidad Red Mudstone (5), seguida de estratos de arenisca de grano medio, bien clasificada, rica en cuarzo de la unidad Colorado River Sandstone (6), en la cima se presentan una calcarenita de grano grueso y un conglomerado de la unidad Upper Bouse Limestone (7). Dorsey *et al.* (2018) redescubren la unidad y reorganizan las litofacies descritas por Homan (2014) en tres miembros informales: (1) Basal Carbonate, el cual contiene las litofacies Travertine, Bioclastic facies y Fine-grained Marl; (2) Siliciclastic, constituido por las unidades Green Claystone, Red Mudstone and Siltstone y Cross Bedded Colorado River Sandstone; y (3) Upper Bioclastic, con las litofacies Lime Mudstone and Tufa, Wave-Rippled Sandy Grainstone, Coarse Pebbly Grainstone y Calcareous-Matrix Conglomerate.

Espesor

Metzger (1968) indica un espesor de 233.8 m en la sección tipo descrita en el subsuelo, de 65.5 m y de 30.5 m en las secciones de referencia en superficie al sur de Bouse Wash. Los estratos presentan un mayor espesor en el centro de la cuenca y se adelgazan hacia sus márgenes (Dorsey *et al.*, 2018), registrando espesores en superficie de hasta ~70 m en la parte sur de la cuenca Blythe (Homan, 2014) y de 660 m en el subsuelo en los alrededores de Yuma (Spencer y Patchett, 1997; Lucchitta *et al.*, 2001; McDougall, 2008).

Relaciones estratigráficas

La Formación Bouse sobreyace discordantemente a depósitos de un abanico aluvial miocénico de la unidad Osborne Wash (McDougall y Miranda, 2014) y en algunas áreas al basamento volcánico del Mioceno (Dorsey *et al.*, 2018; Fig. 5). Hacia la cima, la unidad está en discordancia erosiva con depósitos originados por la progradación del Río Colorado

de la unidad Aluvión Bullhead (House *et al.*, 2008) y con un aluvión cuaternario (Homan, 2014).

Contenido fósil

En la base de la unidad se han identificado foraminíferos planctónicos y bentónicos (Durham y Allison, 1960; Hamilton, 1960; Metzger, 1968; Smith, 1960, 1969, 1970; Winterer, 1975; Busing, 1988, 1990; McDougall, 2008), moluscos (Metzger, 1968; Taylor, 1983) y restos de vertebrados (Crabtree, 1989). En la parte media y cima de la unidad se presentan fósiles de aguas salobres de estuario o lacustres como diatomeas, percebes, oncoides, ostrácodos, gasterópodos, carofitas, cangrejos, almejas y peces (Metzger, 1968; Metzger y Loeltz, 1973; Winterer, 1975; Busing, 1988; Spencer y Patchett, 1997; Turak, 2000).

Edad

La edad de la unidad es aún discutible, algunos autores la consideran del Plioceno y otros del Mioceno tardío o en un intervalo entre ambas edades, con base en diversos fósiles post-miocénicos en la cuenca de Yuma (Metzger, 1968; Smith, 1970) y con foraminíferos en el área de Needles y Chemehuevi Valley (Winterer, 1975).

En la cuenca Blythe, las rocas de la unidad Osborne Wash, que subyacen a la Formación Bouse, limitan su depósito a ser más joven de 9.60 ± 0.60 Ma o de 9.2 ± 0.3 Ma (K/Ar; Busing, 1988; Busing y Beratan, 1993). Por la presencia de los foraminíferos planctónicos *Streptochilus latus* y *Paragloborotalia linguaensis* en la base de la Formación Bouse se asigna una edad entre 6.1 a 5.3 Ma (McDougall y Miranda, 2014, 2016; Miranda-Martínez *et al.*, 2017). Homan (2014) indica una edad entre 5.6 a 5.3 Ma, con base en el arribo del Río Colorado a los valles Mohave y Cottonwood (5.6 Ma; House *et al.*, 2008) y a la parte sur de la cuenca Blythe hace ~5.3 Ma, de acuerdo con el análisis sedimentológico. Dorsey *et al.* (2018) indican que las rocas marinas se depositaron entre ~6.3 a 5.3 Ma, de acuerdo con la incursión marina que inundó el área norte del Golfo y las primeras descargas del río (~5.4 a 5.3 Ma).

La cima de la formación se encuentra limitada entre 5.05 ± 0.11 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Harvey, 2014) y 4.83 ± 0.011 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) de acuerdo con la correlación en la cuenca Bristol con

la Toba Lawlor fechada e identificada en California (Reynolds *et al.*, 2008; Sarna-Wojcicki *et al.*, 2011).

Ambiente sedimentario

Se interpreta con base en el análisis de isótopos de estroncio, oxígeno y carbón, así como la elevación y la ausencia de evidencia que indique un levantamiento de la cuenca Blythe, que el ambiente de la Formación Bouse fue lacustre como resultado de la inundación de una serie de cuencas por el Río Colorado (Spencer y Patchett, 1997; House *et al.*, 2005, 2008; Spencer *et al.*, 2008, 2011, 2013).

Otros autores consideran un origen marino de la unidad con base en el registro fósil, formando parte del límite norte del Golfo de California (Winterer, 1975; Busing, 1988, 1990). Otra propuesta indica el depósito de la unidad en un ambiente lacustre en las cuencas en el área norte, pero con un origen marino en la cuenca Blythe y un cambio a ambientes lacustres hacia la cima. Dicho cambio está evidenciado por la presencia de foraminíferos que indican un ambiente de estuario o nerítico interno con una profundidad igual o menor de 50 m, con condiciones de oxígeno mínimo y, por otro lado, hacia la cima con ausencia de foraminíferos planctónicos y presencia de ostrácodos y algas que indican un ambiente lacustre (Crosee *et al.*, 2013, McDougall y Miranda, 2014; 2016; Dorsey *et al.*, 2018).

Homan (2014) indica un cambio de facies marina a lacustre entre las litofacies Marl y Green Claystone que contiene material siliciclástico relacionado a las primeras descargas del Río Colorado; mientras que la litofacies Red Mudstone es depositada como resultado de la progradación del delta y la unidad Upper Limestone se deposita cuando la cuenca quedó totalmente inundada por el río. Dorsey *et al.* (2018) indican que el miembro Basal Carbonate se depositó en una variedad de ambientes que incluyen estuario, playa, planicie mareal y plataforma interna, con una profundidad que no supera los 50 m, depositados en el límite norte del Golfo de California. El miembro Siliciclastic corresponde a los primeros depósitos relacionados al arribo del Río Colorado en un estuario marino y la posterior progradación del delta. En la cima, el miembro Upper Bioclastic se formó en un cuerpo marino somero y carbonatado de alta energía que puede corresponder a una bahía en una segunda fase de inundación marina donde hubo interrupción del aporte del Río Colorado.

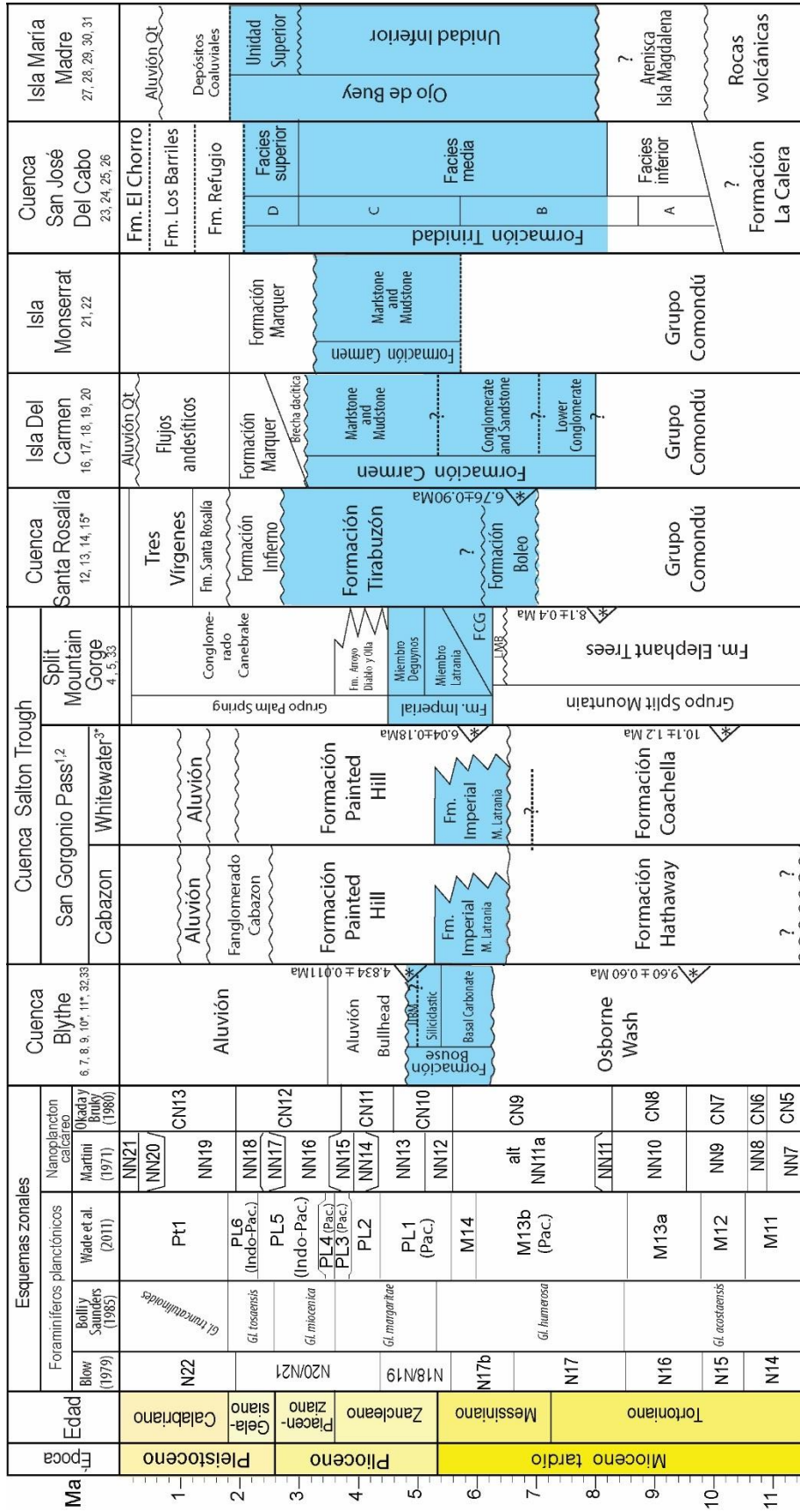


Figura 5. Correlación entre unidades litoestratigráficas presentes en las localidades analizadas en este estudio referidas a la escala de tiempo geológico (Gradstein et al. 2012). En azul se resaltan las unidades con rocas marinas aquí estudiadas. 1. McDougall et al. (1999), 2. McDougall (2008), 3. Matti et al. (1985); Matti y Morton, (1993), 4. Dorsey et al. (2007), 5. Dorsey et al. (2011), 6. McDougall y Miranda-Martínez (2014), 7. Howard et al. (2014), 8. Buising (1990), 9. Homan (2014), 10. Reynolds et al. (2008); Sarna-Wojcicki et al. (2011), 11. Reynolds et al. (1986); Buising (1988), 12. Wilson (1948), 13. Wilson y Rocha (1955), 14. Carreño et al. (2000), 16. Anderson (1950), 17. Natland (1950), 18. Dorsey et al. (2001), 19. Albarrán-Linares (2010), 20. Ledesma et al. (2011), 21. Hernández-Pérez (2012), 22. Carreño et al. (2015), 23. Pantoja-Alor y Carrillo-Bravo (1966), 24. McCloy (1984), 25. Carreño (1992), 26. Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997), 27. Chiñas (1963), 28. Pérez-Guzmán (1983, 1985), 29. Carreño (1985), 30. McCloy et al. (1988), 31. Pompa-Mera et al. (2013), 32. Miranda-Martínez et al. (2017), 33. Dorsey et al. (2018).

Correlación

Considerando las edades máximas para la unidad entre 6.3 a 4.8 Ma propuestas por Dorsey *et al.* (2018), en la región norte, la Formación Bouse se correlaciona parcialmente con rocas de las formaciones Imperial y Painted Hill. Hacia la parte central del Golfo, es contemporánea con la parte inferior de la Formación Tirabuzón y en el sur con la parte superior del miembro Conglomerate and Sandstone y la parte inferior del miembro Marlstone and Mudstone de la Formación Carmen. En la entrada del Golfo se correlaciona con el miembro medio de la Formación Trinidad y con el miembro inferior de la unidad Ojo de Buey.

Columna lito-estratigráfica en Hart Mine Wash, Arizona-California

Se analizaron trece muestras superficiales de la columna estratigráfica medida en Hart Mine Wash. El estudio micropaleontológico parcial de estas muestras fue documentado por McDougall y Miranda-Martínez (2014). La columna de 20 m de espesor contiene parte de los miembros Basal Carbonate y Siliciclastic con contactos concordantes entre ellos (Fig. 6). La relación de estas rocas con el basamento no está expuesta en el área.

En la base de la columna se presentan estratos de marga intercalados con arenisca de grano fino que representan parte de la unidad Marl del miembro Basal Carbonate, donde es común la presencia de foraminíferos, ostrácodos y diatomeas. En esta unidad de 2.5 m de espesor, se colectaron tres muestras (Mf12935, Mf12936 y Mf12925). Le sobreyace una capa distintiva de lutita verde de 3 a 5 cm de espesor llamada DCL (“Distinctive Clay Layer”, Bright *et al.*, 2016) y un paquete de lutita verdosa oscura con vetas yeso secundario, pobremente cementada, masiva o con estratificación poco evidente que contiene diatomeas y foraminíferos en la base y únicamente foraminíferos bentónicos hacia la cima. Este conjunto de rocas de 4.5 m de espesor corresponde a la litofacies Green Claystone del miembro Siliciclastic, donde se colectaron cuatro muestras (Mf12912 a Mf12915). Columna arriba, se presenta la unidad Red Mudstone and Siltstone, constituido por arenisca y limolita rojiza a naranja (10 m) sin estratificación evidente, con foraminíferos bentónicos y ostrácodos mal preservados, donde se colectaron cinco muestras (Mf12916 a Mf12920). En contacto concordante descansa una arenisca de grano fino a

medio, rojiza a naranja, de 2.5 m de espesor, con estratificación cruzada y sin fósiles, de la litofacies Colorado River Channel Sandstone (Fig. 6).

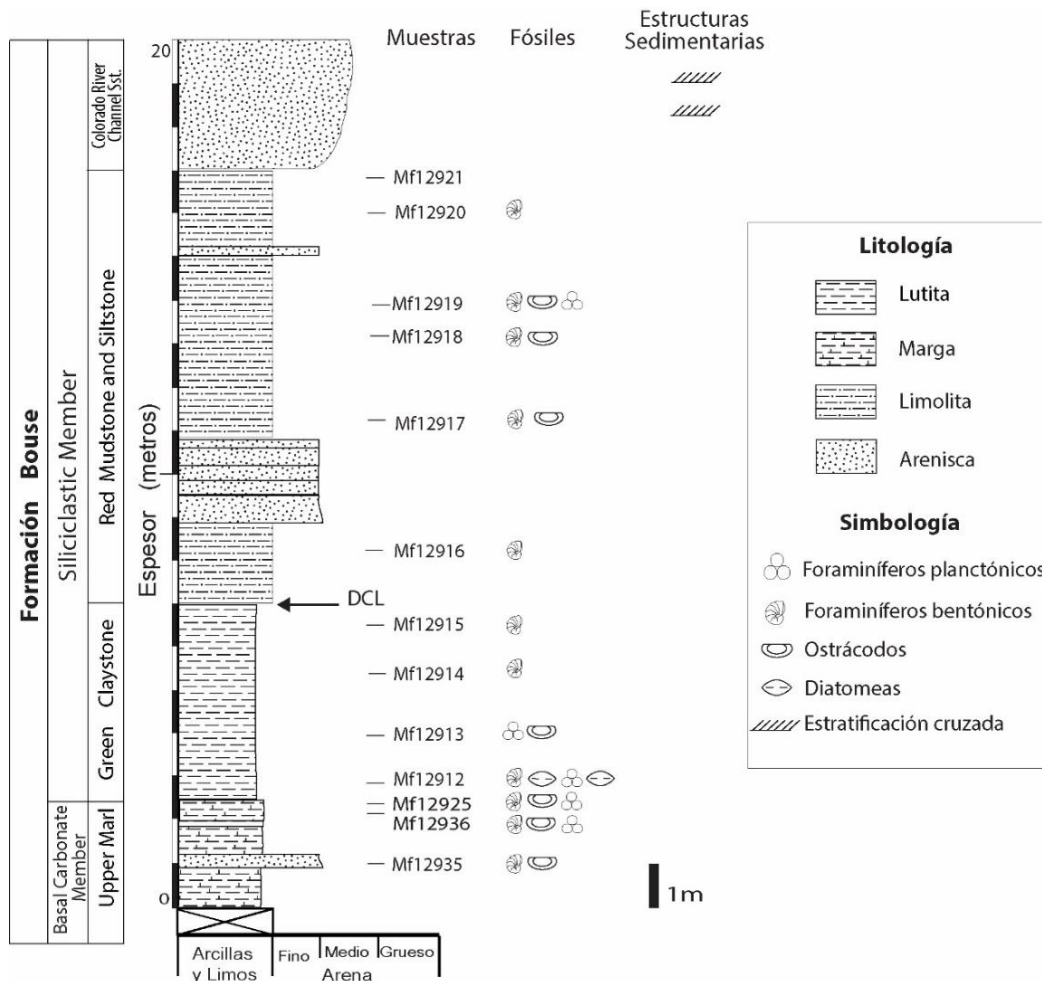


Figura 6. Columna lito-estratigráfica medida en Hart Mine Wash al sur de la Cuenca Blythe. Se muestra la litología, el contenido fósil y la ubicación de las muestras en la Formación Bouse, así como su relación con otras unidades lito-estratigráficas. DCL, Distinctive Clay Layer.

Para complementar el estudio se añaden veinticuatro muestras puntuales provenientes de pozos y afloramientos en la parte sur de la cuenca Blythe estudiados previamente por el proyecto Lower Colorado River Project (LCRP), donde se documentó la presencia de foraminiferos planctónicos por Smith (1970) y Winterer (1975). Infortunadamente no se tiene acceso a la información de las columnas lito-estratigráficas; sin embargo, la descripción litológica de las muestras realizada por Metzger (1968) y Metzger *et al.* (1973), así como su posición estratigráfica, indican que las rocas corresponden a las litofacies Marl

y Green Claystone de los miembros Basal Carbonate y Siliciclastic de la Formación Bouse.

4.2.2 Formación Imperial

Historia nomenclatural y localidad tipo

Se trata de la formación descrita por Hanna (1926), al renombrar las rocas descritas por Kew (1914) en Cañon Alverson en Coyote Mountains (Fig. 4a). Woodring (1932) amplía su descripción litológica y Dibblee (1966) redefine la nomenclatura estratigráfica de la unidad, sugiriendo una sección tipo más representativa en Fish Creek Mountains-Vallecito Badlands. Remeika *et al.* (1995) elevan su rango a Grupo en una guía de campo, sin describirla formalmente, por lo que aún se considera que tiene un rango formacional. La unidad está representada por los miembros Latrania y Deguynos propuestos por Winker y Kidwell (1996).

Distribución geográfica

La unidad se presenta expuesta de manera discontinua a lo largo de la cuenca del Salton Trough desde San Gorgonio Pass (McDougall *et al.*, 1999) en territorio norteamericano hasta la cuenca de Cerro Colorado en México, al norte del Golfo de California (Martín-Barajas *et al.*, 2001).

Descripción litológica

La formación fue descrita como un conjunto de estratos basales arenosos calcáreos con abundantes moluscos y algunos corales, así como por lutita gris que intemperiza a amarillo, inter-estratificada con arenisca lustrosa y oscura, junto con bancos de ostreídos (Dibblee, 1966). Los miembros Latrania y Deguynos exhiben regionalmente cambios laterales abruptos en su litología y en espesores. El primero está representado por lutita, arenisca de grano fino a grueso, junto con un conglomerado con macrofósiles marinos diversos y hacia la cima extensiva, presenta bioturbación en un conjunto de estratos conocidos como “Worm tube-bed”. Por encima, en contacto concordante, se presenta el miembro Deguynos constituido por lutita masiva sin estratificación aparente, estratos de limolita y arenisca de grano fino en una matriz limo-arcillosa, junto con lutita fuertemente bioturbada y estratos

de coquina (Winker, 1987; Remeika *et al.*, 1995; Winker y Kidwell, 1996; McDougall *et al.*, 1999; Dorsey *et al.*, 2007; 2011).

Espesor

Presenta un espesor de 750 m en la localidad tipo, sin embargo, en la parte norte del Valle de Fish Creek Wash alcanza hasta 1,130 m de espesor y 823 m en los alrededores de las Montañas Coyote. En Yuha Buttes están expuestos 300 m que representan la parte superior de la unidad y al oeste de Signal Mountain tiene un espesor de entre 152 a 458 m (Dibble, 1966). Hacia el Golfo de California, la unidad es menos potente y presenta un espesor máximo de 200 m en la cuenca de Cerro Colorado (Martín-Barajas *et al.*, 2001).

Relaciones estratigráficas

La base de la formación sobreyace concordantemente a rocas aluviales de la Formación Hathaway y en discordancia a rocas cristalinas del basamento en San Gorgonio Pass (Fig. 5; McDougall *et al.*, 1999) y en Split Mountain Gorge se presenta en un contacto transicional con rocas aluviales del Grupo Split Mountain (Dorsey *et al.*, 2007; 2011); aunque también sobreyace o está intercalada lateralmente con rocas evaporíticas interestratificadas con limolitas marinas de la unidad Fish Creek Gypsum (Dibble, 1954; Dean, 1996; Dorsey *et al.*, 2011). El miembro Latrania se presenta inter-estratificado en su cima con rocas de la Formación Painted Hill en San Gorgonio Pass (McDougall *et al.*, 1999), mientras que en los alrededores de Split Mountain Gorge presenta un contacto concordante con rocas del miembro Deguynos. La cima de la formación presenta un contacto gradual con el aluvión del Grupo Palm Spring (Dibblee, 1966).

Contenido fósil

Se presentan corales, equinodermos, bivalvos, briozoarios, gasterópodos, cangrejos, foraminíferos, nanoplancton calcáreo, ostrácodos y diatomeas, así como restos de vertebrados marinos (Fairbanks, 1893; Mendehall, 1910; Kew, 1914; Vaughan, 1917; Hanna, 1926; Durham, 1950; Durham y Allison, 1960; Stump, 1972; Ingle, 1974; Wintered, 1975; Quinn y Cronin, 1984; Kidwell *et al.*, 1988; McDougall *et al.* 1999; Martín-Barajas *et al.*, 2001). Los icnofósiles se han identificado en la parte inferior del

miembro Latrania expuesto en San Gorgonio Pass, en los estratos denominados “Worm tube bed” (McDougall *et al.* 1999).

Edad

Varias edades se han propuesto para la unidad con base en el registro fósil, sin ser alguna de ellas concluyente. Interpretando con base en los fósiles marinos, edades del Mioceno (Arnold, 1904; Woodring, 1932; Durham y Allison, 1960; McDougall *et al.*, 1999; McDougall, 2008), Plioceno (Vaughan, 1917; Hanna, 1926; Durham, 1950), a un intervalo entre el Mioceno tardío al Plioceno (Stump, 1972; Ingle 1974; Pappajohn, 1980; Dorsey *et al.*, 2007).

En San Gorgonio Pass, la edad de la Formación Imperial está limitada a ser más jóvenes de 10.1 ± 1.2 Ma (K/Ar; Peterson, 1975) de acuerdo con el fechamiento en el Fanglomerado Coachella que subyace a la formación. En la parte inferior del miembro Latrania se interpreta una edad del Mioceno tardío entre 6.5 a 6 Ma (McDougall *et al.*, 1999), con base en el reconocimiento de las biozonas de nanoplacton calcáreo CN9a-CN11 (Okada y Bukry, 1980) y de foraminíferos N17-N19 (Blow, 1979), así como por el reconocimiento del evento cálido W10 calibrado en el Pacífico Norte (6.5-6.3Ma; Barron y Keller, 1983). Por otro lado, la edad radiométrica en la Formación Painted Hill, que se inter-estratifica con la cima de la Formación Imperial, la limita a ser igual o más antigua de 6.04 ± 0.18 Ma (K/Ar; Matti *et al.*, 1985; Matti y Morton, 1993). Se reporta la presencia de nanoplancton calcáreo retrabajado del Mioceno medio en los estratos denominados “Worm tube bed”, (McDougall *et al.* 1999).

McDougall (2008) reinterpreta una edad entre 6.5 a 5.3 Ma con base en el evento cálido W10 (*op. cit.*) y la extinción de *Amphistegina gibbosa* (foraminífero bentónico) ocurrida hace 5.3 Ma en la parte norte del Golfo por el arribo del Río Colorado (Ingle, 1974; McDougall *et al.*, 1999; Dorsey *et al.*, 2005, 2007, 2011).

En Split Mountain Gorge, una edad del Mioceno ha sido propuesta por Durham y Allison (1960) con base en seis géneros de foraminíferos para la Formación Imperial, similar a la propuesta por Stump (1972) con base en el mismo grupo. El reconocimiento de un conjunto equivalente a las biozonas de nanoplancton calcáreo de NN10-NN15 del esquema de Martini (1971) indica una edad del Mioceno tardío o más joven (Pappajohn,

1980). Dorsey *et al.* (2007) consideran una edad entre 6.5 a 5.3 Ma al reconocer los eventos cálidos W10 (6.5-6.3 Ma) y W11 (5.6-5.5 Ma) calibrados en el Pacífico por Barron y Keller (1983) y la última presencia de *Amphistegina* (LO 5.3Ma; McDougall *et al.*, 1999; Dorsey *et al.*, 2005), que representa el bioevento de referencia para el análisis paleomagnético que sugiere una edad de la formación entre 6.27 a 4.49 Ma, identificando el arribo del Río Colorado en la región entre ~5.3 a 5.1 Ma, por encima de la Megabrecha y restringiendo al Mioceno tardío la edad de las rocas más antiguas de la Formación Imperial.

Ambiente sedimentario

En la parte inferior del miembro Latrania en Whitewater, McDougall *et al.* (1999) identifican biofacies de plataforma depositadas entre 0 a 18 m de profundidad y entre 73 a 152 m. Por encima de la capa “worm tube” se presentan biofacies de hasta 152 m de profundidad en Whitewater, mientras que en Cabazon las biofacies indican una profundidad entre 100 a 200 m en la base y de hasta 152 m hacia la cima de la columna. Con base en esta paleobatimetría, los autores consideran la presencia de una discordancia en la capa “worm tube” que separa biofacies de plataforma interna a externa.

En Split Mountain Gorge, las rocas más antiguas del miembro Latrania comienzan a depositarse en un ambiente de plataforma interna con una profundidad menor de 37 m; hacia la cima del miembro se depositan en un ambiente de mayor profundidad entre 150 a 500 m, entre la plataforma externa y el talud superior, bajo condiciones mínimas de oxígeno (Dorsey *et al.*, 2007). Por encima, las rocas más jóvenes del miembro Deguynos indican un decremento en la profundidad y la salinidad influenciada por el arribo de agua dulce del Río Colorado (Winker y Kidwell, 1996; McDougall, *et al.*, 1999; Dorsey *et al.*, 2007, 2011; McDougall, 2008; Spencer *et al.*, 2013); la progradación del delta interrumpió las condiciones marinas e instauró un ambiente lacustre entre ~5.3 a 5.1 Ma (Dorsey *et al.*, 2018).

Correlación

En la parte norte del antiguo Golfo, la Formación Imperial se correlaciona con rocas de la Formación Bouse y con la parte inferior de la unidad Aluvión Bullhead. Hacia la parte central meridional del Golfo, son similares en edad a la cima de la Formación Boleo y a la

parte inferior de la Formación Tirabuzón, así como a la parte superior del miembro Conglomerate and Sandstone y la inferior del miembro Marlstone and Mudstone de la Formación Carmen. Hacia el límite sur, son correlacionables con el miembro medio de la Formación Trinidad y el miembro inferior de la unidad Ojo de Buey.

Columnas lito-estratigráficas en San Gorgonio Pass, California

Se analizaron 49 muestras provenientes de cinco columnas lito-estratigráficas medidas en los alrededores de San Gorgonio Pass, donde la Formación Imperial se presenta expuesta en ambos lados de la Falla de Banning (Fig 4a). La estratigrafía y las relaciones estructurales de estas columnas fueron documentadas por J.C. Matti y D. M. Morton (inédito), los foraminíferos bentónicos por K. McDougall y los planctónicos por R. Poore (en McDougall *et al.*, 1999). McDougall *et al.* (1999) no indican a qué parte de la Formación Imperial corresponden las rocas de las columnas; sin embargo, por la descripción litológica corresponde a la parte inferior del miembro Latrania, como lo sugiere Powell (1987).

Al sur de la Falla de Banning, la Formación Imperial expuesta en Cabazon está constituida por estratos de limolita y lutita con bivalvos y foraminíferos (Fig. 8), donde se colectaron 11 muestras (Mf5595-Mf5606). El conjunto de estratos de 90 m de espesor sobreyacen en discordancia a la Formación Hathaway y subyacen en contacto concordante a arenisca de grano medio de la Formación Painted Hill (McDougall *et al.*, 1999; McDougall, 2008). Al norte de la Falla de Banning, la sección medida en Whitewater Canyon está representada por cuatro columnas lito-estratigráficas que contienen rocas de la Formación Imperial sobreyaciendo discordantemente al basamento cristalino y en la cima se presentan inter-estratificadas con rocas aluviales de la Formación Painted Hill (Fig. 7).

La columna WWP de 62 m de espesor, representa el extremo suroeste de la sección y está constituida por 20 m de arenisca, limolita y lutita verdosas que cambian columna arriba a arenisca gris, contienen abundantes bivalvos y foraminíferos. Se colectaron 15 muestras (Mf5571-Mf5585). Estas rocas se inter-estratifican en la parte media y superior de la columna con arenisca de grano grueso a medio no fosilíferas y conglomerado de la Formación Painted Hill (Mf6699, Mf6700, Mf6702, Mf6862).

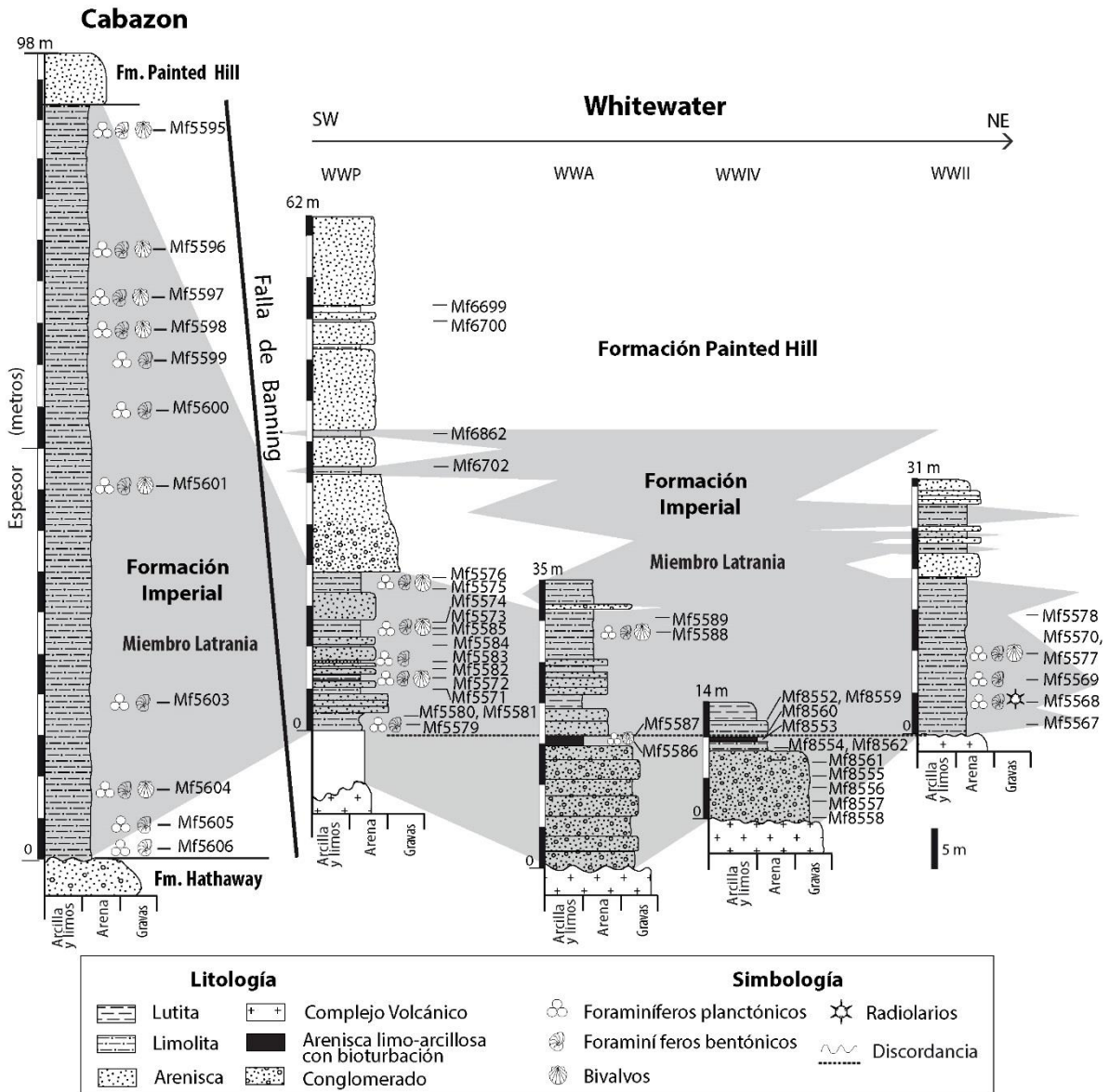


Figura 7. Columnas lito-estratigráficas en Cabazon y Whitewater en San Gorgonio Pass, cuenca del Salton Trough. Se muestra la litología, el contenido fósil y la ubicación de las muestras en la Formación Imperial, así como su relación con otras unidades lito-estratigráficas. Modificado de McDougall *et al.* (1999) y McDougall (2008). WWP, WWA, WWIV, WWII corresponde al nombre asignado con anterioridad a las columnas de Whitewater por McDougall *et al.* (1999).

En la columna WWA de 35 m de espesor, la formación está representada por estratos gruesos a masivos de arenisca con guijas y guijarros intercalados con conglomerado (15 m), que subyace concordantemente a estratos de lutita y limolita con abundante bioturbación (“worm tube bed”; Mf5586 y Mf5587). Éstos están en contacto discordante erosivo con 20 m de lutita, limolita y arenisca que contiene bivalvos y foraminíferos (Mf5588 y Mf5589).

En la base de la columna WWIV (Fig. 7) la Formación Imperial es identificada por la presencia de un conglomerado de guijas y guijarros, no fosilífero de 8 m de espesor, donde fueron colectadas cinco muestras (Mf8555-8558 y Mf8561). Le sobreyacen concordantemente limolita bioturbada intensamente (“worm tube bed”) y por encima en discordancia un conjunto de estratos de lutita y limolita de 6 m de espesor, donde se colectaron seis muestras (Mf5552-5554, Mf8559, Mf5560 y Mf5562).

En el extremo noreste de la sección, la columna WWII tiene un espesor de 31 m, está constituida por lutita y limolita verde amarillento a gris verduzco, donde se colectaron seis muestras (Mf5567-5570, Mf5577-5578). En esta unidad es común la presencia de moluscos, foraminíferos y radiolarios, junto con vetas de yeso diagenético (Fig. 7).

Columna lito-estratigráfica en Split Mountain Gorge, California

En el presente estudio se agregan muestras provenientes de la columna estratigráfica compuesta medida en un cañón entre Split Mountain y Fish Creek por Dorsey *et al.* (2007), quienes describen las asociaciones de foraminíferos bentónicos y realizan un análisis magneto-estratigráfico tomando como referencia la extinción local de *Amphistegina* (Ingle, 1974; McDougall *et al.*, 1999; Dorsey *et al.*, 2005), para ubicar el límite Mioceno/Plioceno.

De acuerdo con Dorsey *et al.* (2007), la columna de 1200 m de espesor está constituida en la base por rocas aluviales del Grupo Split Mountain representadas por un conglomerado potente de hasta 250 m de espesor de guijas en matriz arenosa rojiza de la Formación Elephant Trees, interpretada como facies proximales de un abanico aluvial. Le sobreyacen en discordancia una arenisca rojiza con cantos y una megabrecha de 100 m de espesor de la Unidad Lower Megabreccia, de facies de avalancha y *sturzstrom* subaéreo.

En contacto concordante sobre las rocas del Grupo Split Mountain (Fig. 8), se presentan rocas marinas de la Formación Imperial, donde se colectaron 36 muestras para su análisis micropaleontológico. El miembro Latrania está representado por 100 m de limolita intercalada con arenisca de grano fino, interpretada como facies de flujos por gravedad, donde se colectaron seis muestras (FCO5-1 a FCO5-6). En contacto concordante le sobreyace una megabrecha de bloques en una matriz arenosa (50 m) denominada Upper Mega Breccia, donde se colectó la muestra FCO5-7.

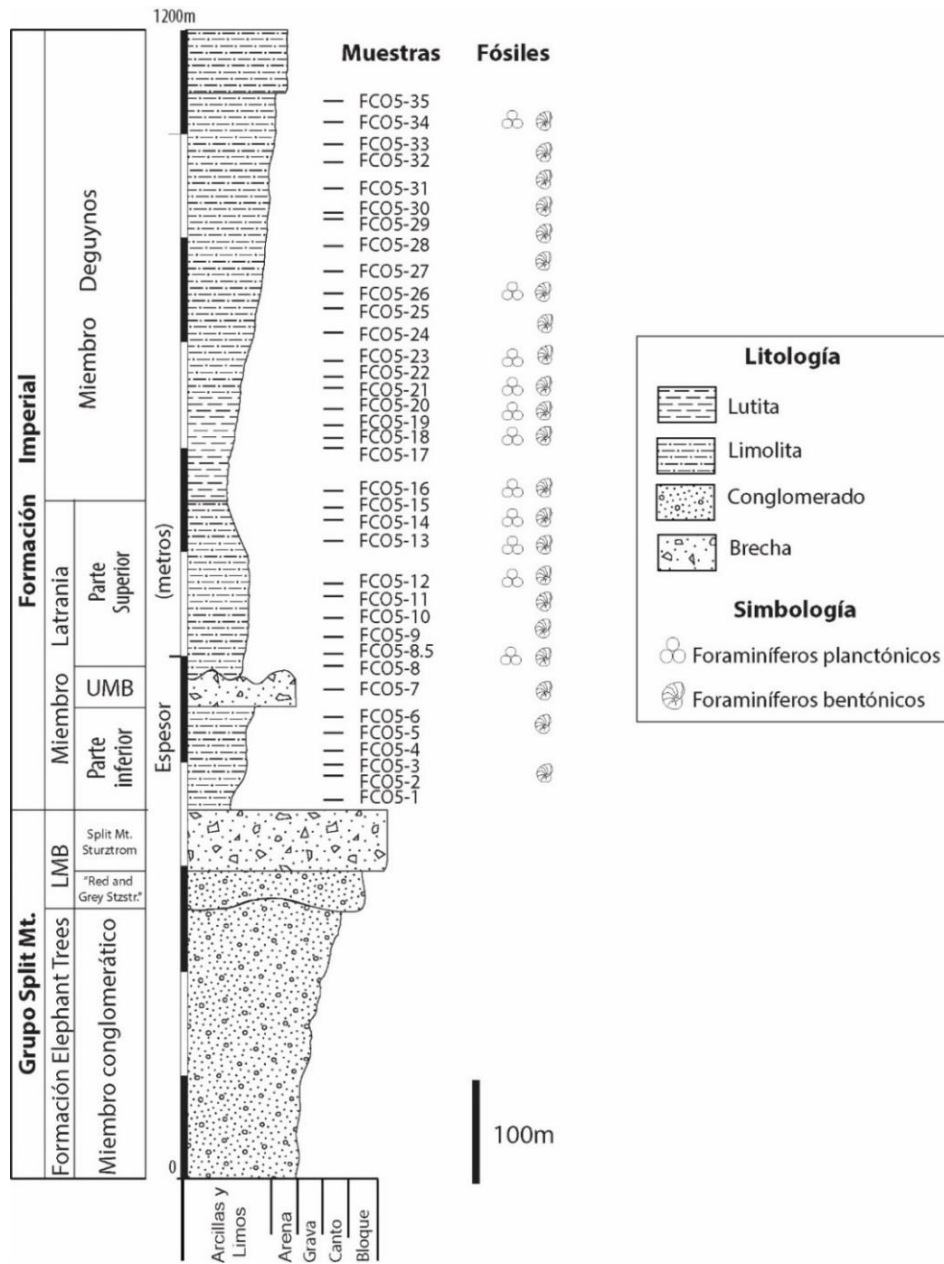


Figura 8. Columna lito-estratigráfica compuesta medida en Split Mountain Gorge en la cuenca del Salton Trough. Se presenta la litología, el contenido fósil y la ubicación de las muestras en la Formación Imperial, así como su relación con otras unidades lito-estratigráficas. Modificada de Dorsey *et al.* (2007). LMB: Lower Megabreccia, UMB: Upper Megabreccia.

Sobreyacen discordantemente y se presentan 150 m de lodolita intercalada con arenisca de grano fino con abundantes foraminíferos, interpretadas como facies de flujos por gravedad (Dorsey *et al.*, 2007), que representan la parte superior del miembro Latrania (FCO5-8 a FCO5-15). Por encima, en contacto concordante, se presentan rocas del

miembro Deguynos constituidas por lutita intercalada hacia la cima por limolita, con un espesor de 400 m, cuyo origen se ha interpretado como facies de ritmitas (Dorsey *et al.*, 2007), representada en este estudio por 20 muestras (FCO5-16 a FCO5-35). Hacia la cima, la limolita se intercala con arenisca de grano fino, con un espesor de 50 m.

4.2.3. Formación Tirabuzón

Historia nomenclatural y localidad tipo

La unidad fue nombrada Formación Gloria por Wilson (1948) para describir las rocas expuestas en el área norte de la Cañada La Gloria en la cuenca de Santa Rosalía. Aplicando el principio de prioridad, Carreño (1981) propone renombrar la unidad como Formación Tirabuzón, considerando como sección de referencia la columna medida en la localidad de la Loma Tirabuzón, nombrada así por los icnofósiles de *Gyrolithes* presentes en las rocas. Wilson y Rocha (1955) reconocen los siguientes tres miembros informales para la unidad: Conglomerado Basal, Arenisca y Limolita y Conglomerado Superior.

Distribución geográfica

La Formación Tirabuzón está expuesta en la cuenca de Santa Rosalía, en los arroyos de Santa Agueda, Montado, La Providencia, El Purgatorio, La Soledad y El Boleo (Fig. 4b). Por el levantamiento del bloque al oeste, la unidad se presenta a altas elevaciones hacia el interior de la cuenca entre los arroyos El Boleo y La Providencia, expuesta en una posición intermedia entre las rocas de la Formación Boleo, en el fondo de los arroyos, y de la Formación Infierno que forma la cima de las mesetas. La unidad está poco expuesta en superficie hacia el sureste de la cuenca, en el fondo de los arroyos La Providencia y El Montado, junto con pequeños afloramientos de su cima en el Arroyo Santa Agueda, donde se le ha descrito principalmente en el subsuelo (Wilson y Rocha, 1955).

Descripción litológica

Wilson y Rocha (1955) reconocen tres miembros informales con contactos concordantes entre ellos y corresponden en orden estratigráfico a: (1) Conglomerado Basal,

constituido por guijarros y bloques pobremente seleccionados, ligeramente redondeados, compuestos principalmente por rocas volcánicas del Grupo Comondú en una matriz arenosa. Tiene una geometría lenticular de 1 a 7 m de espesor, presente localmente en los arroyos Boleo, Soledad, Purgatorio y La Providencia, su base es irregular y en algunos lugares se presenta rellenando canales que cortan a la Formación El Boleo. (2) Arenisca y Limolita, con estratos de arenisca calcárea, fosilífera de hasta 105 m de espesor, bien cementada, de grano fino a grueso, con una coloración café que puede variar a gris o blanco, con abundantes moluscos y equinodermos. En dirección al Golfo la arenisca gradan a limolita masiva, arenisca de grano fino y lutita con vetas de yeso. (3) Conglomerado superior, con estratos de conglomerado de guijarros y bloques de rocas volcánicas en matriz de arena con un cementante calcáreo de color púrpura a amarillo. Los clastos se presentan de moderada a bien redondeados, pero hacia el continente son más angulosos, menos seleccionados y de mayores dimensiones.

Espesor

La unidad presenta un espesor promedio de 60 m en los alrededores de la cuenca y máximo en superficie de 70 m cerca de la costa en el Arroyo de la Soledad (Wilson, 1948); mientras que en el subsuelo el espesor máximo de la unidad es de 185 m en el Arroyo Santa Agueda hacia el sureste de la cuenca, donde el miembro Conglomerado Basal tiene un espesor de hasta 15 m, el miembro Arenisca y Limolita de 105 m y el Conglomerado Superior de hasta 135 m (Wilson y Rocha, 1955). Hacia el continente, el miembro Arenisca y Limolita está mayormente representado por estratos de arenisca que tienden a acuñarse y adelgazarse, mientras que las unidades de conglomerado son de mayor espesor. En dirección al Golfo, los estratos de arenisca gradan a limolita y presenta un mayor espesor y las unidades de conglomerado se acuñan.

Relaciones estratigráficas

En la localidad tipo de la Formación Tirabuzón, la unidad sobreyace en discordancia angular (5° a 10°) a rocas de la Formación Boleo. Sin embargo, hacia el Golfo, en la boca de los arroyos Boleo y Soledad, la discordancia no es distinguible y es difícil separar las unidades. En áreas elevadas, cerca del Cerro de Juanita, la Formación Tirabuzón también

ubre discordantemente al basamento volcánico del Grupo Comondú y subyace discordantemente a un conglomerado basal de origen marino de la Formación Infierno (Wilson, 1948; Wilson y Rocha, 1955).

Contenido fósil

El registro fósil en la unidad está representado por *Balanus*, equinodermos, bivalvos, ostreídos, foraminíferos planctónicos y bentónicos, ostrácodos, gasterópodos, dientes de tiburón, e icnofósiles como el sistema formado por *Spongiomorpha-Gyrolithes Teichichnus* (Wilson, 1948; Wilson y Rocha, 1955; Applegate y Espinosa, 1981; Carreño, 1981; Quiroz-Barroso y Perrilliat, 1989; Smith, 1991; Mayoral *et al.*, 2010).

Edad

Las edades de la Formación Tirabuzón se han interpretado principalmente con base en el registro fósil del miembro Arenisca y Limolita. Se asigna una edad del Plioceno medio (sic) con base en el conjunto de ostras y pectínidos como: *Aequipecten antonitaensis*, *Aequipecten aff. revellei*, *Patinopecten bakeri diazi*, *Pecten cf. refugioensis* y *Ostrea cf. erici* (Wilson, 1948). La misma edad es asignada por Applegate y Espinosa (1981), con base en la fauna de tiburones provenientes de la Loma Tirabuzón. En esta localidad, Carreño (1981) identifica una asociación equivalente a las subzonas de *Globorotalia margaritae evoluta* y la Zona de *Globorotalia miocenica* del esquema zonal de Bolli y Premoli-Silva (1973), indicando una edad del Plioceno temprano a medio (sic) y edades entre 2.5 a 2 Ma. Colleta y Angelier (1981) con base en nanoplancton calcáreo asignan una edad del Plioceno temprano, al identificar la biozona NN12 del esquema zonal de Martini (1971), actualmente situada en el Mioceno tardío entre 5.8 a 5.3 Ma (Gradstein *et al.*, 2012). De acuerdo con edades radiométricas, paleomagnéticas y tasas de sedimentación en la Formación Boleo (6.76 ± 0.90 Ma; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Holt *et al.* 2000), las rocas de la Formación Tirabuzón deben ser más jóvenes, de 6.27 o 6.13 Ma.

Ambiente sedimentario

Wilson y Rocha (1955) interpretan que los miembros Conglomerado Basal y Superior pueden tener un origen marino cuando se localizan cerca de la línea de costa y un origen

continental cuando se ubican al interior de la cuenca debido al gran tamaño de los clastos, la angulosidad, mala selección y la ausencia de fósiles.

Para las rocas del miembro Arenisca y Limolita, Wilson y Rocha (1955) interpretan un ambiente de línea de costa de acuerdo con el contenido fósil en arenisca expuesta hacia el continente, donde la presencia del equinodermo *Encope* indica áreas marinas protegidas muy someras de menos de 3 m de profundidad. En rocas de la unidad cerca de la línea de costa, la selacifauna indica un ambiente de mar abierto a dos o tres kilómetros costa afuera a una profundidad entre 20 a 200 m (Applegate y Espinosa, 1981); mientras que el sistema de las icnofacies *Gyrolithes-Spongiomorpha-Teichichnus* indica un ambiente marino infralitoral somero de relativamente baja energía con abundante materia orgánica, salinidad normal a ligeramente salobre, con fondos limo-arcillosos muy consolidados (Mayoral, *et al.*, 2010). En contraste, la asociación de foraminíferos bentónicos indica el depósito en ambientes más profundos de plataforma externa a talud superior con una profundidad máxima entre 200 a 500 m (Carreño, 1981).

Correlación

La Formación Tirabuzón se correlaciona con rocas de la Formación Bouse y la unidad Aluvión Bullhead en la cuenca Blythe, mientras que en la cuenca del Salton Trough se correlaciona con las formaciones Imperial y Painted Hill en San Gorgonio, así como con la Formación Imperial y la parte inferior del Grupo Palm Spring en Split Mountain. En el área meridional del Golfo, se correlaciona con la parte superior del miembro Conglomerate and Sandstone y el miembro Marlstone and Mudstone de la Formación Carmen, así como con la parte inferior de la Formación Marquer. Hacia la entrada del Golfo, la unidad se correlaciona con el miembro medio y la parte inferior del miembro superior de la Formación Trinidad, mientras que con la Unidad Ojo de Buey es equivalente en tiempo con el miembro inferior y la parte inferior del miembro superior.

Columnas estratigráficas al noreste de la cuenca Santa Rosalía

Se analizaron 32 muestras provenientes de cinco columnas estratigráficas de una sección medida con dirección sur a norte, al noreste de la cuenca Santa Rosalía (Fig. 9). La mayor parte de las columnas corresponden litológicamente y en su posición estratigráfica a

la parte media superior del miembro Arenisca y Limolita descrita por Wilson y Rocha (1955). Las columnas se dividieron para su estudio en tres unidades lito-estratigráficas con contactos concordantes entre ellas (I, II, III). Las unidades I y II corresponden a la parte media del miembro, mientras que la unidad III corresponde a la parte superior.

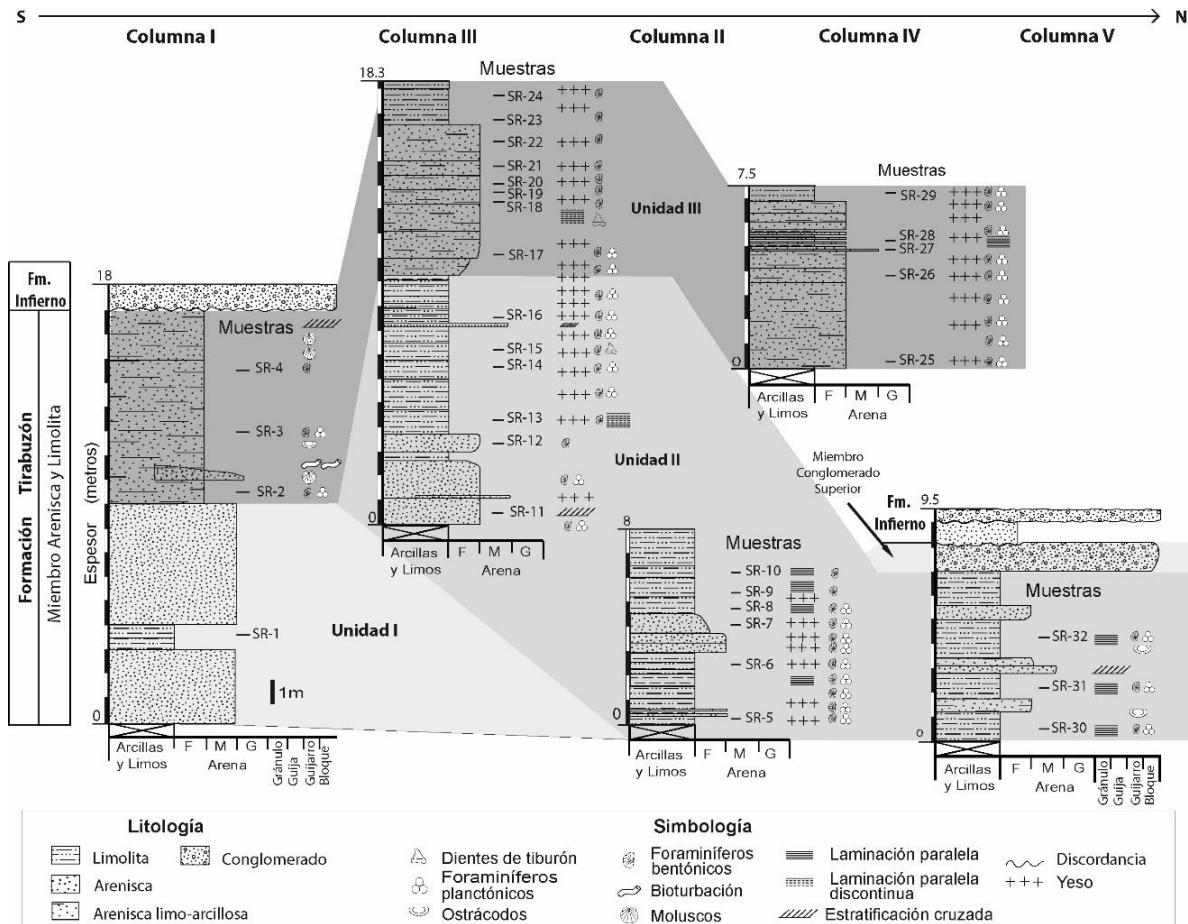


Figura 9. Columnas lito-estratigráficas medidas al noreste de la cuenca Santa Rosalía, BCS. Se presenta la litología, el contenido fósil y la ubicación de las muestras en la Formación Tirabuzón, así como su relación con otras unidades lito-estratigráficas.

Las relaciones de contacto con la Formación Boleo no están expuestas en la base de las columnas (Fig. 9), sin embargo el miembro Arenisca y Limolita está en contacto concordante con la unidad Conglomerado Superior en la columna V y es sobreyacida discordantemente por la Formación Infierno en la columna I.

En el extremo sur de la sección, la columna I se midió 1 km tierra adentro y es la más alejada de la línea de costa (Fig. 9). Tiene 18 m de espesor y está constituida en la base por

la unidad I (9 m), representada por un paquete de arenisca masiva de grano medio, limo-arcillosa, intercalado con estratos delgados de limolita no fosilífera, donde se colectó la muestra SR-1. Le sobreyace concordantemente la unidad III (8 m), de arenisca limo-arcillosa de grano fino, masiva, con lentes de arenisca de grano medio con abundante bioturbación y con bancos de bivalvos en la base y estatificación cruzada hacia la cima (Fig. 10a). Tres muestras se colectaron en esta unidad (SR-2 a SR-4), donde el contenido fósil está representado por foraminíferos, ostrácodos, así como moldes, vaciados y restos de bivalvos. En discordancia, le sobreyace un conglomerado de guijarros y bloques, de 1 m de espesor, rojizo, no fosilífero y poco consolidado de la Formación Infierno (Fig. 10b).



Figura 10. Unidad III del miembro Arenisca y Limolita de la Formación Tirabuzón. Bancos de ostreídos (a) y contacto discordante con la Formación Infierno (b).

Con 8 m de espesor (Fig. 9), la columna II está constituida por estratos de limolita intercalados con arenisca de grano fino, fosilífera que corresponden a la unidad II. A lo largo de la columna se presentan foraminíferos planctónicos y bentónicos, laminación paralela y es común la presencia de yeso diagenético en hojuelas delgadas horizontales al interior de los estratos, así como en vetas cruzando los estratos y entre los planos de estratificación. Seis muestras se colectaron en esta unidad (SR-5 a SR-10).

La columna III, con 18.3 m de espesor (Fig. 11a), presenta en la base rocas fosilíferas de la unidad II (10 m) constituida por estratos de arenisca de grano fino de hasta 1.5 m de espesor, con estratificación cruzada y lentes delgados de arenisca de grano medio (Fig. 9), intercalados con limolita que muestra una laminación discontinua y es dominante hacia la

cima de la unidad. Se colectaron seis muestras (SR-11 a SR-16). Le sobreyace en contacto concordante la unidad III (8.3 m), con estratos de arenisca de grano fino con matriz, de hasta 1.8 m de espesor, sobreyacidos hasta la cima por limolita (SR-17 a SR-24). A lo largo de la columna, es común la presencia de foraminíferos y escasos dientes de tiburón, así como abundante yeso diagenético en hojuelas o en vetas cruzando los estratos y entre los planos de estratificación (Fig. 11b, c, d).

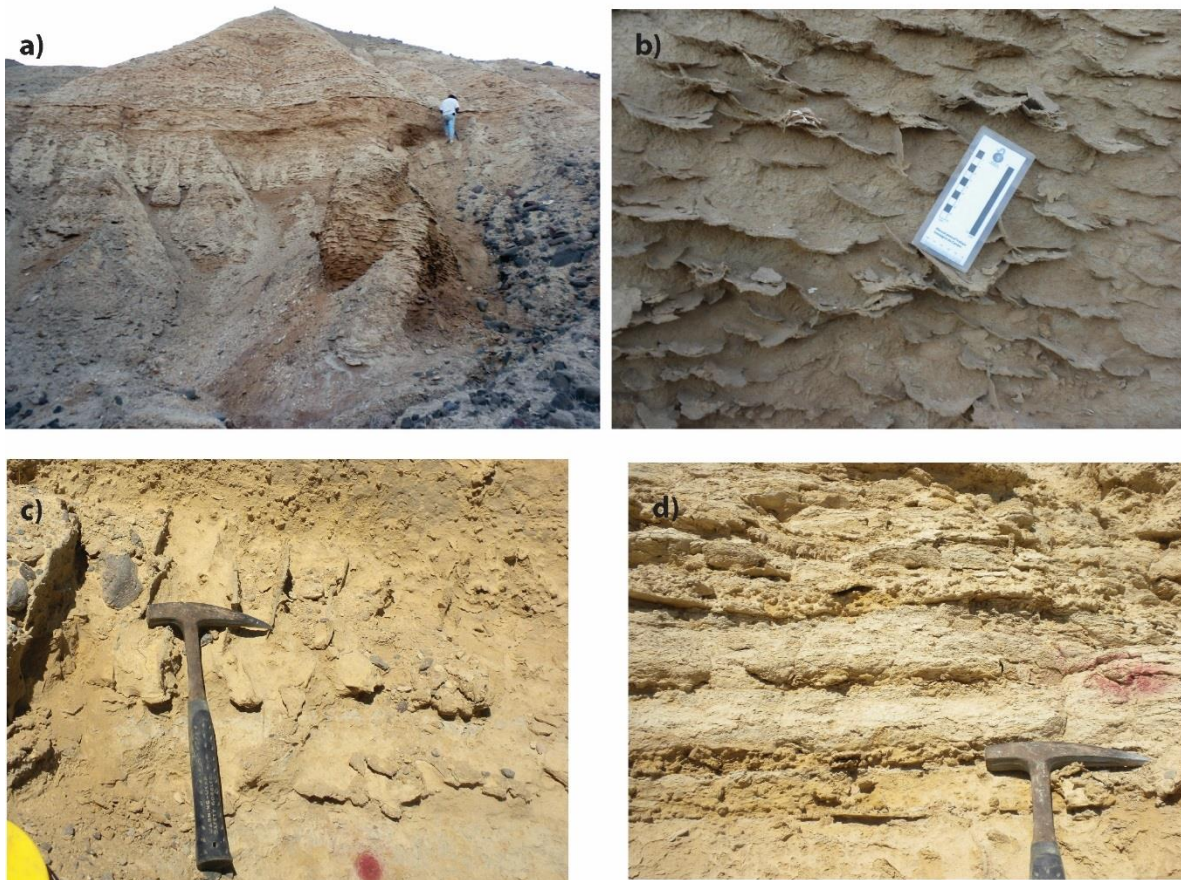


Figura 11. Unidades II y III del miembro Arenisca y Limolita de la Formación Tirabuzón. Columna III (a), rocas con yeso diagenético en hojuelas delgadas al interior de los estratos (b), cruzando los estratos (c) y en vetas entre los planos de estratificación (d).

Con un espesor de 7.5 m, la columna IV está representada en su totalidad por rocas de la unidad III. En la base dominan arenisca limo-arcillosa de grano fino en estratos gruesos de hasta 3.4 m de espesor que hacia la cima se adelgazan y están intercalados con estratos delgados de limolita con laminación paralela (Fig. 9). A lo largo de la columna se presentan

foraminíferos y es común la presencia de yeso diagenético en vetas y hojuelas. Se colectaron cinco muestras (SR-25 a SR-29).

La columna V se ubica en el extremo sur de la sección, con 9.5 m de espesor, está constituida por rocas de la unidad II representada por limolita de hasta 1.7 m de espesor, con laminación paralela e intercalada por estratos delgados de arenisca de grano fino a medio con estratificación cruzada (Fig. 12a), donde se colectaron tres muestras (SR-30 a SR-32). A la unidad le sobreyace en contacto concordante un conglomerado de 2.5 m de espesor del miembro Conglomerado Superior, que a su vez subyace discordantemente a rocas de la Formación Infierno (Fig. 12b).



Figura 12. Unidad II del miembro Arenisca y Limolita de la Formación Tirabuzón. Estratos delgados de arenisca con estratificación cruzada (a) y un contacto concordante con el miembro Conglomerado Superior, que a su vez presenta un contacto discordante con rocas de la Formación Infierno (b).

Columna estratigráfica en Loma Tirabuzón

La columna de 36 m representa la parte superior del miembro Arenisca y Limolita (Fig. 13), cuyas rocas pueden correlacionarse con la unidad II ó III, descrita anteriormente en las columnas I a V. Carreño (1981) describe y divide la columna para su estudio en cuatro unidades lito-estratigráficas con contactos concordantes entre ellas. La unidad I corresponde a una lutita arenosa gris claro de aproximadamente 1.2 m de espesor con foraminíferos, moluscos y fragmentos de equinodermos (LT-1). Le sobreyace la unidad II

de coquina conglomerática con guijas y guijarros de aproximadamente 1 m de espesor, con ostrácodos y foraminíferos (LT-2). Por encima, la unidad III (26 m) corresponde a un paquete de arenisca limo-arcillosa poco consolidada de grano fino, masiva a ligeramente estratificada, gris-beige claro (Fig. 13). Hacia la parte media de la unidad III hay presencia de yeso cruzando los estratos y entre los planos de estratificación, con lentes de arenisca con abundantes moluscos, equinodermos y balánidos, mientras que en la cima son abundantes los icnofósiles de *Gyrolithes*. A lo largo de la unidad III es común la presencia de ostrácodos y foraminíferos, ocho muestras la representan en este estudio (LT-3 a LT-10). Columna arriba, en la unidad IV se presenta una lutita arenosa friable, gris crema, de 7.8 m de espesor, con foraminíferos, ostrácodos, dientes de tiburón y abundantes fragmentos de moluscos. Tres muestras representan a esta unidad (LM-11 a LT-13).

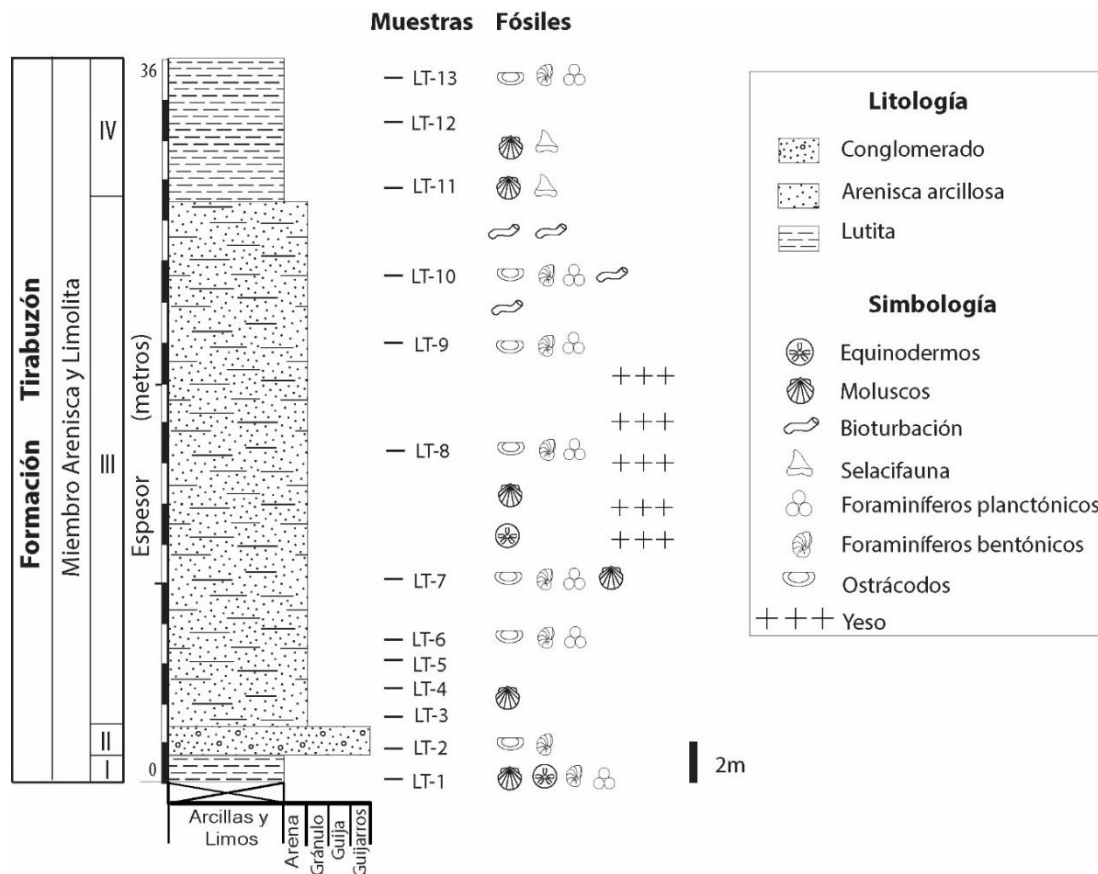


Figura 13. Columna lito-estratigráfica medida en la Loma El Tirabuzón en la cuenca de Santa Rosalía, BCS. Se muestra la litología, el contenido fósil y la ubicación de las muestras en la Formación Tirabuzón, así como su relación con otras unidades lito-estratigráficas. Modificada de Carreño (1981).

4.2.4 Formación Carmen

Historia nomenclatural y localidad tipo

Anderson (1950) nombra la Formación Carmen para describir las rocas expuestas a lo largo de la costa entre Bahía Salina y Punta Perico al noreste de Isla Del Carmen, designando a esta última como la localidad tipo. Dorsey *et al.* (2001) dividen la formación en cinco miembros informales que corresponden a Lower Conglomerate, Conglomerate and Sandstone, Marlstone and Mudstone, Dacite Breccia and Boulders Beds y Upper Conglomerate and Bioclastic Limestone.

Distribución geográfica

Se presenta expuesta a lo largo de la costa que conecta a Bahía Salina con Punta Perico, al noreste de la Isla Del Carmen (Fig. 4c). Anderson (1950) también la reporta al noroeste en Bahía Oto, sin embargo, Dorsey *et al.* (2001) la descartan como parte de la formación por contener sólo rocas volcánicas miocénicas. La unidad se extiende hacia el sur al noroeste de la Isla Monserrat, donde Hernández (2012) y Carreño *et al.* (2015) la reconocen en rocas expuestas cerca de la línea de costa (Fig. 4d).

Descripción litológica

Anderson (1950) describe la formación como un conglomerado basal de guijas y guijarros pobremente estratificado, sobreyacido por un conglomerado intercalado con arenisca, por encima se presentan estratos de margas y limolita y en la cima de la unidad, capas calcáreas y algunos conglomerados volcánicos cubiertos por una caliza.

En la localidad tipo, Dorsey *et al.* (2001) describen la formación con mayor detalle y la dividen en cinco miembros que corresponden en orden estratigráfico a: (1) Lower Conglomerate, representado por un conglomerado de guijas, guijarros y bloques en una matriz de guijas y arena, pobre a moderadamente seleccionado, pobremente estratificado, de gran espesor y sin fósiles, el cual cubre en discordancia el basamento volcánico y está en contacto transicional con la unidad superior. (2) Conglomerate and Sandstone, constituido por un conglomerado de guijas y guijarros intercalado con estratos de arenisca de 1 a 5 m de espesor, con depósitos bien seleccionados y organizados. La arenisca comúnmente presenta gradación normal y bioturbación, mientras que el conglomerado tiene clastos del

tamaño de guijas a bloques pequeños, moderada a bien seleccionados, con imbricación. El contacto con la unidad sobreyacente es descrito como concordante y discordante en otras áreas. (3) Marlstone and Mudstone, son estratos amarillos de marga y lutita con abundantes foraminíferos y escaso material detrítico de arena y limo. Tiene laminación paralela fina y gradación normal en algunas capas, bioturbación y vetas de yeso diagenético. El contacto con la unidad superior se infiere concordante por la presencia de marga inter-estratificada. (4) Dacite Breccia and Boulders Beds, representado por una brecha blanca dacítica porfirítica, con partículas del tamaño de guijas a bloques (~3 a 30 cm) en una matriz limosa. Los estratos de brecha se vuelven masivos hacia la cima, con clastos del tamaño de bloques (~0.5 a 2 m), mal seleccionados, subangulares a subredondeados, en una matriz arenosa de dacita con laminación y en contacto concordante con la unidad superior. (5) Upper Conglomerate and Bioclastic Limestone, constituido por un conjunto de rocas calcáreas con conglomerado arenoso, bien estratificado de guijas y guijarros, que presenta intercalaciones de estratos delgados de caliza y calcarenita.

Espesor

Anderson (1950) indica que la formación se encuentra atravesada por fallas normales que impiden obtener una sección completa de la unidad; sin embargo, calcula un espesor de 457 m en la sección expuesta a lo largo de la costa de Bahía Salina y Punta Perico, donde los últimos 46 m corresponden a un conglomerado volcánico. En la misma sección, Dorsey *et al.* (2001) calculan un espesor máximo de 1,030 m para la formación, donde el miembro Lower Conglomerate está representado por 750 m, el miembro Conglomerate and Sandstone varía entre ~90 m a 160 m y el miembro Marlstone and Mudstone alcanza hasta 120 m. En Isla Monserrat, la unidad Marlstone and Mudstone tiene un espesor de ~50 m (Hernández, 2012; Carreño *et al.*, 2015).

Relaciones estratigráficas

Al noreste de la Isla Del Carmen, la formación está en contacto por falla con rocas volcánicas del Grupo Comondú. Anderson (1950) indica que al sur de la latitud 26° N el contacto de la formación con el Grupo Comondú es deposicional e irregular, ya que las dos unidades se presentan en discordancia angular. En Isla Monserrat, la cima de la Formación

Carmen está en discordancia angular con una calcarenita fosilífera de la Formación Marquer (Hernández, 2012; Carreño *et al.*, 2015).

Contenido fósil

El registro fósil de la formación está representado por bivalvos, gasterópodos, foraminíferos planctónicos y bentónicos, radiolarios y diatomeas (Durham, 1950; Natland; 1950; Dorsey *et al.*, 2001; Albarrán, 2010; Hernández, 2012; Carreño *et al.*, 2015), además en Isla Monserrat se presentan los icnofósiles *Ophiomorpha nodosa horizontal*, *Thalassinoides* sp. y *Ophiomorpha irregular* (Carreño *et al.*, 2015).

Edad

Las edades de la Formación Carmen varían entre autores sin llegar a un consenso, se han establecido con base en el contenido fósil del miembro Marlstone and Mudstone expuesto en las islas Del Carmen y Monserrat, sin tener edades isotópicas asociadas. Al noreste de Isla Del Carmen, Durham (1950) sugiere una edad del Plioceno medio (sic) con base en macroinvertebrados y Natland (1950) del Plioceno tardío por la afinidad de los foraminíferos bentónicos con la fauna de las formaciones Imperial (California) y Charco Azul (Panamá).

Analizando una muestra colectada por Natland al Este de Bahía Salina, Ingle (1974) indica una edad del Plioceno medio (sic) a tardío al identificar un conjunto de foraminíferos planctónicos equivalentes a las biozonas N20 y N21 de Blow (1969). En la misma muestra, McDougall *et al.* (1999) asignan una edad del Mioceno tardío al Plioceno temprano al reconocer un conjunto similar a las biozonas N17 y N18. Dorsey *et al.* (2001) asignan una edad del Plioceno tardío entre 3.5 a 3.1 Ma, al identificar la biozona PL3 de Berggren *et al.* (1995) con base en la presencia de *Sphaerodinellopsis seminulina* (LO 3.1 Ma, Berggren *et al.*, 1995) y la co-ocurrencia de *Pulleniatina praecursor*, *P. alticuspis* y formas tardías de *P. primalis* s.l. Los autores calculan una edad para la base de la formación entre ~8 y 4 Ma en la unidad Lower Conglomerate, con base en la edad bioestratigráfica, tasas de sedimentación promedio en un sistema de rift (0.2-1.0 m/ka) y los espesores máximos estimados para las unidades.

En Punta Perico, Albarrán (2010) interpreta una edad del Mioceno tardío al Plioceno temprano entre 9.8 a 4.9 Ma, con base en la presencia de *Globorotalia acostaensis acostaensis* (FO 9.8 Ma; Stewart y Pearson, 2000) y *Globorotalia menardii menardii* forma A (LO 4.9 Ma; Albarrán, 2010); sin embargo, la edad es acotada entre 5.3 y 4.9 Ma por la presencia de *Neogloboquadrina dutertrei dutertrei* (FO 5.3 Ma; Lourens *et al.*, 2004) en una muestra colectada sin control estratigráfico. Para las mismas muestras, Ledesma *et al.* (2011) interpretan la misma edad entre 5.3 y 4.9 Ma, pero con base en la presencia del foraminífero bentónico *Galliherina uvigerinaformis* (LO 4 Ma; Pierce, 1972), y los planctónicos *Globorotalia tumida* (FO 5.72 Ma; Lourens *et al.* 2004) y *Globorotalia crassaformis* (FO 5.06 Ma; Bylinskaya, 2004).

En Isla Monserrat, Hernández (2012) interpreta una edad máxima entre 5.72 y 5.06 Ma por la presencia de *Globorotalia tumida* (FO 5.72 Ma; Lourens *et al.* 2004) y *Globorotalia crassaformis* (FO 5.06 Ma; Bylinskaya, 2004). Para las mismas muestras, Carreño *et al.* (2015) interpretan una edad del Plioceno entre 5.06 a 3.3 Ma por la presencia de *Gl. puncticulata* (LO 3.6 Ma; BouDagher-Fadel, 2013) y el cambio en el sentido del enrollamiento de *Pulleniatina* (3.3 Ma; Saito, 1976), equivalente a la Subzona de foraminíferos planctónicos de *Globorotalia margaritae margaritae* del esquema de Bolli y Saunders (1985) y la biozona de nanoplancton calcáreo de NN16 del esquema de Martini (1971).

Ambiente sedimentario

De acuerdo con Dorsey *et al.* (2001), el origen marino o continental del miembro Lower Conglomerate es difícil de interpretar por la ausencia de fósiles y otras litologías asociadas. Sin embargo, se interpreta que se depositó por un flujo de escombros en el talud continental debido al contacto concordante en la cima con el miembro Conglomerate and Sandstone, depositado por flujos de gravedad en un canal submarino del talud continental. Mientras que el miembro Marlstone and Mudstone se depositó a una mayor profundidad entre 400 a 500 m, en el talud medio superior y en condiciones mínimas de oxígeno. Similar a las condiciones de oxígeno descritas para las rocas de la misma unidad expuestas en Isla Monserrat, pero depositadas en un ambiente más somero de hasta 150 m en la plataforma continental (Hernández, 2012; Carreño *et al.*, 2015).

Correlación

Considerando las edades máximas establecidas para la base (8 Ma) y la cima (3.1 Ma) de la Formación Carmen (Dorsey *et al.*, 2001), las rocas se correlacionan con la unidad Osborne Wash, la Formación Bouse y Aluvi3n Bullhead en la cuenca Blythe; mientras que en la cuenca Salton Trough son correlacionables con rocas de las formaciones Hathaway, Coachella, Elephant Trees, Imperial, Painted Hill y del Grupo Palm Spring. En la parte central del Golfo, se correlacionan con rocas del Grupo Comondú y de las formaciones Boleo y Tirabuz3n, mientras que en el l3mite sur son equivalentes en tiempo al miembro medio de la Formaci3n Trinidad y al miembro inferior de la unidad Ojo de Buey.

Columns estratigr3ficas en Isla Del Carmen, Baja California Sur.

Se analizaron 53 muestras de dos columnas medidas al noreste de Isla Del Carmen en rocas expuestas al este de la Bah3a Salina y en Punta Perico (Fig. 14), que corresponden principalmente al miembro Marlstone and Mudstone establecido por Dorsey *et al.* (2001).

Al este de Bah3a Salina, las rocas de la Formaci3n Carmen se presentan en contacto por falla con rocas volc3nicas del Grupo Comondú, formando pliegues de arrastre (Fig. 15e). En el 3rea se midi3 una columna de 20 m de espesor, en rocas con un rumbo de N20°E y un echado de 15° (Fig. 14a). Los primeros 1.7 m de la columna est3n representados por arenisca de grano fino con abundante matriz, por encima se presenta un paquete de estratos de 0.20 a 1.5 m de espesor de marga gris que intemperiza a amarillo y se intercalan con estratos delgados de arenisca de grano fino hacia la parte media de la columna. Sobre estos descansa una arenisca de grano fino con matriz limo-arcillosa y abundante bioturbaci3n. En conjuntos estas capas, que representan al miembro Marlstone and Mudstone, presentan comúnmemente laminaci3n paralela fina (Fig. 15c), yeso diagen3tico cruzando los estratos y entre los planos de estratificaci3n, as3 como abundantes foramin3feros, valvas desarticuladas y fragmentos de bivalvos. Once muestras fueron colectadas en este intervalo (BS-1 a BS-11). Hacia la cima de la columna, la Formaci3n Carmen es sobreyacida en discordancia angular por un conglomerado poco consolidado, probablemente de reciente formaci3n, de un metro de espesor, constituido por guijas y guijarros redondeados en una matriz arenosa de grano medio, rojiza (Fig. 15a).

En Punta Perico, se midió una sección con rumbo N30°E y echado de 12° (Fig. 14b). La columna compuesta de 35.3 m de espesor está constituida por las unidades Marlstone and Mudstone y Dacite Breccia establecidas por Dorsey *et al.* (2001).

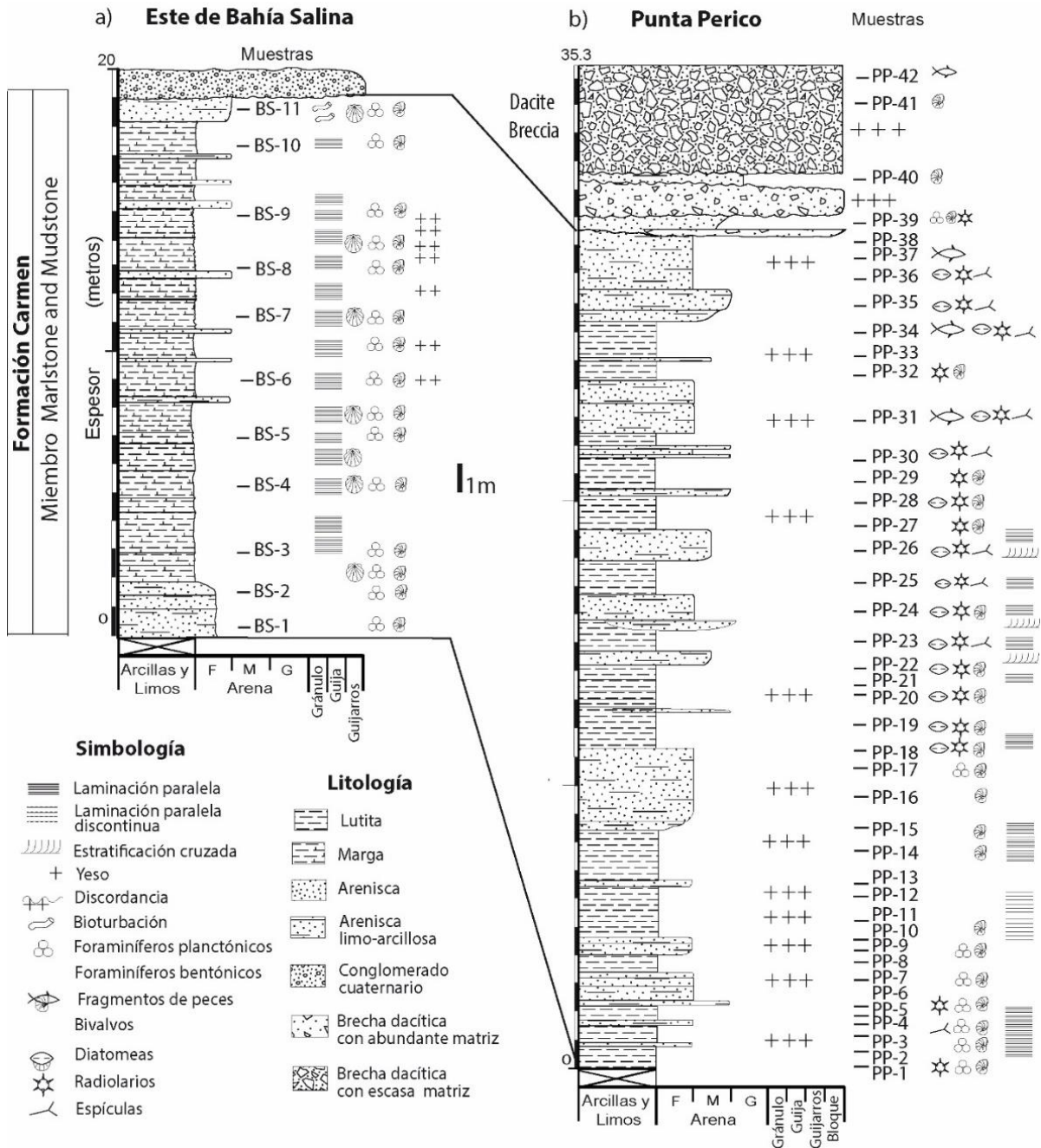


Figura 14. Columnas lito-estratigráficas medidas al noreste de Isla Del Carmen, al este de Bahía Salina (a) y en Punta Perico (b). Se muestra la litología, el contenido fósil y la ubicación de las muestras en rocas de la Formación Carmen, así como su relación con otras unidades lito-estratigráficas.

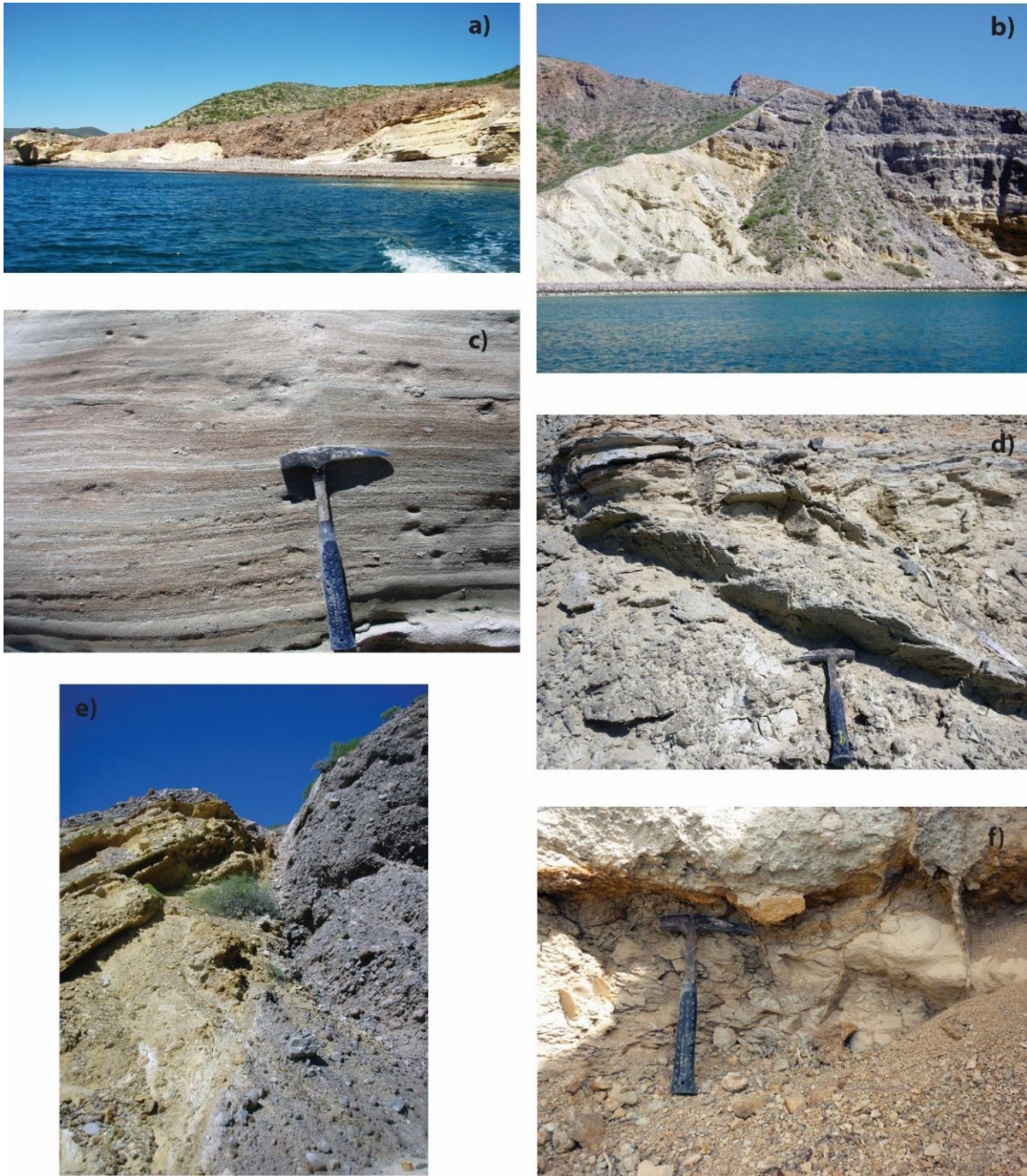


Figura 15. Formación Carmen expuesta al este de Bahía Salina (a) y Punta Perico (b) en Isla Del Carmen. Rocas del miembro Marlstone and Mudstone con laminación paralela (c) y vetas de yeso cruzando los estratos (d), en contacto por falla con rocas volcánicas del Grupo Comodú (e) y discordante con la unidad Dacita Breccia (f).

La unidad Marlstone and Mudstone está representada en la columna, desde la base hasta los 29.5 m, por lutita con laminación paralela, beige a amarillo, alternando con estratos y lentes de arenisca de grano fino a medio con una matriz limo-arcillosa, con eventual estratificación cruzada. A lo largo de la unidad los estratos presentan espesores entre 0.10 a 2.50 m y comúnmente contienen vetas de yeso diagenético entre los planos de estratificación y cruzando los estratos (Fig. 15d), así como en hojuelas delgadas horizontales al interior del estrato que generan una laminación discontinua. Treinta y ocho muestras fueron colectadas (PP-1 a PP-38) en este intervalo, revelando la presencia de abundantes foraminíferos en la base de la columna y su disminución hacia la cima, donde dominan los microfósiles silíceos representados por diatomeas, radiolarios y espículas de sílice, junto con escasos restos de peces.

Sobre las rocas de la Formación Carmen se presenta en contacto discordante la unidad Dacite Breccia (Fig. 15f) representada por estratos de arenisca de grano fino a medio con matriz, intercalada con capas y lentes de brecha dacítica de guijarros y bloques en una matriz abundante. Los contactos entre los estratos son discordantes y es común la presencia de vetas de yeso oblicuas a los estratos. Dos muestras fueron colectadas en esta unidad (PP-39 y PP-40), con escasos radiolarios y foraminíferos recristalizados. Por encima, los estratos de brecha dacítica son masivos alcanzando hasta ~4 m de espesor, presentan escasa matriz arenosa, intraclastos de arenisca de grano fino con laminación y vetas de yeso oblicuas a los planos de los estratos. Dos muestras se colectaron en la matriz arenosa (PP-41 a PP-42), con foraminíferos bentónicos y restos de peces.

Columna estratigráfica en Isla Monserrat, Baja California Sur

Al noroeste de la Isla Monserrat se midió una sección estratigráfica en la localidad de Ensenada María, en rocas de la Formación Carmen con rumbo de N40°W y echado de 20°, que cubren localmente el basamento volcánico del Grupo Comondú (Ledesma *com. pers.*, 2012) y que se encuentran sobreyacidas en discordancia angular por rocas de la Formación Marquer (Fig. 16a). En esta localidad la Formación Carmen está representada por la parte superior del miembro Conglomerate and Sandstone y el miembro Marlstone and Mudstone, siendo evidente un contacto concordante entre ellos (Fig. 16b).

La columna estratigráfica de 52 m de espesor (Fig. 17) está representada en la base por 2 m de arenisca limo-arcillosa de grano medio, rojiza, fosilífera, con gradación inversa y hacia la cima con abundantes fragmentos líticos del tamaño de gránulo y restos de bivalvos, corresponde a la parte superior del miembro Conglomerate and Sandstone (muestra IM-1).

Le sobreyace en contacto irregular, pero concordante (Fig. 16b), la unidad Marlstone and Mudstone representada por un paquete de margas intercalada con arenisca de grano fino con abundante matriz limo-arcillosa en estratos de 0.30 a 2.5 m de espesor, beige a amarillo, con laminación paralela fina (Fig. 18b), laminación convoluta (Fig. 18c) y estratificación cruzada (Fig. 18d). Se colectaron 15 muestras en la unidad (IM-2 a IM-16), la cual presenta abundantes foraminíferos y escasos ostrácodos, bivalvos y restos de plantas. Al interior de los estratos de arenisca y sobre los planos de estratificación (Fig. 18e, f), es común la presencia de los icnotaxa *Ophiomorpha* y *Thalassinoides* (Ledesma *com. pers.* 2012).

Hacia la cima, la arenisca domina y sobreyace en discordancia angular a una calcarenita de grano grueso, bien cementada, blanca que intemperiza a rosa, con bioturbación y abundantes fragmentos de moluscos, rodolitos y equinodermos. El espesor de la calcarenita en el afloramiento varía entre 4.8 a 15 m y corresponde a la Formación Marquer (Fig. 17a).

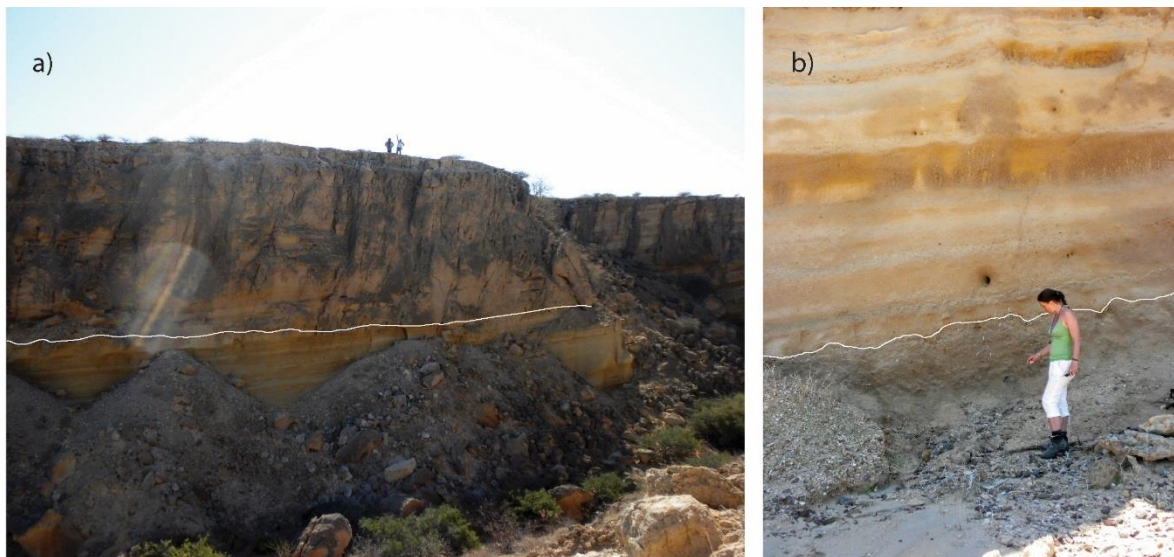


Figura 16. Contactos de la Formación Carmen en Isla Monserrat. Discordancia angular entre las formaciones Carmen y Marquer (a) y contacto concordante entre los miembros Conglomerate and Sandstone y Marlstone and Mudstone (b).

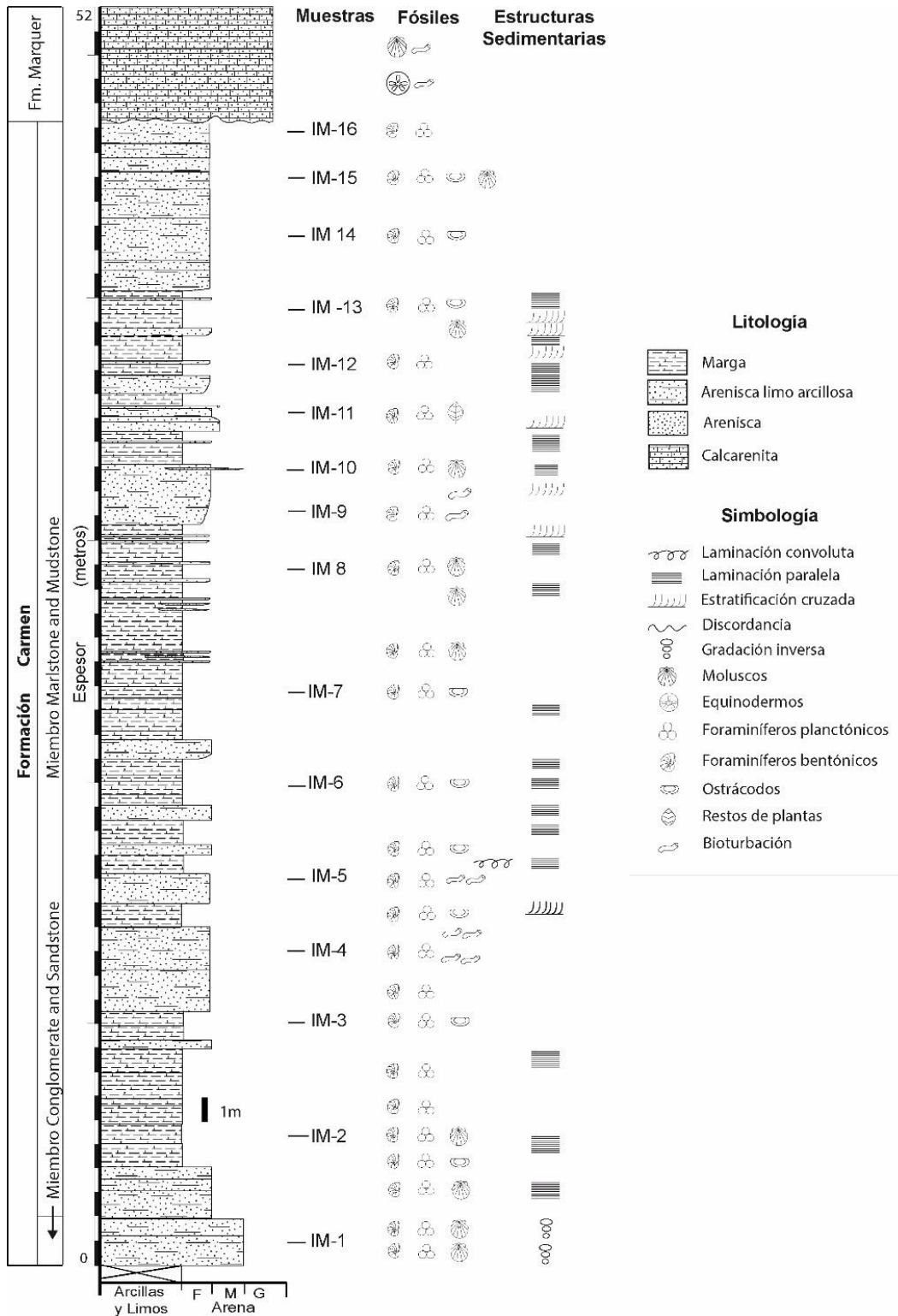


Figura 17. Columna lito-estratigráfica compuesta medida en Ensenada María, al noroeste de Isla Monserrat. Se muestra la litología, el contenido fósil y la ubicación de las muestras en las rocas de la Formación Carmen, así como su relación con otras unidades lito-estratigráficas.

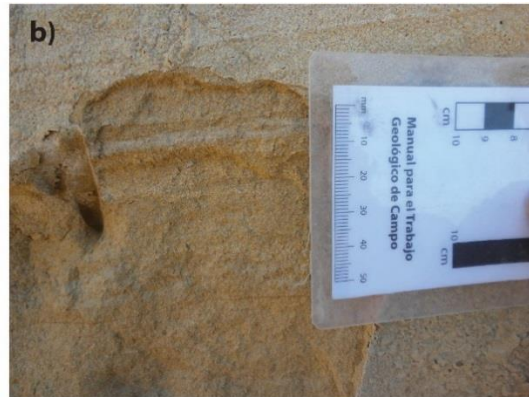


Figura 18. Formación Carmen expuesta en Isla Monserrat (a). Rocas del miembro Marlstone and Mudstone que presentan laminación paralela (b), laminación convoluta (c), estratificación cruzada (d), *Thalassinoides* (e) y bioturbación abundante (f).

4.2.5 Formación Trinidad

Historia nomenclatural y localidad tipo

La unidad fue descrita por Pantoja-Alor y Carrillo-Bravo (1966) en rocas expuestas a 26 km al este de Santiago en Arroyo la Trinidad, río abajo del Rancho La Trinidad, al noreste de la cuenca San José Del Cabo (Fig. 4). La Formación Trinidad fue dividida por McCloy (1984) en las unidades A, B, C y D. Carreño (1992) estudia la parte media de la formación en la localidad cercana a la Localidad de Santiago y a Rancho Torote nombrada como Diatomita Santiago, dividiéndola en cuatro unidades. Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997) la dividen en las facies inferior, media y superior, referidas en este estudio como miembros.

Distribución geográfica

La Formación Trinidad se presenta expuesta en superficie a largo de la cuenca San José Del Cabo presentando cambios litológicos laterales y verticales marcados. Los afloramientos de la unidad se extienden de sur a norte, desde Rancho Los Algodones hasta el poblado La Rivera (Fig. 4e). El miembro inferior tiene una mayor exposición en el margen este de la cuenca, mientras que a los miembros medio y superior se les ha descrito principalmente al centro de la cuenca (McCloy, 1984; Carreño, 1992; Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; Piña-Arce, 2010).

Descripción litológica

La división más reciente de la Formación Trinidad considera tres miembros informales con contactos concordantes entre ellos. De acuerdo con Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997), el miembro inferior o facies inferior está constituido por estratos de arenisca blanca, ligeramente calcárea de grano grueso a medio, que lateralmente puede cambiar a arenisca de grano fino a medio, inter-estratificada con arenisca limo-arcillosa, lodolita y lutita. Los estratos se presentan masivos a muy gruesos, con estratificación cruzada de tipo “Herringbone”, ondulitas de pequeña escala y laminación planar. Ocasionalmente presenta bioturbación y fragmentos de conchas. Los estratos de lodolita y lutita pueden presentar lentes y capas delgadas de caliza con bivalvos. Mientras que abundantes gasterópodos y pelecípodos se encuentran en lentes y estratos delgados de arenisca y marga. Más escasas

son las rocas con impresiones de plantas y restos de caballos fósiles. La parte inferior de esta unidad es equivalente a la unidad A y a la base de la unidad B de McCloy (1984).

Por encima, el miembro medio o facies media presenta una gradación que va de arenisca de grano fino con diatomitas a una secuencia alternada de lutita y limolita café, aunque algunos estratos de arenisca limo-arcillosa pueden presentarse en la cima. La diatomita está laminada y sólo se presenta hacia la parte central de la cuenca. Los estratos de arenisca de grano fino y limolita pueden ser masivos a laminados, con concreciones y *slumps* de ~1.5 m de espesor (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997). La unidad contiene escamas de peces, diatomeas y foraminíferos, lo cual la hace equivalente a la parte superior de la unidad B y a la unidad C de McCloy (1984), así como también a las rocas descritas como Diatomita Santiago por Carreño (1992).

El miembro superior o la facies superior está representada por estratos de arenisca de grano fino a medio y limolita color verde a rojo. Los estratos de arenisca pueden ser masivos o muy gruesos, con estratificación cruzada tabular, hamacada y rizaduras. Es equivalente a la unidad D de McCloy (1984).

Espesor

No existe una sección completa de la unidad que permita establecer sus espesores; sin embargo, McCloy (1984) calcula un espesor máximo entre 700 a 1000 m. Aunque Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997) consideran que su espesor es de 400 m en la parte central de la cuenca y disminuye hacia las márgenes donde presenta hasta 100 m de espesor (Piña-Arce, 2010) y se inter-estratifica con depósitos continentales (Schwennicke y Umhoefer, 2008).

Relaciones estratigráficas

La Formación Trinidad se presenta generalmente en contacto concordante sobre rocas de origen continental de la Formación Calera (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997), no obstante también se le puede encontrar en contacto discordante cubriendo el basamento granítico-granodiorítico (McCloy, 1984). Hacia la cima y lateralmente hacia el sur, la Formación Trinidad tiene un contacto transicional con rocas marinas de la Formación Refugio y algunas veces es sobreyacida en discordancia por aluvión cuaternario o

conglomerado aluvial de las formaciones Los Barriles o El Chorro (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; Shwennicke *et al.*, 2017).

Contenido fósil

Los fósiles presentes son abundantes bivalvos, gasterópodos, pelecípodos, diatomeas, radiolarios, foraminíferos bentónicos y planctónicos, restos de peces, junto con escasas impresiones de plantas y restos de caballos (McCloy, 1984; Trápaga-Martínez, 1985; Pérez-Guzmán, 1985; Smith, 1991; Carreño, 1992; Rodríguez-Quintana y Segura-Vernis, 1991; Molina-Cruz, 1994; Piña-Arce, 2010; McTeague, 2006). Escasa bioturbación se presenta en el miembro inferior (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997).

Edad

Se han interpretado varias edades con base en el registro fósil sin tener un consenso en el tiempo de depósito de la unidad y sin edades isotópicas que lo limiten. Se propone que el miembro inferior tiene una edad del Mioceno medio superior por la presencia del bivalvo *Anadara patricia* de acuerdo con McCloy (1984) y otros moluscos estudiados por Smith (1991), la cual es similar a la propuesta por McTeague (2006) con base en tasas de sedimentación. Sin embargo, Carreño (1992) discute que *Anadara patricia* tiene un alcance estratigráfico más amplio del Mioceno medio al Plioceno temprano y los otros géneros de moluscos hasta el Holoceno, de tal manera que no son especies índices.

En el miembro medio, McTeague (2006) asigna una edad del Mioceno tardío con base en la biozona de nanoplanctón calcáreo NN11A del esquema de Martini (1971), que actualmente corresponde al Tortoniense (Young, 1998). Mientras que en rocas expuestas en Rancho Los Algodones, se identifica un conjunto similar al de las biozonas NN12 y NN11, ello indica una edad entre 11 a 5 Ma del Mioceno tardío (Piña-Arce, 2010), lo cual correspondería a un intervalo entre 8.29 a 5.12 Ma de acuerdo con la más reciente calibración de las biozonas (Gradstein *et al.*, 2012).

En la parte inferior del miembro medio, McCloy (1984) establece una edad del Mioceno tardío con base en la presencia de los foraminíferos planctónicos *Paragloborotalia linguaensis* y *Globigerina angustiumblicata*, en tanto que la parte superior corresponde al Plioceno tardío con base en la presencia de *Neogloboquadrina*

dutertrei, *Ngq. humerosa*, *Ngq. pachyderma*, *Globigerinoides quadrilobatus* y *Globigerina bulloides*. Ibaraki (1997) propone una edad de Plioceno temprano entre 5.2 a 3.95 Ma con base en el reconocimiento de la biozona de foraminíferos N19 del esquema de Blow (1979).

En los alrededores de Rancho El Torote, Carreño (1992) indica que el miembro medio se depositó entre 6.9 a 3 Ma al identificar la base de la biozona *Bolivina obliqua* (6.9 Ma; Berggren *et al.*, 1985) del esquema zonal de foraminíferos bentónicos de Kleinpell (1938), así como las biozonas de foraminíferos planctónicos *Globorotalia humerosa* a *Globorotalia miocenica* del esquema de Bolli y Saunders (1985) y las biozonas de nanoplancton calcáreo de CN8 y CN9 del esquema zonal de Okada y Bukry (1980) con una edad entre 5.5 a 3 Ma. En la misma localidad, Gómez-Sánchez (2013) establece una edad del Mioceno tardío por el reconocimiento de la biozona de nanoplancton calcáreo NN11B (Messiniense; Young, 1998).

El registro de radiolarios en el miembro medio indica una edad del Mioceno tardío y Plioceno temprano, de acuerdo con Trápaga-Martínez (1985) por el reconocimiento de un conjunto similar a la Biozona *Stichocoris peregrina* del esquema de Riedel y Sanfilippo (1978). Pérez-Guzmán (1985) interpreta una edad del Mioceno tardío al identificar la primera ocurrencia de *Didymocyrtis penúltima* con una edad de 7.8 Ma (FO; Riedel y Sanfilippo, 1978). Mientras que Molina-Cruz (1994), con base en la presencia de *Didymocyrtis penúltima* y *Stichocoris peregrina*, determina una edad entre 8 a 5 Ma (Riedel y Sanfilippo, 1978). El miembro superior de la formación no contiene fósiles que permitan la asignación de edad.

Ambiente sedimentario

Las rocas más antiguas del miembro inferior se depositaron entre una laguna somera y la playa, con restos de plantas que indican su cercanía al continente, mientras que las rocas en la cima se depositaron en la plataforma interna, considerando la presencia de bancos de bivalvo y bioturbación (McCloy, 1984). La composición de estas facies indica retrabajo considerable en depósitos someros debido a la combinación de corrientes generadas por oleaje-marea o viento (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997).

El miembro medio se depositó en un ambiente de mayor profundidad entre la plataforma externa y el talud superior (150 a 500 m), su parte superior se depositó en una zona afectada por la contracción y expansión de la Zona de Oxígeno Mínimo (ZOM) en el talud continental (McCloy, 1984; Carreño, 1992).

El miembro superior se depositó a una menor profundidad en la plataforma interna (McCloy, 1984), donde Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997) identifican un ambiente marino somero de alta energía, afectado por corrientes unidireccionales, probablemente con canales y barras de arena.

Correlación

Debido a que se desconocen las edades de los miembros inferior y superior, sólo se toma en cuenta al miembro medio en la correlación de la Formación Trinidad con otras unidades, considerando las edades máximas asignadas por los autores entre 8 a 3 Ma (Fig. 5). El miembro medio corresponde a rocas de las unidades Osborne Wash, Bouse y Aluvión Bullhead en la cuenca Blythe. En la región del Salton Trough se correlaciona con rocas de las formaciones Hathaway, Coachella, Imperial y Painted Hill en San Gorgonio Pass, mientras que en Split Mountain Gorge lo es con rocas de las unidades Split Mountain, Imperial y Palm Spring. En la parte centro meridional del Golfo es correlacionable con las formaciones Boleo, Tirabuzón, Carmen y Marquer. En el sur, en el área vecina de Isla María Madre, las rocas se correlacionan con el miembro inferior de la unidad Ojo de Buey.

Columna estratigráfica en las cercanías de Rancho El Torote

Al presente estudio se añaden 22 muestras de la sección estratigráfica en la cuenca San José Del Cabo, en rocas marinas de la Formación Trinidad expuestas cerca del Rancho El Torote (Fig. 4). Por su posición estratigráfica y litología, las rocas corresponden a las unidades B y C descritas por McCloy (1984) y al miembro medio o facies media descrito por Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997) para la Formación Trinidad.

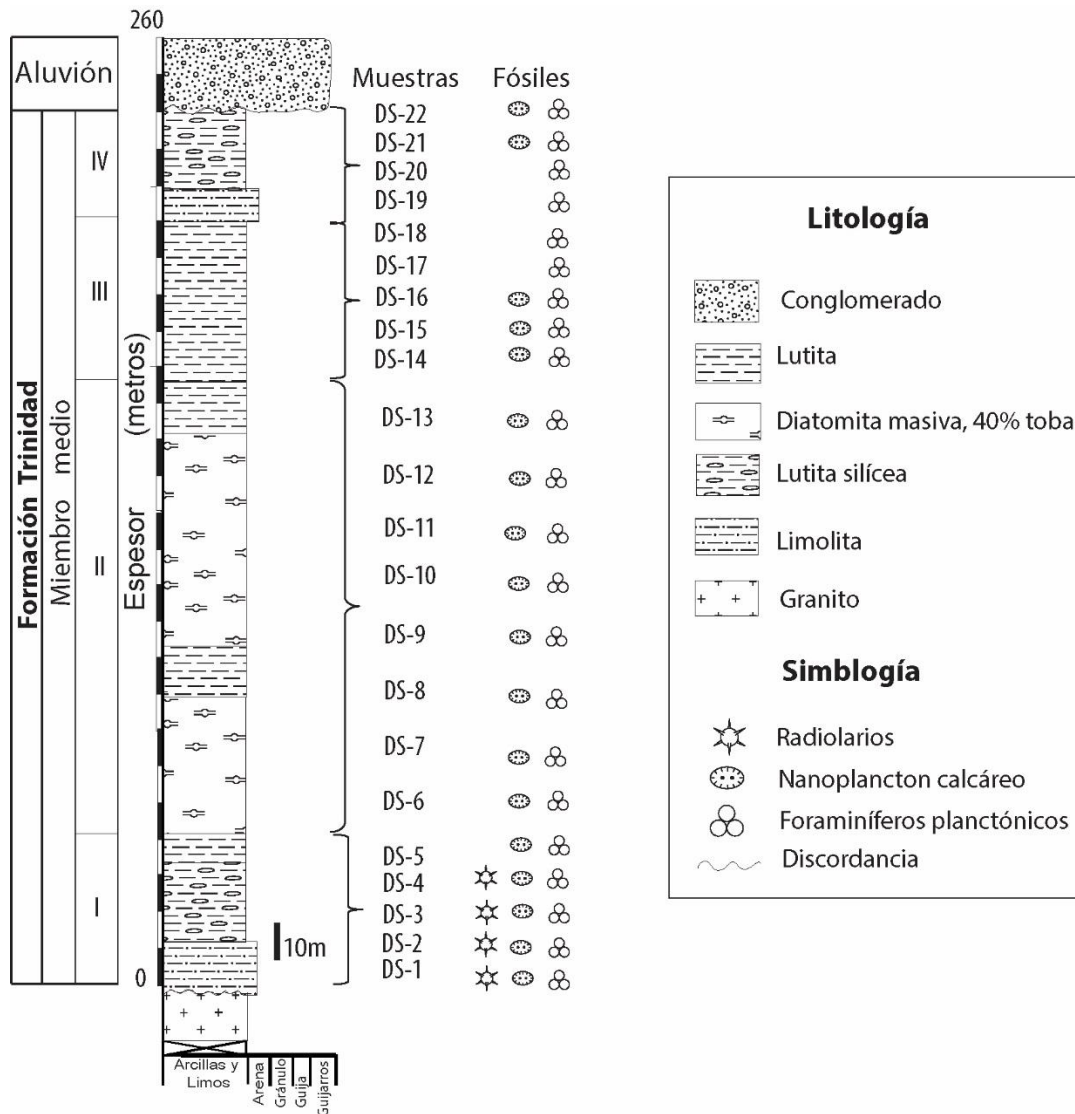


Figura 19. Columna lito-estratigráfica compuesta medida cerca de Rancho El Torote en la cuenca San José Del Cabo. Se muestra la litología, el contenido fósil y la ubicación de las muestras en las rocas en la Formación Trinidad, así como su relación con otros cuerpos de roca. Modificada de Carreño (1992).

De acuerdo con Carreño (1992), la columna de 260 m de espesor sobryace discordantemente el basamento de granito cretácico y está representada por cuatro unidades lito-estratigráficas (I a IV) que guardan contactos concordantes entre ellas (Fig. 19). En la base de la columna, la unidad I de 40 m de espesor está constituida por estratos de limolita y lutita silíceas, donde se colectaron cinco muestras (DS-1 a DS-5). Le sobryacen una lutita micácea que grada a diatomita tobácea masiva o laminada de la unidad II, con un espesor de 128 m (DS-6 a DS-13). Por encima, se presenta un paquete de ~40 m de espesor de lutita

masiva de la unidad III (DS-14 a DS-17). Columna arriba, se presentan estratos de limolita y lutita silíceas de la unidad IV de ~40 m de espesor (DS-18 a DS-22). Es común la presencia de foraminíferos planctónicos y nanoplancton calcáreo a lo largo de la columna, así como de radiolarios en la base. La columna está sobreyacida en contacto discordante por un conglomerado poco consolidado de reciente formación, identificado como aluvión cuaternario, de 12 m de espesor (Fig. 19).

4.2.6 Unidad Ojo de Buey

Historia nomenclatural y localidad tipo

Las rocas de esta unidad fueron estudiadas por Hanna (1926), Hanna y Grant (1926), Jordan y Hertlein (1926), Hertlein y Emerson (1959), Chiñas (1963), Swain (1967), Brunner (1971), refiriéndose a ellas como las rocas marinas más antiguas de la Isla María Madre. Carreño (1985) describe la unidad sin asignarle un nombre y la divide en cinco unidades para su estudio (I a V). McCloy *et al.* (1988) describen dos unidades informales nombradas como Diatomita Arroyo Hondo y Mudstone Arroyo Hondo. Pompa-Mera *et al.* (2013) con base en un estudio geológico, geocronológico y geoquímico asignan las rocas a la unidad informal de Ojo de Buey y la dividen en los miembros inferior y superior.

Distribución geográfica

La unidad se presenta expuesta en la Isla María Madre, el miembro inferior tiene una mayor exposición en superficie hacia la parte noroeste de la isla (Fig. 4f), donde se presenta plegado y cruzado por un sistema de fallas normales e inversas con dirección NE (Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1988; Pompa-Mera *et al.*, 2013). El miembro superior se presenta expuesto principalmente a lo largo de la línea de costas al este y sureste de la isla, aunque también se le ha descrito al noreste (McCloy *et al.*, 1988; Pompa-Mera *et al.*, 2013).

Descripción litológica

En Arroyo Hondo, Carreño (1985) describe y divide la unidad en cinco miembros sin especificar contacto y espesores, que en orden estratigráfico corresponden a: (1) arenisca y lutita calcárea, sin microfósiles; (2) lutita diatomácea con abundantes diatomeas y

radiolarios; (3) ceniza volcánica con lentes de lutita diatomácea y arenisca café, sin fósiles calcáreos; (4) lutita, arenisca y lutita limosa con abundantes microfósiles y la parte superior corresponde a una lutita negra; (5) arenisca con intercalaciones de lutita diatomácea.

En la misma localidad, McCloy *et al.* (1988) describe una arenisca basal de grano fino a medio, masiva, ligeramente cementada por carbonatos (unidad I; Carreño, 1985), sobreyacida en discordancia por la unidad Diatomita Arroyo Hondo de 107 m de espesor, con lutita diatoméacea y diatomita en estratos delgados a masivos con laminación y poca bioturbación (unidades 2 y 3; Carreño, 1985). Hacia la cima, la unidad grada a estratos delgados de lodolita con estratos de limolita con abundantes foraminíferos y escasas diatomeas de la unidad Mudstone Arroyo Hondo de 60 m de espesor (unidad 4 y 5; Carreño, 1985). Esta última unidad es más terrígena en Balleto Road, donde las rocas son sobreyacidas en discordancia angular por un paquete de 350 m de espesor de estratos delgados a masivos de lodolita, arenisca de grano fino a muy fino, con gradación y un conglomerado en la cima. A su vez son sobreyacidos por terrazas pleistocénicas con estratos masivos de arenisca de grano fino a medio, bien seleccionada con fragmentos de conchas marinas y sin microfósiles.

Pompa-Mera *et al.* (2013) dividen la unidad por sus estructuras de deformación y posición estratigráfica en dos miembros. El miembro inferior está plegado cerca de Balleto Road, afectado por dos sistemas de fallas y se compone de arenisca de grano fino a medio, con cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, escasa biotita, clorita, epidota y escasos fragmentos de foraminíferos re TRABAJADOS, con cemento de esparita y horizontes carbonosos intercalados. En Arroyo Hondo lo describen como una caliza micrítica, café claro a blanco, plegada, constituida por conchas y bioclastos con fragmentos de foraminíferos, briozoarios, moluscos, algas rojas, equinodermos y, en menor proporción, sílice biogénico. La descripción del miembro en Balleto Road podría corresponder con la unidad basal descrita por Carreño (1985) y McCloy *et al.* (1988), mientras que en Arroyo Hondo corresponde a las unidades 2 y 3 de Carreño (1985) y a la Diatomita Arroyo Hondo de McCloy *et al.* (1988), aunque difieren en la proporción de sílice descrita.

Por encima en discordancia angular, se presenta el miembro superior con estratos de arenisca de grano medio, café claro, constituida por cuarzo, plagioclasa, sanidino, biotita, anfíboles alterados, óxidos y escasos fragmentos de foraminíferos. Entre Balleto y

Aserradero, la arenisca es de grano fino cementada por micrita-esparita, en estratos ligeramente plegados y ocasionalmente se presentan cenizas. En el sur de la isla, el miembro superior presenta un conglomerado polimíctico de gran tamaño, bien seleccionado, con clastos volcánicos en una matriz arenosa micrita-cementada con foraminíferos reabajados, así como moluscos y gasterópodos.

Espesor

Pompa-Mera *et al.* (2013) describen la unidad sin indicar sus espesores en los afloramientos donde la reconocen. El miembro inferior expuesto al noroeste de la isla presenta un espesor de hasta 1,600 m de acuerdo con la sección medida en Arroyo Hondo por Carreño (1985), mientras McCloy *et al.* (1988) estima un espesor de 1,145 m con base en las secciones en Arroyo Hondo, Balleto Road y Playa Calera. El miembro superior expuesto en Balleto Road tiene un espesor de 392 m de acuerdo con McCloy *et al.* (1988).

Relaciones estratigráficas

La unidad Ojo de Buey se considera informal, entre otras cosas, porque en su descripción no se establecen las relaciones estratigráficas con otros cuerpos de roca en la isla. Pompa-Mera *et al.* (2013) señalan en las columnas estratigráficas que la unidad, en la parte sur de la isla, se presenta sobreyaciendo en discordancia a rocas sedimentarias continentales de la unidad Arenisca Isla Magdalena. En la parte norte, Carreño (1985) indica que la unidad cubre en discordancia a rocas volcánicas del Cretácico; por su parte, McCloy *et al.* (1988) consideran que el basamento es una secuencia volcánica probablemente del Mioceno. Pompa-Mera *et al.* (2013) señalan que sobreyace en discordancia a rocas volcánicas riolíticas con una edad de 55.5 Ma y de entre 71.6 a 80.6 Ma.

La cima de la unidad está en discordancia con estratos de arenisca muy consolidados del Pleistoceno, de acuerdo con Carreño (1985); en tanto que McCloy *et al.* (1988) señala la discordancia con gravas, poco consolidadas, pobremente seleccionada, no fosilífera de una terraza submarina en Playa Calera; por último, Pompa-Mera *et al.* (2013) indican una discordancia con depósitos coluviales.

Contenido fósil

El registro fósil está representado por foraminíferos bentónicos y planctónicos, ostrácodos, nanoplancton calcáreo, diatomeas, radiolarios, silicoflagelados, ebridianos, briozoarios, palinomorfos; moluscos, algas rojas, equinodermos y gasterópodos (Jordan y Hertlein, 1926; Hanna y Grant, 1926; Hertlein y Emerson, 1959; Swain, 1967; Brunner, 1971; Carreño *et al.*, 1979; Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1988; Pérez-Guzmán, 1985).

Edad

La edad asignada a la unidad difiere entre los autores y aún se discute, ya que está basada exclusivamente en el contenido fósil y no hay edades radiométricas que la limiten.

La base del miembro inferior en Arroyo Hondo tiene una edad del Mioceno tardío de acuerdo con radiolarios, los cuales indican una edad mayor de 10.1 Ma de acuerdo a la Biozona *Diartus petterssoni* del esquema de Riedel y Sanfilippo (1978); y una edad del Mioceno tardío entre 10.1 y 7.8 Ma hacia la parte media del miembro por el reconocimiento de la Biozona de *D. antepenúltima*; la parte superior tiene una edad mayor o igual a 5.5 Ma por el reconocimiento de la Biozona *D. penúltima* (Pérez-Guzmán, 1985).

En las mismas rocas, Carreño (1985) establece una edad del Mioceno tardío al Plioceno temprano con base en foraminíferos y nanoplancton calcáreo, al reconocer en la base de la sección un conjunto equivalente a las biozonas *Globorotalia humerosa* y *Globorotalia margaritae* del esquema de Bolli y Premoli-Silva (1973), un cambio en el sentido del enrollamiento de *Pulleniatina* y la biozona de *Bolivina wissleri* del esquema de Kleinpell (1938), con una edad máxima de ~7.5 Ma. En la parte media superior de la sección, sugiere la presencia de la subzona de *Globorotalia margaritae evoluta*, con base en la primera ocurrencia de *Sphaeroidinella dehiscens* que marca el final del Plioceno temprano, similar a la edad de la biozona de nanoplancton calcáreo NN16 del esquema de Martini (1971) reconocida en la cima de la sección.

En la misma localidad de Arroyo Hondo, McCloy *et al.* (1988) proponen una edad del Mioceno tardío para las rocas del miembro inferior. En la base de la sección reconocen la biozona de foraminíferos planctónicos N17A del esquema de Blow (1979), cuya edad constriñen entre 8.2 a 7.5 Ma por reconocer un conjunto de diatomeas similar a la subzona B de la Biozona *Coscinodiscus yabei* y la biozona de *Nitzschia porteri* del esquema de

Burckle (1972). En la parte superior del miembro, la edad de las rocas está limitada a ser mayor de 6 Ma por la identificación de la biozona de *Nitzschia miocenia*. En la sección de Balleto Road, McCloy *et al.* (1988) asignan una edad entre 7 a 6.7 Ma con base en diatomeas para las rocas del miembro inferior.

El miembro superior de la unidad Ojo de Buey tiene una edad del Plioceno temprano al reconocer la Biozona N19 del esquema de Blow (1979), con base en los foraminíferos planctónicos *Globorotalia puncticulata* y *Globorotalia tumida*. La cima del miembro superior expuesto en la Playa Calera tiene una edad del Plioceno no mayor de 3.1 Ma, al identificar la Biozona N21 con base en los foraminíferos *Pulleniatina obliquiloculata*, *P. praecursor* y *Neogloboquadrina dutertrei* (McCloy *et al.*, 1988).

Ambiente sedimentario

McCloy *et al.* (1988) consideran que los cambios de profundidad en los depósitos marinos de la Isla María Madre están controlados por movimientos tectónicos en la cuenca, ocurridos desde el Mioceno tardío hasta el Plioceno temprano. En la base del miembro inferior, Carreño (1985) determina ambientes marinos someros cercanos a la línea de costa debido a la ausencia de microfósiles marinos *in situ* y la presencia de polen y esporas, así como de radiolarios retrabajados del Cretácico y pellets calcáreos. Columna arriba, la autora indica un abrupto aumento de la profundidad, ya que las rocas se depositaron a una profundidad de hasta 500 m en el talud medio superior; en tanto McCloy *et al.* (1988) establecen para este intervalo una profundidad mayor entre 500 a 1000 m en el talud superior y medio; ambos autores coinciden en las condiciones mínimas de oxígeno. Hacia la cima del miembro inferior, las rocas se depositaron a una profundidad de entre 500 a 1000 m (Carreño, 1985) o incluso a una mayor profundidad de 1500 m en un ambiente del talud medio superior, debido a procesos de subsidencia (McCloy *et al.*, 1988). En el miembro superior, la profundidad aumenta con rocas que se depositaron entre 500 a 2000 m en el talud medio a medio superior bajo condiciones mínimas de oxígeno. Sin embargo, hacia la cima del miembro hay un cambio abrupto con la presencia de ambientes de plataforma continental, con una profundidad igual o menor de 150 m, debido a un levantamiento tectónico durante el Plioceno tardío (McCloy *et al.*, 1988).

Correlación

Al norte del Golfo, las rocas de la unidad Ojo de Buey se correlacionan con las unidades Osborne Wash, Bouse, Aluvión Bullhead y Aluvión en la cuenca Blythe. En la cuenca del Salton Trough son equivalentes en tiempo con las unidades Hathaway, Coachella, Imperial, Painted Hill y el Fanglomerado Cabazon en San Gorgonio Pass; en Split Mountain lo son con las unidades Split Mountain, Imperial y Palm Spring. Hacia la región sur meridional del Golfo, son correlacionables con rocas del Grupo Comondú y las formaciones Boleo, Tirabuzón, Infierno, Carmen y Marquer. Las rocas de la unidad son equivalentes parcialmente a las formaciones Trinidad y Refugio en la cuenca vecina de San José del Cabo.

Columna estratigráfica en Arroyo Hondo

El presente estudio incluye 34 muestras de la sección medida en la localidad de Arroyo Hondo al noreste de la Isla María Madre (Fig. 4a). La columna compuesta de 1,640 m corresponde al miembro inferior de la unidad Ojo de Buey descrita por Pompa-Mera *et al.* (2013).

De acuerdo con Carreño (1985), el contacto inferior no es observado, pero se asume que las rocas de la columna sobreyacen discordantemente al basamento cristalino del Cretácico (Fig. 20). En la base, la unidad I está constituida por arenisca de grano fino alternando con marga, contiene radiolarios, escasos palinomorfos, pero sin microfósiles calcáreos en las diez muestras colectadas (AH-1 a AH-10). La unidad tiene 470 m de espesor y es sobreyacida por una diatomita y limolita arcillosa de la unidad II de 180 m de espesor, con abundantes diatomeas, radiolarios y escasos foraminíferos. La parte inferior de la unidad contiene arenisca. Once muestras fueron colectadas en este intervalo (AH-11 a AH-21).

Columna arriba, la unidad III de 150 m de espesor, tiene estratos de diatomita con intercalaciones de toba, sobreyacidos por una arenisca café. Sólo se presentan diatomeas en los estratos de diatomita donde se colectaron las muestras AH-22 y AH-23. Descansando sobre esta unidad, se presentan lutita arenosa y limolita arcillosa de la Unidad IV, que en su parte inferior tiene estratos de arenisca. Contiene abundantes microfósiles calcáreos (nanoplancton, foraminíferos y ostrácodos), silíceos (diatomeas, radiolarios) y

palinomorfos. Ocho muestras se colectaron en la unidad IV de 280 m de espesor (AH-24 a AH-30”). En la cima de la columna, se presentan estratos masivos de lutita silícea con arenisca de la unidad V (520m), donde se colectaron tres muestras (AH-31 a AH-33), con escasos microfósiles calcáreos. Sobre la unidad Ojo de Buey descansa en discordancia una arenisca bien cementada del Pleistoceno (Fig. 20).

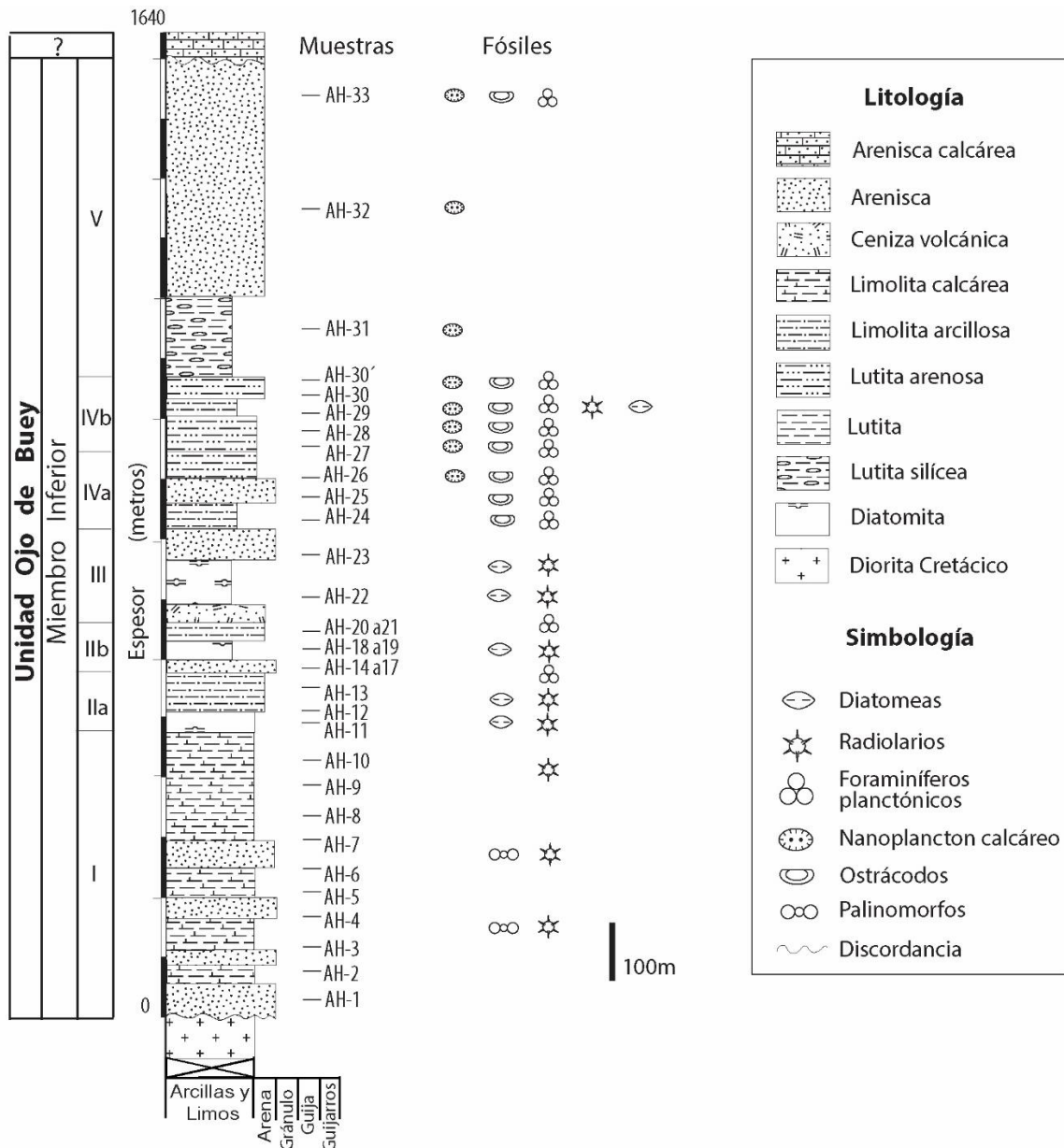


Figura 20. Columna lito-estratigráfica compuesta medida en la localidad de Arroyo Hondo al suroeste de Isla María Madre. Se muestra la litología, el contenido fósil y la ubicación de las muestras en las rocas del miembro inferior de la Unidad Ojo de Buey, así como su relación con otras unidades lito-estratigráficas. Modificado de Carreño (1985).

4.3 Discusión

Con excepción de la Formación Imperial, las unidades analizadas han permanecido como informales debido a que no cumplen con todos los requisitos para formalizarlas como unidades geológicas de acuerdo con el Código Estratigráfico Norteamérica (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 2005), pues requieren una descripción detallada en un medio científico reconocido que incluya: (i) la intención de designar o modificar una unidad formal; (ii) la asignación de la categoría y el rango de la unidad; (iii) la selección y la derivación del nombre; (iv) la especificación del estratotipo; (v) la descripción de la unidad; (vi) la definición de los límites; (vii) los antecedentes históricos; (viii) las dimensiones, la forma y otros aspectos regionales; (ix) la edad geológica; (x) las correlaciones y, si es posible, (xi) la génesis.

Generalmente las discordancias pueden ser criterios que permiten delimitar las unidades estratigráficas, sin embargo, al interior de las unidades analizadas se presentan discordancias, posiblemente relacionadas con la dinámica del depósito por la acelerada subsidencia de las cuencas, representando así superficies erosivas deposicionales. Por ejemplo, en la Formación Imperial existe una discordancia en la parte inferior del miembro Latrania en Whitewater, la cual separa biofacies de plataforma interna y del talud superior; mientras que la discordancia en el miembro Latrania, donde se emplaza la Megabrecha superior, presenta un cambio abrupto de biofacies de plataforma interna a talud medio. Lo mismo sucede en la Formación Carmen, con el emplazamiento de una brecha dacítica en su parte superior.

El contacto entre las formaciones Boleo y Tirabuzón se ha reportado como una discordancia angular, sin embargo, en este estudio se considera que podría corresponder a un contacto concordante relacionado con la topografía de la unidad Boleo y su origen aluvial. En la Formación Carmen, las observaciones de campo en el presente estudio indican que las rocas de la unidad se presentan en bloques desplazados por fallas, por tanto, sus relaciones estratigráficas con los cuerpos de roca en la isla son difíciles de interpretar. En las columnas medidas en Isla Del Carmen, la formación subyace en discordancia angular a un conglomerado de reciente formación al este de Bahía Salina y en Punta Perico se encuentra en contacto discordante con la unidad Dacite Breccia. Es necesaria una

revisión de los miembros que la constituyen, ya que en la localidad tipo se observó un contacto discordante erosivo entre las unidades Marlstone and Mudstone y Dacite Breccia. Dicho contacto puede deberse a la dinámica del depósito por movimientos bruscos de la cuenca, como sucede en la Formación Imperial relacionadas con cambios abruptos en la profundidad de la cuenca. Por otro lado, su heterogeneidad litológica con el resto de la formación podría descartarla como parte de esta. Mientras que la unidad Upper Conglomerate and Bioclastic Limestone corresponde con la descripción litológica y la posición estratigráfica de las rocas descritas como Formación Marquer. En este estudio sólo se consideran como parte de la Formación Carmen a las unidades Lower Conglomerate, Conglomerate and Sandstone y Marlstone and Mudstone, pues guardan contactos concordantes entre ellas.

En cuanto a los ambientes sedimentarios de las unidades, se considera que la presencia abundante de bioturbación en la Formación Tirabuzón, característica que da nombre a la unidad, así como de bancos de bivalvos en las rocas analizadas indican un ambiente sedimentario de plataforma más somero al de talud propuesto por Carreño (1981), pero más profundo al ambiente de línea de costa propuesto por Wilson y Rocha (1955).

Las observaciones de campo indican que el miembro Conglomerate and Sandstone en la Formación Carmen se depositó en facies más someras del talud continental, evidenciado por la presencia y abundancia de moluscos, así como a la bioturbación reportada por Dorsey *et al.* (2001); lo anterior podría indicar su depósito en la plataforma interna donde generalmente hay más actividad orgánica. La unidad subyacente nombrada Lower Conglomerate, presenta un contacto concordante y por lo tanto podría representar ambientes transicionales o marinos someros relacionados con las primeras incursiones marinas, similares a los descritos en la Formación Boleo en la cuenca de Santa Rosalía (Ochoa-Landín *et al.*, 2000) y en el miembro inferior en la Formación Trinidad en la cuenca San José del Cabo (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997).

La presencia de foraminíferos en la base de la Formación Bouse indica un ambiente marino como parte del extremo norte del antiguo Golfo de California o influenciado por agua marina; mientras que su ausencia hacia la cima apoya la transición a facies lacustres producto de la inundación por el Río Colorado como lo proponen McDougall y Miranda-Martínez (2014; 2016).

5. Análisis micropaleontológico

5.1 Antecedentes

En comparación con otras áreas de importancia geológica, existen pocos estudios micropaleontológicos enfocados en el análisis de los foraminíferos planctónicos realizados en el Golfo de California. Las poblaciones actuales y del Holoceno han sido estudiadas por Bradshaw (1959), Bandy (1961), Parker (1973), Brinton y Douglas (1986), Rozo-Vera y Carreño (1988); recientemente ha sido analizadas geoquímicamente por Thunell *et al.* (1999), Keigwin (2002), Poore *et al.* (2003), Douglas *et al.* (2007), McConnell y Thunell (2005). Estos estudios tienen una gran relevancia puesto que permiten el análisis de los conjuntos fósiles bajo el actualismo biológico.

Las poblaciones fósiles fueron analizadas por primera vez en el Golfo por Natland (1950) en unidades neógenas durante el crucero científico a cargo de The Geological Society of America y The Scripps Institution of Oceanography of the University of California. Los estudios bioestratigráficos con foraminíferos planctónicos para el Neógeno fueron desarrollados por James Ingle en la cuenca del Salton Trough (Ingle, 1973, 1974), Cerro Prieto (Ingle, 1982), San Felipe (Ingle, 1974) y las islas Tiburón (en Gastil *et al.*, 1999), San José (en Umhoefer *et al.*, 2007) y Del Carmen (Ingle, 1974; en Dorsey *et al.*, 2001), así como por Ana Luisa Carreño en la cuenca de Santa Rosalía (Carreño; 1981), en Bahía Concepción (en Ledesma *et al.*, 2001), en las islas Monserrat (Carreño *et al.*, 2015), San Esteban (en Calmus *et al.*, 2008) y María Madre (Carreño, 1985), además de la Cuenca San José del Cabo (Carreño, 1992).

Otros estudios en la cuenca del Salton Trough fueron desarrollados por Poore (en McDougall *et al.*, 1999) en San Gorgonio Pass y en Split Mountain por Durham y Allison (1960), Stump (1972), Stump y Stump (1972). En el área de Yuma por Winterer (1975), en la cuenca Altar por Pacheco *et al.* (2006), en Cerro Prieto por Cotton y Vonder Haar (1980), en Laguna Salada por Martín-Barajas *et al.* (2001) y en San Felipe por Boehm (1984). En el sur, están los de Gómez-Ponce (1971) y Matoba y Oda (1982) en la cuenca Guaymas, en Loreto por Piazza y Robba (1994); más recientemente en la Isla Del Carmen por Albarrán (2010) y en Isla Monserrat por Hernández (2012).

5.2 Método

En el análisis micropaleontológico se incluyó el estudio de 292 muestras provenientes de 18 columnas estratigráficas correspondientes a ocho localidades clave en el Golfo de California. El material de las columnas en San Gorgonio Pass (McDougall *et al.*, 1999), Split Mountain Gorge (Dorsey *et al.*, 2007) y la cuenca Blythe (McDougall y Miranda-Martínez, 2014) fue consultado en muestras previamente analizadas y alojadas en la Colección de Micropaleontología del U.S. Geological Survey en Flagstaff (Arizona). Mientras que el material de las columnas de la Loma Tirabuzón (Carreño, 1981), cuenca San José del Cabo (Carreño, 1992) e Isla María Madre (Carreño, 1985) se consultó en la Colección de Micropaleontología del Instituto de Geología (UNAM).

El material de las islas Del Carmen y Monserrat, así como de la cuenca de Santa Rosalía proviene de ocho columnas estratigráficas medidas por la autora. De las cuales, se procesaron 101 muestras en el laboratorio, tomando un peso estándar de 100 grs de roca para la extracción de foraminíferos y almacenando el resto de la muestra de mano como testigo para estudios posteriores en la litoteca del Instituto de Geología, UNAM. Las muestras deleznablese se procesaron con la técnica de levigado (Gonzalvo, 2002), se remojaron en agua con un poco de detergente durante 12 horas y posteriormente se lavaron a chorro de agua corriente a través de tamices con aberturas de 0.063 y 0.250 mm (#230 y #60 U.S. Standard). El residuo en los tamices se concentró, se secó a temperatura ambiente, tras lo cual fue empaquetado y etiquetado para su observación al microscopio. Las muestras ligeramente consolidadas se desintegraron en un mortero de cobre, siguiendo posteriormente la técnica de levigado.

El análisis cuantitativo se realizó para conocer la diversidad y abundancia de las formas planctónicas, tomando en cuenta la fracción más fina con fauna menor a 150 μm . La muestra lavada se dividió en un cuarteador Otto hasta obtener una fracción representativa de 300 ejemplares (Dryden, 1931; Phleger, 1960). En primera instancia se realizó un conteo general de 300 foraminíferos para obtener la proporción entre bentónicos y planctónicos (B/P), tras ello sólo se contaron 300 ejemplares de foraminíferos planctónicos para conocer la abundancia relativa de cada una de las especies. La proporción de B/P se obtuvo con la intención de aportar información sobre la paleobatimetría de los ambientes sedimentarios,

debido a que actualmente las formas planctónicas tienden a ser más abundantes con respecto a las bentónicas en ambientes alejados de la línea de costa por la disminución de la turbidez y un aumento en la productividad primaria (Berger y Diester-Haass, 1988; Van der Zwaan *et al.*, 1990). La abundancia relativa se determinó de acuerdo con los rangos establecidos por Ingle (1973), siendo raros cuando se presentan menos de 10 ejemplares (<3.3%), pocos cuando son entre 10 a 25 ejemplares (3.3-8.3%), comunes entre 26 a 100 (8.6-33.3%), abundantes cuando son más de 100 ejemplares (>33.3%) y se considera que la muestra es estéril cuando ningún ejemplar se presenta.

Los foraminíferos planctónicos seleccionados en los conteos se colocaron en placas Plummer, separándolos por morfotipos. Se identificaron taxonómicamente, utilizando las descripciones y diagnosis originales de las especies publicadas en el catálogo Micropaleontology Project: Ellis y Messina (1940; <http://www.micropress.org/>), Stainforth *et al.* (1975), Blow (1979), Kennet y Srinivasan (1983), Matoba y Oda (1982), Bylinskaya (2004), Resig (1989; 1993), Carreño (1985), Kucera (1998), entre otros. Las abreviaturas utilizadas en este estudio para los géneros se presentan en el Apéndice. En las láminas I a X se ilustran las especies más ubicuas y de importancia bioestratigráfica registradas en cada localidad. Las microfotografías de alta resolución SEI (Secondary Electron Image) se tomaron en condiciones de bajo voltaje en el microscopio electrónico de barrido (MEB; modelo JEOL 6360LV) del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Los foraminíferos fueron montados en un portamuestras (stub) con cinta de carbono, sin ser recubiertos por un material conductor. Los archivos digitales y los ejemplares ilustrados fueron depositados en el Laboratorio de Micropaleontología del Instituto de Geología de la UNAM bajo las siglas Mi-AM con los números 1 a 163.

No se realizaron conteos en las muestras de las localidades de Loma del Tirabuzón en Santa Rosalía, Diatomita Santiago en San José Del Cabo y Arroyo Hondo en Isla María Madre, las muestras fueron examinadas sólo para registrar la presencia de *Streptochilus*. Los ejemplares de *Streptochilus* fueron medidos en un microscopio estereoscópico Zeiss, modelo Stemi SV6, utilizando un ocular micrométrico con una resolución de 10 µm, con el cual se tomaron medidas de longitud, ancho mínimo y máximo de la testa, así como su espesor. Los holotipos de las especies, nombradas y descritas por primera vez como parte de este estudio, se midieron en el MEB para obtener una mayor precisión (Ver Taxonomía).

Los ejemplares publicados en Miranda *et al.* (2017) son referenciados con un número IGM, asignado por la Colección Nacional de Paleontología, en donde se encuentran alojados.

Se realizó una búsqueda de las características ecológicas de las especies que se han reportado previamente en el Golfo, con la finalidad de conocer la abundancia de “indicadores” y utilizarlos como *proxy* de condiciones paleo-oceanográficas. Se reconoce un conjunto de especies euritermas y con una afinidad a masas de agua cálidas y frías, así como también indicadores de alta y baja productividad primaria (Fig. 21). Particularmente los indicadores de alta productividad están representados por especies estrategias r con tallas pequeñas, rápido desarrollo, que constituyen asociaciones abundantes y poco diversas, las cuales reaccionan rápidamente a la reorganización de partículas orgánicas y florecimientos del fitoplancton (Schiebel *et al.*, 2001; Schiebel y Hemleben, 2005; Kucera, 2007). Debido a que la ecología individual de las especies es compleja y pobremente entendida, aquellas con características ecológicas similares se agrupan en “conjuntos indicadores” que proveen un aprovechamiento más robusto (Kucera, 2007).



Figura 21. Conjuntos de especies indicadoras de condiciones paleo-oceanográficas en el Golfo de California.

5.3 Resultados

5.3.1 Formación Bouse

Lower Colorado River Project (LCRP), cuenca Blythe.

Se analizaron veinticinco muestras puntuales de pozos y afloramientos en la parte sur de la cuenca Blythe pertenecientes al proyecto Lower Colorado River Project (LCRP; Fig. 4a), las cuales corresponden a la parte inferior de la Formación Bouse. Los foraminíferos planctónicos de las muestras fueron analizados anteriormente por Smith (1970), Winterer (1975), y como parte de este estudio, por McDougall y Miranda-Martínez (2014), quienes reportan por primera vez el género *Streptochilus* en el Golfo de California.

El presente análisis revela una distribución de los foraminíferos planctónicos restringida a las unidades Marl y Green Claystone de los miembros Basal Carbonate y Siliciclastic (Tabla 2). Se desconoce la proporción entre bentónicos y planctónicos debido a que no se realizaron conteos; sin embargo, McDougall (com. pers. 2013) indica un dominio de bentónicos en los conjuntos. La preservación de sus testas varía de pobre a moderada y es recurrente la presencia de testas rotas, que en algunos casos impide la identificación de los ejemplares. En *Streptochilus* la mala preservación es evidente por la pérdida de la última cámara con caracteres diagnósticos para la identificación de especie (Lámina I: 6-8).

Las asociaciones planctónicas son poco diversas, al ser constituidas por ocho taxa de los géneros *Globigerina*, *Globorotalia*, *Neogloboquadrina*, *Paragloborotalia*, *Streptochilus*, *Tenuitellita*. Se describe y nombra por primera vez a la especie *Streptochilus macdougallae* sp. nov. (Ver Taxonomía). El mayor número de ejemplares es de seis en la muestra MF11676 del Pozo LCRP-22 y de ocho en la muestra Mf11682 del Pozo LCRP 1-38-1 (Tabla 2), las especies más representativas se ilustran en la lámina I.

Las especies son principalmente euritermas y de tallas menores a 150 μm . Aunque ninguna especie domina los conjuntos, es notable la presencia de *Streptochilus latus* (Lámina I: 5) y *Streptochilus macdougallae* sp. nov. (Lámina I: 8). Los ejemplares asignados anteriormente como *Streptochilus* cf. *S. subglobigerus* por McDougall y Miranda-Martínez (2014) se ubican en sinonimia con esta nueva especie y se consideran un ecofenotipo (Morfotipo A) con ciertas variaciones morfológicas debidas al particular ambiente descrito para la cuenca Blythe (Lámina I: 7 y 8). La presencia de *Streptochilus*

indica biofacies de alta productividad de acuerdo con sus características ecológicas actuales (Fig. 21).

Tabla 2. Distribución y abundancia relativa de foraminíferos planctónicos en la Formación Bouse en las muestras LCRP (a) y en la columna Hart Mine Wash (b) al sur de la cuenca Blythe. Se muestran las especies euritermas dominantes en los conjuntos (verde).

a)		Pozos y Afloramientos	Muestras	Elevación (m)	Especies dominantes								Total											
Unidad lito-estratigráfica					1	2	3	4	5	6	7	8												
Formación Bouse	Upper Marl y Green Claystone	LCRP 3-187-6	Mf11681	170.69	2																		2	
		LCRP 4-48-18	Mf11680	115.82					1															1
		LCRP 1-38-1	Mf11682	121.92		1		1	3	2	1													8
		LCRP 1-38-2	Mf11683	115.82			1																	1
		LCRP 16 665-670	Mf11678	-129.54	3																			3
		LCRP 16 675-680	Mf11678	-131.07	1																			1
		LCRP 16 680-685	Mf11678	-134.11	1																			1
		LCRP 16 685-690	Mf11678	-135.64	1																			1
		LCRP 16 700-705	Mf11678	-140.21	1																			1
		LCRP 16 730-735	Mf11678	-149.35	1																			1
		LCRP 16 740-745	Mf11678	-152.40	1																			1
		LCRP 16 745-750	Mf11678	-153.93	2																			2
		LCRP 16 765-770	Mf11678	-160.02	2																			2
		LCRP 16 770-775	Mf11678	-161.55	1																			1
		LCRP 16 775-780	Mf11678	-163.07	1																			1
		LCRP 16 785-790	Mf11678	-166.12	1																			1
		LCRP 20 125-150	Mf11677	63.09	1																			1
		LCRP 20 147-148	Mf11677	56.38	1																			1
		LCRP 20150-175	Mf11677	55.47	1																			1
		LCRP 20 593-594	Mf11677	-79.56				1																1
		LCRP 22 459-499	Mf11676	-48.46			1																	1
		LCRP 22 683-689	Mf11676	-106.68		2		2	1														1	6
		LCRP 22 650-700	Mf11676	-116.74	2																			2
		LCRP 22 700-750	Mf11676	-121.92	1																			1
		LCRP 22 750-800	Mf11676	-137.16	1																			1

b)		Muestras	Elevación (metros)	Especies dominantes			Total		
Unidades lito-estratigráficas				1	2				
Formación Bouse	Siliciclastic	Red Mud & Silt.	Mf12921	>126					
			Mf12920	126.0					
			Mf12919	123.7			5R	5	
			Mf12918	123.0					
			Mf12917	121.2					
			Mf12916	118.2					
			Mf12915	115.4					
			Mf12914	114.0					
		Green Claystone	Mf12913	114.0		1	5	6	
			Mf12912	112.8	10	12	54	76	
			U. Marl	Mf12925	112.4	5	3	9	17
				Mf12935	<110	249			249
				Mf 2936	<110				

Hart Mine Wash, cuenca Blythe.

Se incluyen trece muestras de la columna estratigráfica medida en rocas de la Formación Bouse expuestas al sur de la cuenca Blythe, las cuales fueron parcialmente analizadas como parte de este estudio por McDougall y Miranda-Martínez (2014). Los foraminíferos planctónicos se restringen a las unidades Marl y Green Claystone de los miembros Basal Carbonate y Siliciclastic, en la parte inferior de la formación. Se desconoce la proporción entre bentónicos y planctónicos, debido a que no fue posible realizar conteos. No obstante, McDougall (com. pers., 2013) indica que los bentónicos son dominantes y los planctónicos son raros y constituyen menos del 10% de las asociaciones.

Los conjuntos planctónicos están representados por tres taxa. La mayor abundancia y diversidad se presenta en la muestra Mf12935 con un máximo de 249 ejemplares y con 76 en la muestra Mf12912. La preservación varía de moderada a buena y es especialmente mala en cinco ejemplares identificados en la unidad Red Sandstone, donde se consideran como retrabajados debido a su preservación, escasa abundancia y el origen aluvial de la unidad (Tabla 2).

Las asociaciones están representadas únicamente por especies de tallas menores a 150 μm del género *Streptochilus*. Los conjuntos en la parte superior de la unidad Marl (Mf12935) son dominados por *Streptochilus latus* (Lámina I: 9-11), mientras que *S. macdougallae* sp. nov. (Lámina I: 15-16) y su Morfotipo A (Lámina I, 12-14) dominan en la base de la unidad Green Claystone (Mf12912). Las biofacies de *Streptochilus* indica alta productividad (Fig. 21) y su límite inferior coincide con la primera evidencia de retrabajo cretácico producto del arribo del río a la cuenca de acuerdo con McDougall y Miranda-Martínez (2016).

Lámina I
Formación Bouse, Cuenca Blythe



Lámina I. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Bouse expuesta al sur de la cuenca Blythe, California/Arizona, EUA. Localidad IGM 3968. Escala 50 μm .

1. *Neoglobobadrina* sp. Vista ventral, X350. LCRP 22, muestra MF11676. Mi-1-AM.
2. *Tenuitellita iota* (Parker). Vista lateral, X350. LCRP 22, muestra MF11676. Mi-2-AM.
3. *Neoglobobadrina* sp. Vista lateral, X350. LCRP 22, muestra MF11676. Mi-3-AM.
4. *Paragloborotalia linguaensis* (Bolli). Vista dorsal, X350. LCRP 1-38-2, muestra MF11683. Mi-4-AM.
5. *Streptochilus latus*. Vista frontal (a) y abertural (b), X350. LCRP 1-38-1, muestra MF11682. Mi-5-AM.
6. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Morfotipo A. Vista frontal (a) y lateral (b), X350. LCRP 22, muestra MF11676. Mi-6-AM.
7. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Morfotipo A. Vista frontal, X350. LCRP 1-38-1, muestra MF11682. Mi-7-AM.
8. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista lateral (a) y frontal (b), X350. LCRP 1-38-1, muestra MF11682. Mi-8-AM.
9. *Streptochilus latus*. (Brönnimann y Resig). Vista lateral (a) y frontal (b), X350. Hart Mine Wash, muestra MF12912. Mi-9-AM.
10. *Streptochilus latus*. (Brönnimann y Resig). Vista lateral, X350. Hart Mine Wash, muestra MF12912. Mi-10-AM.
11. *Streptochilus latus*. (Brönnimann y Resig). Vista frontal, X350. Hart Mine Wash, muestra MF12912. Mi-11-AM.
12. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Morfotipo A. Vista lateral (a) y frontal (b), X350. Hart Mine Wash, muestra MF12912. Mi-12-AM.
13. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Morfotipo A. Vista lateral (a) y frontal (b), X350. Hart Mine Wash, muestra MF12912. Mi-13-AM.
14. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Morfotipo A. Vista frontal (a) y lateral (b), X350. Hart Mine Wash, muestra MF12912. Mi-14-AM.
15. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista frontal, X350. Hart Mine Wash, muestra MF12912. Mi-15-AM.
16. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista frontal (a) y lateral (b), X350. Hart Mine Wash, muestra MF12912. IGM-1593-Mi.

5.3.2 Formación Imperial

San Gorgonio Pass, cuenca Salton Trough.

Se reexaminaron cuarenta y siete muestras de las columnas medidas en Cabazon y Whitewater Canyon en el límite norte de la cuenca del Salton Trough, las cuales contienen rocas de las formaciones Imperial y Painted Hill. Las asociaciones de foraminíferos fueron previamente estudiadas por R. Poore y K. McDougall (en McDougall *et al.*, 1999). En las muestras se desconoce la proporción entre bentónicos y planctónicos; sin embargo, McDougall (com. pers., 2013) indica que las formas bentónicas siempre son dominantes y las planctónicas varían de raras a escasas y en ocasiones están ausentes en algunas muestras.

Los foraminíferos planctónicos analizados en este estudio se restringen a la parte inferior del miembro Latrania. Presentan testas pobremente preservadas con marcas de disolución y recristalización (Lámina II: 4-13) y en algunos niveles la fragmentación impidió su identificación taxonómica. En las columnas se identifican treinta y tres especies, entre ellas se encuentran todas las identificadas por Poore (en McDougall *et al.*, 1999), con excepción de *Globorotalia praepumillo* y veintiuna que se documentan por primera vez. La mayor abundancia se presenta en las columnas Cabazon y WWP, mientras que en Whitewater Canyon los foraminíferos decrecen en abundancia y diversidad hacia el noreste de la sección (Tabla 3).

Las asociaciones están constituidas por un número similar de especies tropicales y subtropicales, así como de especies euritermas, mientras que las especies de aguas templadas son escasas (Tabla 3). Entre las localidades analizadas a lo largo del Golfo es la única donde se registra la presencia de *Globigerina nepenthes* (Lámina II: 17 y 18; Lámina III: 4) y destaca la ausencia de *Pulleniatina* y formas quilladas de *Globorotalia*. Debido a que no se tuvo acceso a la fracción fina de muchas muestras, no fue posible inspeccionar por *Streptochilus*. Las especies más representativas se ilustran en las láminas II y III.

En la columna en Cabazon se presentan escasos foraminíferos en la base, no obstante, son comunes desde la muestra Mf5603 hasta Mf5599 (Tabla 3). En el intervalo de Mf5603 a Mf5601 dominan *Globigerina multiloba*, *Globigerinita uvula*, *Tenuitella pseudoedita* y *Turborotalita quinqueloba* (Lámina II: 1, 9 y 13). La abundancia de *Glb. uvula* y *Trb. quinqueloba* señala la presencia de biofacies de masas de agua fría y alta productividad

(Fig. 21). Columna arriba, *Globigerinoides obliquus* es abundante en las muestras Mf5600 y Mf5599, indicando condiciones cálidas y oligotróficas (Fig. 21). Por encima se registra un decremento en la abundancia entre las muestras Mf5598 y Mf5597. Hacia la cima (Mf5596 y Mf5695) se recupera la abundancia, donde son dominantes las especies euritermas *Globoturborotalita decoraperta* y *Glb. woodi* (Lámina II: 16 y 19), ésta última es indicadora de alta productividad.

En Whitewater Canyon, *Globigerinoides obliquus*, *Globoturborotalita apertura* y *Glb. decoraperta* dominan en la base de la columna WWP (Mf5579 a Mf5571). Columna arriba, la abundancia disminuye hasta aumentar de nuevo en la muestra Mf5584. Desde este nivel hasta el límite entre las formaciones Imperial y Painted Hill (Mf5576), las especies más abundantes son *Glb. decoraperta*, *Glb. apertura* y *Glb. woodi*, alternando en la cima con *Gs. obliquus* (Lámina III; 1, 2, 5-6, 8 y 16). El dominio de *Gs. obliquus* y *Glb. apertura* entre las muestras Mf5581 a Mf5575 indica biofacies cálidas y oligotróficas.

En la columna WWA los foraminíferos son escasos y sólo están presentes hacia la parte media de la columna (Mf5586 y Mf5588). No hay una dominancia evidente de alguna especie, sin embargo, *Globigerinoides obliquus* y *Globoturborotalita woodi* son más abundantes en la muestra Mf5588. No hay foraminíferos en la columna WWIV, mientras que son escasos y restringidos en la base de la columna WWII, representados principalmente por *Globigerinita uvula* y *Tenuitella pseudoedita* en las muestras Mf5568 y Mf5577.

Tabla 3. Distribución y abundancia relativa de foraminíferos planctónicos en la Formación Imperial en Cabazon y Whitewater Canyon en la cuenca del Salton Trough. Se muestran las especies euritermas (verde) y de masas de aguas frías (azul) y cálidas (rojo) dominantes en los conjuntos. Especies reportadas por McDougall *et al.*, (1999) *.

Unidad lito-estratigráfica	Columnas estratigráficas		Taxón																																	Total						
	Muestras																																									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	Testas fragmentadas								
Formación Imperial	Miembro	Latramía	Cabazon	Mf5595					1	45	34						21																			107						
				Mf5596					6	58	51		29		13	3										17											151	349				
				Mf5597								3																										15	19			
				Mf5598									2	1																								1	5	11		
				Mf5599			1																															110	155			
				Mf5600																																			134	234		
				Mf5601	21	39	24	46																															50	237		
				Mf5603	74	108	33	69																															3	30	321	
				Mf5604	7	7	7	5																																1	6	40
				Mf5605	6		2	3																																3	16	
				Mf5606																																				1	3	
				Mf6862																																						
				Mf6702																																						
Mf5576																																					36	91				
Mf5575																																					50	232				
Mf5574																																					68	243				
Mf5573																																					104	313				
Mf5585																																					72	322				
Mf5584																																					69	215				
Mf5583																																					8	23				
Mf5582																																					10	24				
Mf5572																																					9	24				
Mf5571	3																																				21	117				
Mf5581	1																																				21	120				
Mf5580																																					9	30				
Mf5579	1																																				46	125				
Mf5589																																										
Mf5588																																					10	41				
Mf5587																																					13	25				
Mf5586	2																																				60	68				
Mf8552																																										
Mf8559																																										
Mf8560																																										
Mf8553																																										
Mf8554																																										
Mf8562																																										
Mf8561																																										
Mf8555																																										
Mf8556																																										
Mf8557																																										
Mf8558																																										
Mf5578																																										
Mf5577	4	1		3																																	1	14				
Mf5570																																						3	4			
Mf5569	1	1																																				1	9			
Mf5568	9	5																																								
Mf5567																																										

Lámina II
Formación Imperial, Cabazon

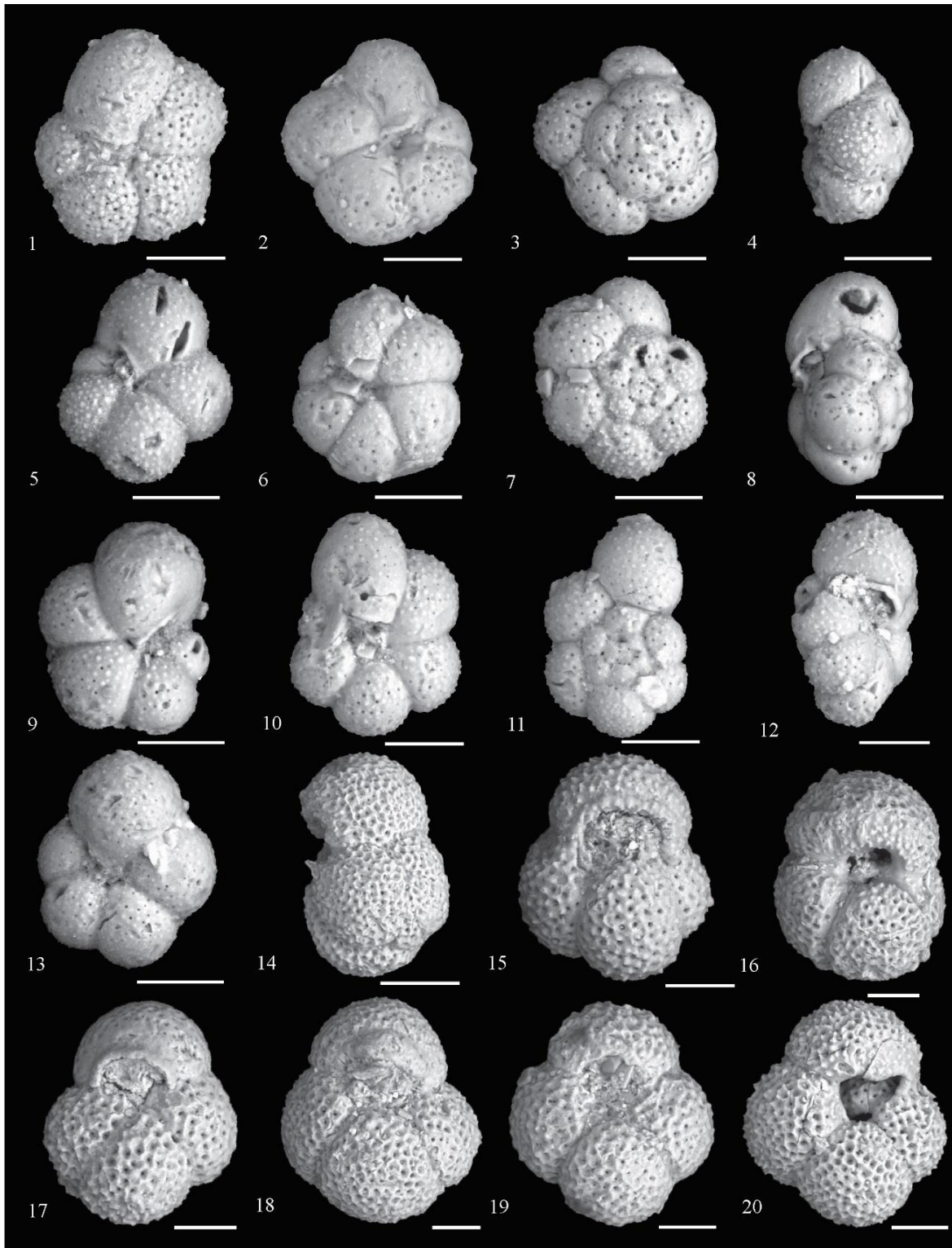


Lámina II. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Imperial expuesta en Cabazon, San Gorgonio Pass, California, EUA. Localidad IGM 3964. Escala 50 µm.

1. *Turborotalita quinqueloba* (Natland). Vista ventral, X350. Muestra Mf5601. Mi-16-AM.
2. *Turborotalita* aff. *quinqueloba* (Natland). Vista ventral, X350. Muestra Mf5601. Mi-17-AM.
3. *Turborotalita* aff. *quinqueloba* (Natland). Vista dorsal, X350. Muestra Mf5601. Mi-18-AM.
4. *Turborotalita* aff. *quinqueloba* (Natland). Vista lateral, X350. Muestra Mf5601. Mi-19-AM.
5. *Tenuitellita iota* (Parker). Vista ventral, X350. Muestra Mf5601. Mi-20-AM.
6. *Globigerina multiloba* (Romeo). Vista ventral, X350. Muestra Mf5601. Mi-21-AM.
7. *Globigerina multiloba* (Romeo). Vista dorsal, X350. Muestra Mf5601. Mi-22-AM.
8. *Globigerina multiloba* (Romeo). Vista lateral, X350. Muestra Mf5601. Mi-23-AM.
9. *Tenuitella pseudoedita* (Jenkins). Vista ventral, X350. Muestra Mf5601. Mi-24-AM.
10. *Globigerina multiloba* (Romeo). Vista ventral, X350. Muestra Mf5601. Mi-25-AM.
11. *Globigerina multiloba* (Romeo). Vista dorsal, X350. Muestra Mf5601. Mi-26-AM.
12. *Globigerina multiloba* (Romeo). Vista lateral, X350. Muestra Mf5601. Mi-27-AM.
13. *Tenuitella pseudoedita* (Jenkins). Vista ventral, X350. Muestra Mf5601. Mi-28-AM.
14. *Globoturborotalita apertura* (Cushman). Vista lateral, X250. Muestra Mf5596. Mi-29-AM.
15. *Globoturborotalita apertura* (Cushman). Vista ventral, X250. Muestra Mf5596. Mi-30-AM.
16. *Globoturborotalita* cf. *woodi*. Vista ventral, X250. Muestra Mf5596. Mi-31-AM.
17. *Globoturborotalita nepenthes* (Todd). Vista ventral, X250. Cabazon, Mf5596. Mi-32-AM.
18. *Globoturborotalita nepenthes* (Todd, 1957). Vista ventral, X250. Cabazon, Mf5596. Mi-33-AM.
19. *Globoturborotalita woodi* (Jenkins). Vista ventral, X250. Cabazon, Mf5596. Mi-34-AM.
20. *Globigerina conglomerata* (Schwager). Vista ventral, X350. Cabazon, Mf5595. Mi-35-AM.

Lámina III
Formación Imperial, Whitewater Canyon

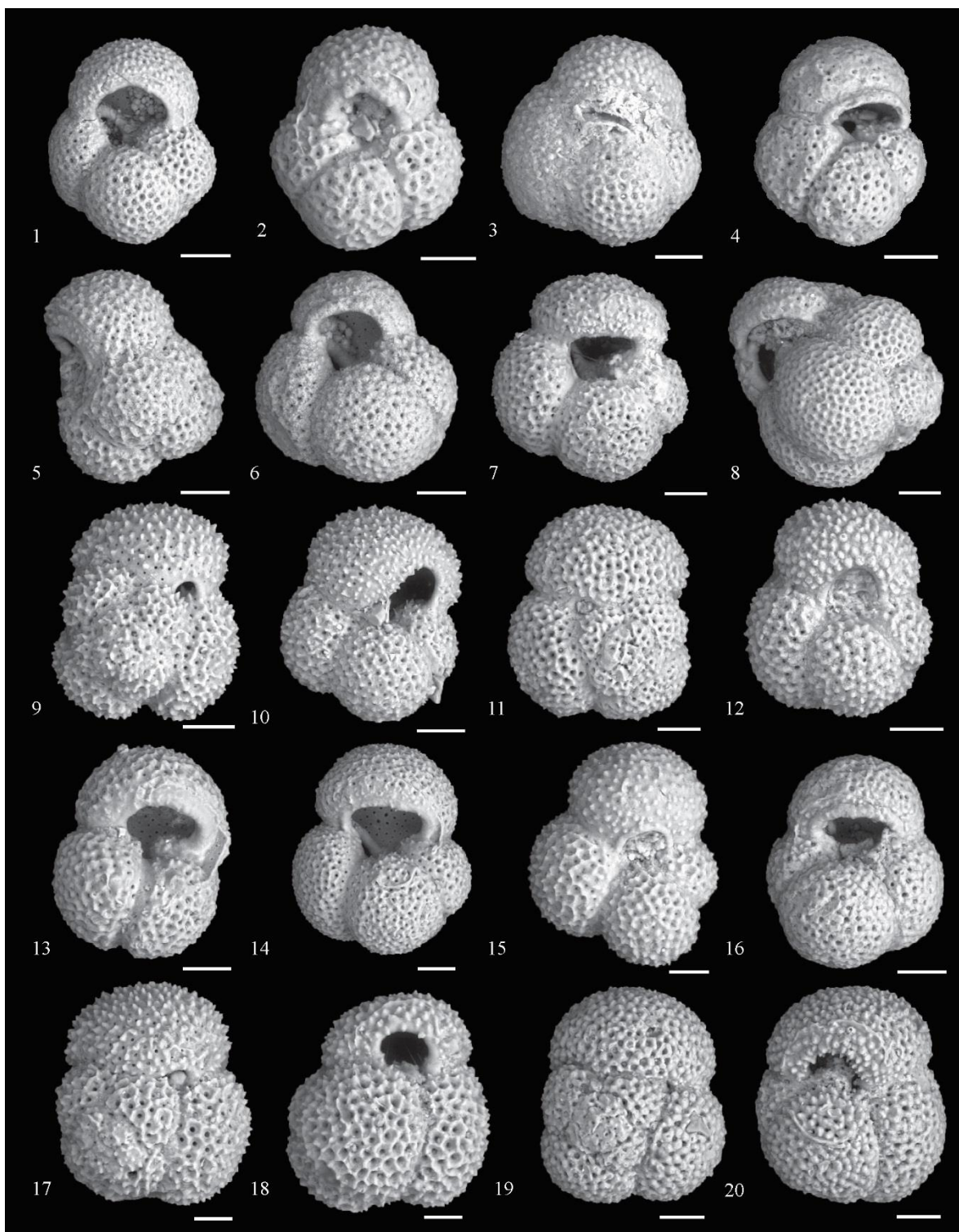


Lámina III. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Imperial expuesta en
Whitewater, San Gorgonio Pass, California, EUA. Localidad IGM 3966. Escala 50 µm.

1. *Globoturborotalita apertura* (Cushman). Vista ventral, X250. Columna WWP, muestra Mf5573. Mi-36-AM.
2. *Globoturborotalita woodi* (Jenkins). Vista ventral, X350. Columna WWP, muestra Mf5585. Mi-37-AM.
3. *Dentoglobigerina venezuelana* (Hedberg) Vista ventral, X350. Columna WWP, muestra Mf5572. Mi-38-AM.
4. *Globoturborotalita nepenthes* (Todd). Vista ventral, X250. Columna WWP, muestra Mf5584. Mi-39-AM.
5. *Globoturborotalita decoraperta* (Takayanagi y Saito). Vista lateral, X250. Columna WWP, muestra Mf5584. Mi-40-AM.
6. *Globoturborotalita decoraperta* (Takayanagi y Saito,). Vista ventral, X250. Columna WWP, muestra Mf5573. Mi-41-AM.
7. *Globigerina conglomerata* (Schwager). Vista ventral, X350. Columna WWP, muestra Mf5584. Mi-42-AM.
8. *Globoturborotalita decoraperta* (Takayanagi y Saito). Vista lateral, X250. Columna WWP, muestra Mf5585. Mi-43-AM.
9. *Globigerinoides bulloideus* (Crescenti). Vista dorsal, X350. Columna WWP, muestra Mf5576. Mi-44-AM.
10. *Globigerinoides bulloideus* (Crescenti). Vista ventral, X250. Columna WWP, muestra Mf5575. Mi-45-AM.
11. *Globigerinoides bulloideus* (Crescenti). Vista dorsal, X250. Columna WWP, muestra Mf5584. Mi-46-AM.
12. *Globigerinoides bulloideus* (Crescenti). Vista ventral, X350. Columna WWP, muestra Mf5584. Mi-47-AM.
13. *Globigerina parabulloides* (Blow). Vista ventral, X250. Columna WWP, muestra Mf5574. Mi-48-AM.
14. *Globigerina parabulloides* (Blow). Vista ventral, X250. Columna WWP, muestra Mf5585. Mi-49-AM.
15. *Globoturborotalita rubescens* Hofker. Vista ventral, X350. Columna WWP, muestra Mf5574. Mi-50-AM.
16. *Globoturborotalita apertura* (Cushman, 1918). Vista ventral, X250. Columna WWP, muestra Mf5574. Mi-51-AM.
17. *Globigerinoides kennetti* (Keller y Poore). Vista dorsal, X350. Columna WWP, muestra Mf5575. Mi-52-AM.
18. *Globigerinoides kennetti* (Keller y Poore). Vista ventral, X350. Columna WWP, muestra Mf5575. Mi-53-AM.
19. *Globigerinoides kennetti* (Keller y Poore). Vista ventral, X350. Columna WWP, muestra Mf5576. Mi-54-AM.
20. *Globigerinoides kennetti* (Keller y Poore). Vista ventral, X350. Columna WWP, muestra Mf5581. Mi-55-AM.

Split Mountain Gorge, cuenca Salton Trough

Se analizan los foraminíferos planctónicos de las treinta y seis muestras de la sección medida en Split Mountain Gorge con rocas de las unidades Split Mountain e Imperial. Los foraminíferos bentónicos de las muestras fueron estudiados previamente por McDougall (en Dorsey *et al.*, 2007), indicando que las formas bentónicas son dominantes y las planctónicas son escasas (com. pers., 2013). En este estudio no fue posible realizar conteos para conocer la proporción entre bentónicos y planctónicos, razón por la cual la variación de abundancia identificada a lo largo de la columna es cualitativa.

El análisis realizado indica que la distribución de los foraminíferos planctónicos se restringe a la parte superior del miembro Latrania hasta la cima del miembro Deguynos de la Formación Imperial. La preservación varía de moderada a pobre, con un alto número de testas fragmentadas y con evidencias de disolución (Lámina IV: 2, 4 y 10), estas características son particularmente visibles en la última cámara de los ejemplares del género *Streptochilus* (Lámina IV: 15-17). En las rocas encima de la Megabrecha y hacia la cima de la columna, son comunes los ejemplares cretácicos mal preservados, principalmente del género *Heterohelix* (Lámina IV: 11-12), los cuales se interpretan como reabajados y transportados durante el arribo del Río Colorado a la cuenca (Dorsey *et al.*, 2007).

Las asociaciones son poco diversas y están representadas mayormente por especies menores a 150 μm (Tabla 4), la mayoría con afinidad a masas de aguas frías, ya que son pocas las especies euritermas y de masas de aguas cálidas. Se identificaron diecisiete taxa, tres a nivel de género, catorce a nivel de especie y subespecie, tres fueron designados como *confer*. Por primera vez se reporta a *Streptochilus globigerus* en la unidad (Lámina IV: 13-19) y no se registran *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina praedigitata*, *Sphaeroidinella dehiscens* y *Globorotalia scitula*, reportadas por Ingle (1974). Las especies más representativas de los conjuntos se ilustran en la lámina IV.

En la columna, los foraminíferos planctónicos están ausentes en la parte inferior del miembro Latrania (FCO5-1 a FCO5-7), comienzan a presentarse en las rocas que sobreyacen a la megabrecha (FCO5-8) y están representados principalmente por *S. globigerus* y *Glb. cf. uvula* (Lámina IV: 17). En esta muestra se presenta por primera vez el reabajo cretácico y de forma abundante. En los estratos sobreyacentes están ausentes,

hasta presentarse de forma escasa en la muestra FCO5-12. Hacia la cima del miembro Latrania, los foraminíferos son más abundantes entre la muestra FCO5-13 a FCO5-15, presentándose principalmente *Globigerinita uvula*, *Glb. cf. uvula* y *Streptochilus globigerus* (Lámina IV: 9 y 13). Están ausentes en la base del miembro Deguynos y son escasos en los estratos sobreyacentes hasta ser abundantes en la muestra FCO5-19, donde dominan *Globigerinita cf. uvula* y *Glb. uvula*. A partir de este nivel los foraminíferos declinan en número hacia la cima de la unidad y en algunos niveles están ausentes.

La dominancia de *Globigerinita uvula* y *Streptochilus globigerus*, entre las muestras FCO5-8 a FCO5-15, indica biofacies de alta productividad primaria en la parte superior del miembro Latrania (Fig. 21), cuyo límite inferior coincide con el primer registro de retrabajo cretácico, producto del arribo del Río Colorado.

Tabla 4. Distribución y abundancia relativa de foraminíferos planctónicos en la Formación Imperial en Split Mountan Gorge en la cuenca del Salton Trough. Se presentan las especies euritermas (verde) y de masas de aguas frías (azul) dominantes en los conjuntos. Especies reportadas por Ingle (1974)*.

Unidades lito-estratigráficas		Taxón																							
		Muestras		Retrabajo cretácico	<i>Heterohelix</i> sp.	<i>Globigerinita</i> cf. <i>uvula</i>	<i>Globigerinita uvula</i> *	<i>Streptochilus globigerus</i>	<i>Tinophodella glutinata</i> *	<i>Globigerinita uvula minuta</i>	<i>Turborotalita</i> cf. <i>quinqueloba</i>	<i>Turborotalita quinqueloba</i>	<i>Globigerina multiloba</i>	<i>Tenuitella anfracta</i>	<i>Globigerina</i> sp.	<i>Globoturborotalita decoraperta</i>	<i>Tenuitellinata juvenilis</i>	<i>Globigerina bulloides</i>	<i>Neogloboquadrina dutertrei blowi</i>	<i>Ngl.</i> cf. <i>dutertrei</i>	<i>Neogloboquadrina</i> sp.	Testas fragmentadas	Total		
Formación Imperial	Miembro Deguyunos	FC05-35		1																			1		
		FC05-34		3	1																		1	5	
		FC05-33																							
		FC05-32																							
		FC05-31	2																					2	
		FC05-30	1	6																			1	8	
		FC05-29	3	10																			1	14	
		FC05-28	1	4																					5
		FC05-27																							
		FC05-26	2	5	2													1							10
		FC05-25	1	6																					7
		FC05-24		3																					3
		FC05-23		6														2							8
	FC05-22	4	2												1								1	8	
	FC05-21	1	1	2												1	2							7	
	FC05-20		3	2	4																		4	13	
	FC05-19	6	4	49	30		10	8			1				8	6	20	2					38	182	
	FC05-18	3		10	7	2		1								2		2					7	34	
	FC05-17			7	2		1				1					4							8	23	
	FC05-16																								
	Miembro Latrania	FC05-15			81	32	153	8	3	2					4	5	1						22	311	
		FC05-14			160	32	12	28	18						7	10	2	1					90	360	
		FC05-13		4	54	3	137	11	3						4	5	8	3		1	2	71	306		
FC05-12		1		1											1								3		
FC05-11																									
FC05-10																									
FC05-9																									
FC05-8.5																									
FC05-8		113	21	11	6	21	10	7	4	2	8	1	3									92	299		
FC05-7																									
FC05-6																									
FC05-5																									
FC05-4																									
FC05-3																									
FC05-2																									
FC05-1																									

Lámina IV
Formación Imperial, Split Mountain Gorge

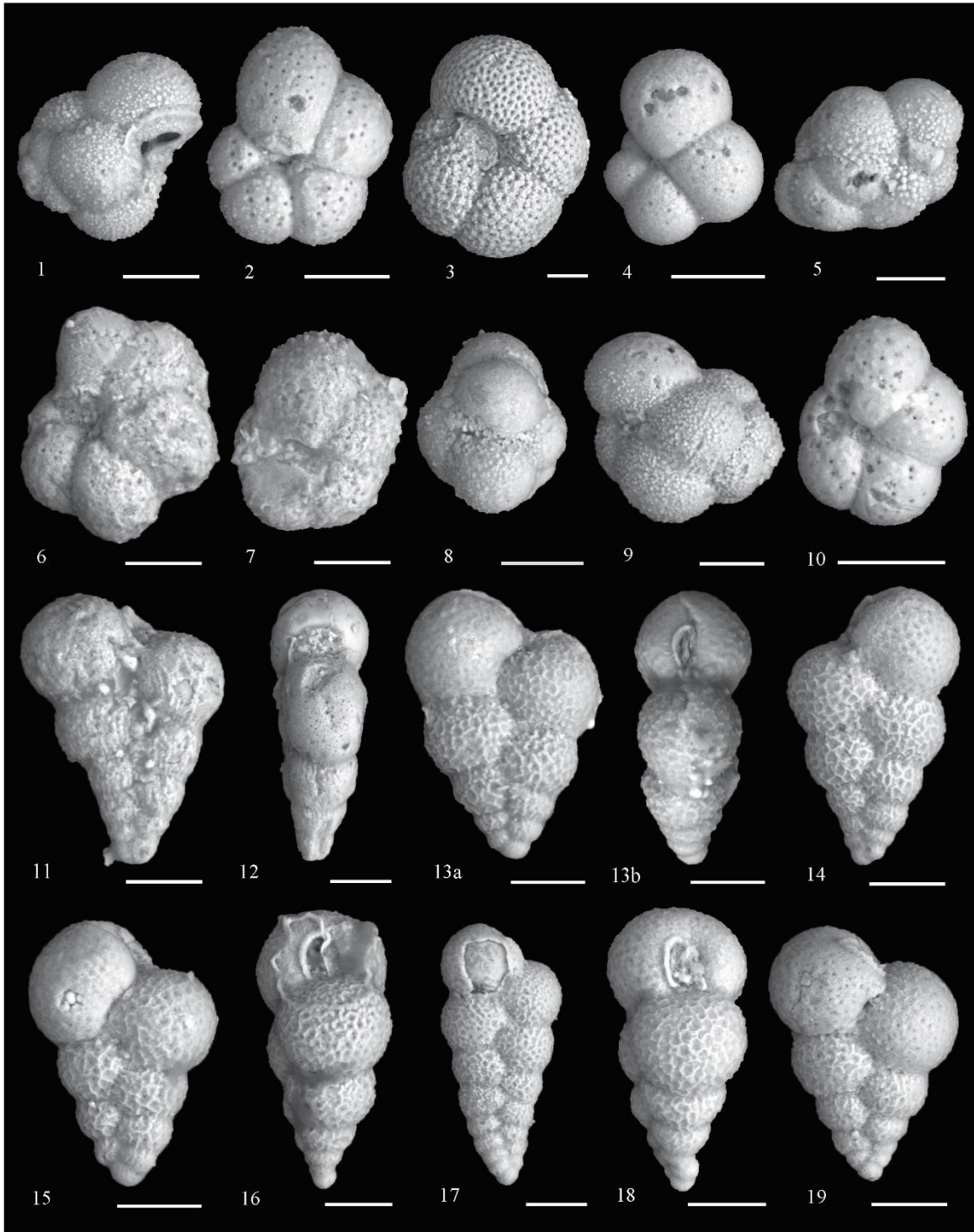


Lámina IV. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Imperial expuesta en Split Mountain Gorge, California, EUA. Localidad IGM 3969. Escala 50 µm.

1. *Globoturborotalita decoraperta* (Takayanagi y Saito). Vista lateral, X350. Muestra FCO5-13. Mi-56-AM.
2. *Turborotalita quinqueloba* (Natland). Vista ventral, X350. Muestra FCO5-17. Mi-57-AM.
3. *Neogloboquadrina dutertrei blowi* (Rögl y Bolli). Vista ventral, X170. Muestra FCO5-14. Mi-58-AM.
4. *Tenuitella anfracta* (Parker). Vista ventral, X350. Muestra FCO5-8. Mi-59-AM.
5. *Globigerinita uvula minuta* (Natland). Vista lateral, X350. Muestra FCO5-19. Mi-60-AM.
6. *Globigerina multiloba* Romeo. Vista ventral, X350. Muestra FCO5-8. Mi-61-AM.
7. *Turborotalita quinqueloba* (Natland). Vista ventral, X350. Muestra FCO5-8. Mi-62-AM.
8. *Tinophodella glutinata* (Egger). Vista ventral, X350. Muestra FCO5-14. Mi-63-AM.
9. *Globigerinita uvula* (Ehrenberg). Vista lateral, X350. Muestra FCO5-13. Mi-64-AM.
10. *Turborotalita quinqueloba* (Natland). Vista ventral, X350. Muestra FCO5- 15. Mi-65-AM.
11. *Heterohelix* sp. Retrabajo del Cretácico. Vista frontal, X350. Muestra FCO5-30. Mi-66-AM.
12. *Heterohelix* sp. Retrabajo del Cretácico. Vista frontal, X350. Muestra FCO5-25. Mi-67-AM.
13. *Streptochilus globigerus* (Schwager). Morfotipo A. Vistas frontal (a) y lateral (b), X350. Muestra FCO5-13. IGM-1572-Mi.
14. *Streptochilus globigerus* (Schwager). Morfotipo B. Vista frontal, X350. Muestra FCO5-14. IGM-1573-Mi.
15. *Streptochilus globigerus* (Schwager). Morfotipo A. Vista frontal, X350. Muestra FCO5-13. IGM-1575-Mi.
16. *Streptochilus globigerus* (Schwager). Morfotipo A. Vista lateral, X350. Muestra FCO5-13. Mi-68-AM.
17. *Streptochilus globigerus* (Schwager). Morfotipo B. Vista frontal, X350. Muestra FCO5-8. Mi-69-AM.
18. *Streptochilus globigerus* (Schwager). Morfotipo A. Vista lateral, X350. Muestra FCO5-15. Mi-70-AM.
19. *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morfotipo A. Vista frontal, X350. Muestra FCO5-15. Mi-71-AM.

5.3.3 Formación Tirabuzón

Noreste de la cuenca de Santa Rosalía, Baja California Sur

Se analizan 32 muestras de las columnas I a V que corresponden al miembro Arenisca y Limolita de la Formación Tirabuzón al norte de la cuenca de Santa Rosalía (Fig. 4b). Los foraminíferos en la unidad han sido descritos previamente por Carreño (1981) en rocas de la columna medida en la Loma Tirabuzón.

El análisis cuantitativo revela que las formas planctónicas se restringen a las unidades II y III, donde varían de raras (0.3 al 3%) a comunes (6 al 29%) y en pocas ocasiones son abundantes (50%), siendo constantemente dominadas por las formas bentónicas (Tabla 5). Las testas están pobremente preservadas y frecuentemente fragmentadas con evidencias de disolución, afectando mayormente a las formas quilladas (Lámina V: 17-19).

Las asociaciones son diversas, constituidas por 43 taxa, de los cuales 40 se identificaron a nivel de especie y subespecie. La mayoría tienen una afinidad a aguas cálidas, en menor cantidad se presentan especies euritermas y de masas de aguas frías. Los taxa más abundantes se distribuyen uniformemente a través de las columnas, en cambio los que son escasos o raros tienen una distribución intermitente como se muestra en la tabla 5. Catorce de las especies identificadas fueron previamente reportados por Carreño (1981), sin registrar en este estudio a *Globigerinoides bolli*, *Gs. elogatus*, *Hastigerina aequilateralis* y *Pulleniatina obliquiloculata*.

En la columna I no hay foraminíferos planctónicos en la unidad I, se presentan en la unidad III, donde son abundantes en las muestras SR-2 y SR-3 (50 y 58%) y las asociaciones están dominadas por *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides obliquus*, *Globoturborotalita woodi* y *Tinophodella glutinata*.

Los foraminíferos son pocos en la columna II (3-9%) y raros en la columna III (0.3-3%). En la columna II, *Neogloboquadrina dutertrei blowi* y *Paragloborotalia pseudopima* son abundantes (unidad II), junto con *Ngl. dutertrei* y *Dnt. venezuelana* en la muestra SR-7 y *Gs. bulloideus* en SR-8. En la columna III, los conjuntos en la unidad II están dominados principalmente por *Ngl. dutertrei blowi* y *Ngl. pachyderma*, acompañados en la base por abundantes *Prg. pseudopima* (SR-11) y hacia la cima de *Ngl. acostaensis* (SR-16); en la unidad III están dominados por *Globoturborotalita apertura*, *Globigerinoides obliquus*

(SR-17) y *Gs. extremus* en la base, mientras que en la cima los foraminíferos están ausentes.

A lo largo de la columna IV (unidad III) los foraminíferos planctónicos varían de pocos a comunes (7-26%) y predominan *Ngl. dutertrei blowi*, junto con *Prg. pseudopima* en la base (SR-25) y *Ngl. acostaensis* en la cima de la columna (SR-29). Son comunes (10-29%) y restringidos a la base de la columna V (unidad II), donde dominan *Tenuitellinata juvenilis*, *Turborotalita quinqueloba* y *Tinophodella glutinata* (SR-30), seguido de la abundancia de *Ngl. dutertrei blowi* en los estratos sobreyacientes, acompañada de *Prg. pseudopima* (SR-31), *Globoturborotalita apertura* y *Glb. uvula* en la cima (SR-32).

La dominancia de *Neogloboquadrina pachyderma* y *Ngl. acostaensis* en la columna III (SR-11 a SR-16) y de *Tenuitellinata juvenilis*, *Trb. quinqueloba* y *Globigerinita uvula* en la columna V (SR-30 a SR-32) indica biofacies de masas de agua fría y de alta productividad en la unidad II (Fig. 21). Por encima, la dominancia de *Globigerinoides obliquus*, *Glb. apertura* y *Gs. extremus* en las columnas I (SR-2) y III (SR-17) evidenciaría biofacies cálidas y oligotróficas en la base de la unidad III, con un cambio hacia la cima a masas de aguas frías y altamente productivas dominadas por *Ngl. acostaensis* y *Globigerina bulloides* en la columna I (SR-3) y V (SR-25 a SR-29).

De acuerdo con la proporción de B/P en ambientes actuales en el Golfo (Bandy, 1961), la unidad II se depositó entre la plataforma interna a externa y la unidad III entre la plataforma externa a talud superior. Sin embargo, en las biofacies de talud se presentan bancos de ostreídos en las rocas que indican ambientes más someros de plataforma.

Loma Tirabuzón, cuenca de Santa Rosalía

Se reexaminaron trece muestras estudiadas previamente por Carreño (1981), de la columna medida en la Loma Tirabuzón correspondientes a la parte superior del miembro Arenisca y Limolita de la Formación Tirabuzón. Lo anterior se correlaciona con la unidad III descrita en este estudio en las columnas I, III, IV.

En el presente estudio no se realizaron conteos, las muestras sólo se revisaron para identificar la presencia del género *Streptochilus*. En las cuatro unidades descritas por Carreño (1981), la autora indica que los foraminíferos planctónicos están ausentes en algunos niveles y en otros son comunes, siempre dominados por especies bentónicas. Se

Las testas presentan una preservación de moderada a buena con evidencias de disolución. Las asociaciones a lo largo de la columna son menos diversas que las identificadas en las columnas I a V; sin embargo, en ellas se describe y nombra por primera vez a *Streptochilusinglei* sp. nov. (Lámina V: 22-23, ver Taxonomía). Dicha especie nueva se agrega a los veinticuatro taxa previamente reportados por Carreño (1981) y cuya distribución se limita a la unidad III en la parte media y superior de la columna, como se muestra en la Tabla 6.

Los conjuntos están constituidos principalmente por especies de masas de aguas cálidas, con escasas especies euritermas y de masas de aguas frías como *Neogloboquadrinaacostaensis*, *Globigerinoidesbolli* y *Globigerinabulloides* (Tabla 6). También se presentan a lo largo de la columna *Globigerinoidesruber* y *Globigerinabulloides* que son indicadoras de masas de agua altamente productivas (Fig. 21). Sin embargo, no se establecen biofacies dentro de la columna debido a causa de la imposibilidad de determinar la dominancia de las especies *proxies*.

Tabla 6. Distribución de foraminíferos planctónicos identificados por Carreño (1981) y de *Streptochilusinglei* sp. nov. en la Formación Tirabuzón expuesta en Loma Tirabuzón. Se muestran las especies euritermas (verde) y de masas de aguas frías (azul) y cálidas (rojo) en los conjuntos.

		Unidades lito-estratigráficas	
		Muestra	Taxón
Formación Tirabuzón	IV	1	<i>G. apertura</i>
		2	<i>G. bulloides</i>
		3	<i>Gs. immaturus</i>
	III	4	<i>Gs. trilobus</i>
		5	<i>Gs. ruber</i>
		6	<i>Ngl. acostaensis-humerosa</i>
		7	<i>P. obliquiloculata</i>
		8	<i>P. obliquiloculata</i> s.l.
		9	<i>Gs. elongatus</i>
		10	<i>Gs. extremus</i>
		11	<i>Gl. menardii</i> s.l.
		12	<i>Prg. pseudopima</i>
		13	<i>P. primalis</i>
14	<i>Ngl. acostaensis</i>		
II	15	<i>Gl. menardii menardii</i>	
	16	<i>Gl. menardii cultrata</i>	
	17	<i>Gl. tumida tumida</i>	
	18	<i>Gs. obliquus</i>	
	19	<i>G. calida paecalida</i>	
	20	<i>Ngl. dutertræsi</i> s.l.	
	21	<i>Gs. bollii</i>	
	22	<i>Gl. sp. cf. Gl. bononiensis</i>	
	23	<i>Gl. sp. cf. Gl. inflata</i>	
	24	<i>H. aequilateralis</i>	
	I	25	<i>Streptochilusinglei</i> sp. nov.

Lámina V
Formación Tirabuzón, cuenca Santa Rosalía



Lámina V. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Tirabuzón expuesta al noreste de la cuenca Santa Rosalía, BCS, México. Localidades IGM-81, IGM 3956 a 3960. Escala 50 µm.

1. *Globoturborotalita apertura* Cushman. Vista ventral, X250. Columna II, SR-17. Mi-72-AM.
2. *Globigerina conglomerata* (Schwager). Vista ventral, X200. Columna II, SR-5. Mi-73-AM.
3. *Globoturborotalita decoraperta* (Takayanagi y Saito). Vista lateral, X250. Columna I, SR-3. Mi-74-AM.
4. *Globoturborotalita woodi* (Jenkins). Vista ventral, X300. Columna IV SR-30. Mi-75-AM.
5. *Neogloboquadrina dutertrei* s.s. (d'Orbigny). Vista lateral, X200. Columna III, SR-28. Mi-76-AM.
6. *Globigerinoides trilobus* (Reuss). Vista lateral, X150. Columna II, SR-17. Mi-77-AM.
7. *Globigerinoides extremus* (Bolli y Bermudez). Vista ventral, X200. Columna III, SR-28. Mi-78-AM.
8. *Globigerinoides amplus* Peronig. Vista ventral, X200. Columna II, SR-17. Mi-79-AM.
9. *Globigerinoides bulloideus* (Crescenti). Vista ventral, X350. Columna II, SR-11. Mi-80-AM.
10. *Globigerinoides obliquus* Bolli. Vista ventral, X200. Columna II, SR-17. Mi-81-AM.
11. *Tinophodella glutinata* (Egger). Vista ventral, X300. Columna IV, SR-30. Mi-82-AM.
12. *Neogloboquadrina blowi* (Rogl y Bolli). Vista ventral, X150. Columna II, SR-6. Mi-83-AM.
13. *Neogloboquadrina humerosa* (Takayanagi y Saito). Vista ventral, X200. Columna II, SR-14. Mi-84-AM.
14. *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg). Vista ventral, X250. Columna II SR-17. Mi-85-AM.
15. *Paragloborotalia pseudopima* (Blow). Vista lateral, X150. Columna IV, SR-31. Mi-86-AM.
16. *Dentoglobigerina venezuelana* (Hedberg). Vista ventral, X250. Columna II, SR-5. Mi-87-AM.
17. *Globorotalia tumida* (Brady). Vista ventral, X250. Columna III, SR-27. Mi-88-AM.
18. *Globorotalia limbata* (Fornasini). Vista ventral, X150. Columna III, SR-27. Mi-89-AM.
19. *Globorotalia menardii* (Parker, Jones y Brady). Vista ventral, X200. Columna II, SR-17. Mi-90-AM.
20. *Globigerinoides kennetti* Keller y Poore. Vista dorsal, X350. Columna IV, SR-30. Mi-91-AM.
21. *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow). Vista ventral, X400. Columna II, SR-16. Mi-92-AM.
22. *Streptochilusinglei* sp. nov. Vista frontal, X350. Localidad Loma Tirabuzón. Muestra LT-9. IGM-1584-Mi. Ejemplar de referencia.
23. *Streptochilusinglei* sp. nov. Vista lateral, X350. Localidad Loma Tirabuzón. Muestra LT-10. IGM-1585-Mi. Ejemplar de referencia.
24. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista lateral, X350, escala barra 50 µm. Columna III, SR-14. Mi-93-AM. Ejemplar de referencia.
25. *Dentoglobigerina altispira* (Reuss). Vista lateral, X200. Columna IV, SR-32. Mi-94-AM.

5.3.4 Formación Carmen

Ensenada María, Isla Monserrat

Se analizan dieciséis muestras de la columna medida al noroeste de Isla Monserrat, la cual contiene rocas de las formaciones Carmen y Marquer. Las asociaciones de foraminíferos han sido descritas previamente en el área por Hernández (2012) y Carreño *et al.* (2015).

El análisis indica que los foraminíferos planctónicos se distribuyen en la parte superior del miembro Conglomerate and Sandstone y en la inferior del miembro Marlstone and Mudstone de la Formación Carmen. Son raros y en ocasiones comunes, constituyendo entre el 3.6 al 15% de las asociaciones; sin embargo, en algunos intervalos son abundantes representando entre el 20 al 25% (Tabla 7), aunque a lo largo de la columna siempre dominan los foraminíferos bentónicos. Los ejemplares se presentan bien conservados, aunque son numerosas las testas fragmentadas en algunos niveles, presentando recristalización y disolución hacia la cima de la columna (Lámina VI: 17-18).

Las asociaciones son diversas representadas por cincuenta y ocho taxa, agrupados en cincuenta y siete especies y subespecies, de las cuales cinco tienen una asignación *confer* y *affinis*. La mayoría son especies de masas de aguas cálidas, junto con un grupo minoritario de especies euritermas y de masas de aguas frías. Se identifica un conjunto similar al reportado por Hernández (2012), pero sin la presencia de *Globorotalia unguolata* y *Globigerinoides elongatus* y similar al de Carreño *et al.* (2015), con excepción de *Gl. puncticulata*. Por primera vez se reporta la presencia de *Streptochilus latus*, *Streptochilus macdougallae* sp. nov. y *Streptochilusinglei* sp. nov. en los conjuntos de la Formación Carmen (Lámina VI: 5, 10, 15, 18, 22-23). Los taxa más representativos se ilustran en la lámina VI.

En la cima del miembro Conglomerate and Sandstone, *Globigerinoides ruber* domina los conjuntos acompañada de *Pulleniatina primalis* (IM-1), así mismo sucede en la base del miembro Marlstone and Mudstone junto con *Neogloboquadrina humerosa* (IM-3) y *Tinophodella glutinata* (IM-5). Columna arriba, hay un cambio y son abundantes *Ngl. acostaensis* y *Tenuitellinata juvenilis* en la muestra IM-6. Por encima, *Gs. ruber* vuelve a dominar los conjuntos alternando con *Tnt. juvenilis*, *Tenuitella anfracta* (IM-9),

Globigerinita uvula (IM-12) y *Tnp. glutinata* (IM-13). En la cima de la columna, *Tnt. juvenilis* es la especie dominante de las asociaciones (IM-15).

La dominancia de *Gs. ruber* hacia la cima del miembro Conglomerate and Sandstone (IM-1) indica biofacies de masas de aguas cálidas y oligotróficas (Fig. 21). Estas condiciones se mantienen en el miembro Marlstone and Mudstone en las muestras IM-2 a 5, IM-7 a 8, IM-10, IM-13 a 14, con intercalaciones de biofacies de masas de aguas frías y altamente productivas hacia la parte media y superior de la columna (IM-6, IM-9, IM-11, IM-12, IM-15) dominadas por *Tnt. juvenilis*, *Ngl. acostaensis* (IM-6) y *Glb. uvula* (IM-12).

Considerando la proporción de B/P en poblaciones actuales del Golfo (Bandy, 1961), la parte superior del miembro Conglomerate and Sandstone se depositó en la plataforma interna, mientras que la mayor parte del miembro Marlstone and Mudstone se depositó en la plataforma interna, con oscilaciones intermitentes al talud superior (IM-6, IM-9) y a la plataforma externa (IM-11 e IM-13) en la parte media y superior de la columna. Sin embargo en las biofacies del talud en las muestras IM-6 e IM-9 se presenta bioturbación y estructuras sedimentarias que sugerirían un ambiente más somero de plataforma.

Bahía Salina, Isla Del Carmen

Once muestras se analizaron en la columna medida al este de Bahía Salina en rocas de la Formación Carmen expuestas al noreste de la Isla del Carmen, donde previamente los foraminíferos han sido descritos por Natland (1950), Ingle (1974) y Dorsey *et al.* (2001).

El análisis indica que los foraminíferos planctónicos se distribuyen en el miembro Marlstone and Mudstone, varían de raros (0.6 al 9%) a comunes (16.3%) y alcanzan su máxima abundancia en la parte media de la columna, aunque las formas bentónicas siempre son dominantes (Tabla 8). Las testas se presentan bien a moderadamente preservadas, con rasgos de disolución y recristalización hacia la parte media y cima de la columna, lo cual es más evidente en formas quilladas y en ejemplares del género *Sphaeroidinella* y *Streptochilus* (Lámina VII: 4, 7, 11 y 12).

El conjunto es diverso, representado por cuarenta y cinco taxa, con numerosas especies afines a masas de aguas cálidas, un número menor de especies euritermas y escasos elementos de aguas frías (Tabla 8). Destaca la presencia en los conjuntos de *Streptochilus latus* y de *S. macdougallae* sp. nov. que no habían sido reportados en esta localidad

(Lámina VII: 3-4 y 15). Los conjuntos identificados son similares a los reportados por Ingle (1974), con excepción de *Globorotaloides hexagona* y *Pulleniatina obliquiloculata*, así como los reportados por Dorsey *et al.* (2001), con excepción de *Globigerinoides bolli*, *Gs. immaturus*, *Gs. quadrilobatus*, *Gl. limbata*, *Pulleniatina alticuspis*, *P. praecursor* y *Sphaeroidinella seminulina*, ausentes en las muestras. Las especies más representativas de la unidad se ilustran en la lámina VII.

En la base de la columna (BS-1 y BS-2), las especies más abundantes son *Neogloboquadrina dutertrei*, *Ngl. humerosa* y *Globigerinoides ruber*. Las especies de *Neogloboquadrina* junto con *Paragloborotalia pseudopima* dominan los conjuntos hasta la muestra BS-4. Columna arriba, *Globigerinoides ruber* domina los conjuntos junto con *Tinophodella glutinata* (BS-5 a BS-9), *Paragloborotalia incompta* y *Ngl. cf. dutertrei blowi* (BS-9) hacia la parte media superior de la columna y con *Globigerina bulloides* (BS-10) en la cima.

La dominancia intermitente de *Gs. ruber* indica biofacies cálidas o masas de aguas oligotróficas (Lámina VII: 8-9), desde la base de la columna hasta la muestra BS-6. Por encima se presenta un cambio a masas de agua altamente productivas por la abundancia de *Tinophodella glutinata* (Fig. 21) en la muestra BS-8, seguido de biofacies frías y productivas por la dominancia de *Prg. incompta* y *G. bulloides* entre las muestras BS-9 y BS-10. En la cima de la columna, *Gs. ruber* (BS-11) indica de nuevo condiciones cálidas u oligotróficas.

La proporción de B/P en poblaciones actuales en el Golfo (Bandy, 1961) señala que la mayor parte de la columna se depositó en la plataforma interna, con un ligero aumento de la profundidad en la parte media (BS-6), donde las rocas se depositaron en la plataforma externa.

Tabla 7. Distribución y abundancia relativa de foraminíferos planctónicos en la Formación Carmen expuesta en Ensenada María, Isla Monserrat. Se muestran las especies euritermas (verde) y de masas de aguas frías (azul) y cálidas (rojo) dominantes en los conjuntos. Especies reportadas por Hernández (2012) y Carreño *et al.* (2015)*.

Unidades lito-estratigráficas		Formación Carmen															
		Marlstone and Mudstone															
% Planctónicos		CS	3.6	7	5.6	11	25	6.3	4.6	20	4	25	15	20	13	5	4
Taxa	Muestra	IM-1	IM-2	IM-3	IM-4	IM-5	IM-6	IM-7	IM-8	IM-9	IM-10	IM-11	IM-12	IM-13	IM-14	IM-15	IM-16
		1	<i>Globigerinoides ruber*</i>	111	78	74	84	67	15	117	107	42	116	59	23	75	227
2	<i>Pulleniatina primalis*</i>	53	3	6		12			4		5		2	2	1	2	
3	<i>Neogloboquadrina humerosa</i>	4	11	56	15	10	4	5	1		3	2			2	3	
4	<i>Tinophodella glutinata*</i>		5	18	25	43	1	3	48	5	24	8	11	46	6	19	
5	<i>Neogloboquadrina acostaensis*</i>	1	5	12	14	2	53				1	1		1			
6	<i>Tenuitellina juvenilis</i>			4		5	39		26	52	4	79	60	34		91	
7	<i>Tenuitella anfracta</i>		4	1		1	27	3	15	48		16	14				3
8	<i>Globigerinita uvula*</i>	1		1	5	12	3		4	15		5	53	12		15	
9	<i>Globoturborotalita apertura</i>	18	20	2	3	9	7	5	1	8	7	5	2	5	3	4	3
10	<i>Globigerina paraboloides</i>	4	8	1	18	2	32	61	3	24	9	17	20	2	1	33	6
11	<i>Globigerina bulloides*</i>	9	15	7	1	5	7	52	3		10		7	2	5	13	
12	<i>Globoturborotalita falconensis</i>	1	4	9	5	7		1	13		2	2	1	2		3	
13	<i>Globigerina sp.</i>	1			17	5	7	2	5	11	14	2	5	9	9	18	
14	<i>Globoturborotalita woodi</i>	1					1				4	3	7	10	12	8	1
15	<i>Globigerinoides obliquus*</i>	2		5		6		4	6	6	2	6	3	2	1	1	
16	<i>Neogloboquadrina pachyderma*</i>	1	1	2	6	2	7								1	1	
17	<i>Pulleniatina obliquiloculata*</i>	1				1								2	1	1	
18	<i>Globoturborotalita decoraperta</i>	2	1			4	5	3		3	4	4	7	8	2		
19	<i>Globigerinoides extremus*</i>	1		2				1			1				3		
20	<i>Globigerinoides trilobus</i>	5	3	1									1		1		
21	<i>Paragloborotalia incompta</i>	3	4	6	10	3	25		1	1	0	4			1		
22	<i>Globoturborotalita rubescens</i>	5	7		1	4		1		2	7	1	14	5			
23	<i>Tenuitella pseudoedita</i>	1	9			11			6		6	3	1	3			
24	<i>Paragloborotalia pseudopima</i>	3	4	6	3		1				1	2		2			
25	<i>Pulleniatina cf. praecursor</i>	4										1		2			
26	<i>Neogloboquadrina dutertrei blowi</i>	4	1	25	16	7	14	7	1	1	1	2					
27	<i>Globigerinoides immaturus</i>	4	4								1						
28	<i>Globorotalia inflata</i>	1	4					1		1							
29	<i>Globigerinoides conglobatus*</i>	2	0			3											
30	<i>Globigerina umbilicata</i>		3					2		4			2	2		5	
31	<i>Turborotalita cf. quinqueloba</i>		8			17	1		4	5	6	4		8	1	2	
32	<i>Tenuitella cf. iota</i>		7	6	3	22	6		4	20	6	8	4	14	4		
33	<i>Turborotalita quinqueloba</i>		4	1		18	10		8	9	7	2	6	9	1	5	
34	<i>Globorotalia tumida*</i>		1											1		1	
35	<i>Globigerinoides sacculifer*</i>		3				2								1		
36	<i>Globigerina quadrilatera*</i>		9		21	2	4	5	3				1	1			
37	<i>Globorotalia menardii*</i>		2		1						1	1		1			
38	<i>Globorotalia plesiotumida</i>		4											1			
39	<i>Globigerina bulbosa</i>		2	11		5	10			6	2						
40	<i>Neogloboquadrina dutertrei*</i>		10	16	12	3	4	3			1						
41	<i>Globorotalia scitula</i>		2							1							
42	<i>Ngl. cf. dutertrei blowi</i>		6	24				2	4								
43	<i>Globigerina aff. quadrilatera</i>		5		4			1									
44	<i>Globigerinella aequilateralis*</i>		3														
45	<i>Globorotalia crassaformis*</i>		1														
46	<i>Pulleniatina primalis-praecursor</i>		1														
47	<i>Streptochilus latus</i>			1	1	1	6	1	7	1	2	14	13	3	4	2	
48	<i>Streptochilus macdougallae</i>			1		1	2	3			1		1				
49	<i>Ngl. acostaensis-humerosa</i>			4				1									
50	<i>Streptochilusinglei</i>				3		2	1	1	1		1		1	1	1	
51	<i>Globigerinita cf. uvula</i>				2	2	2	1	12		14	4	22	8	5	3	
52	<i>Globigerina conglomerata</i>				1		3	1									
53	<i>Globigerinoides quadrilobatus*</i>								10	8	11	1	1				
54	<i>Tenuitella guaymensis</i>									4	1	2	3	6			
55	<i>Globigerinita fiparkeri</i>										1	1	2	3			
56	<i>Globigerina calida praecalida</i>											3		3			
57	<i>Globigerina multiloba</i>												2				
58	<i>Orbulina universa*</i>														1		
Testas fragmentadas		64	38	1	39	48	1	13	20	23	29	35	15	12	12	47	20
Total		307	300	303	311	340	301	300	318	305	302	301	303	300	301	300	39

Lámina VI
Formación Carmen, Isla Monserrat

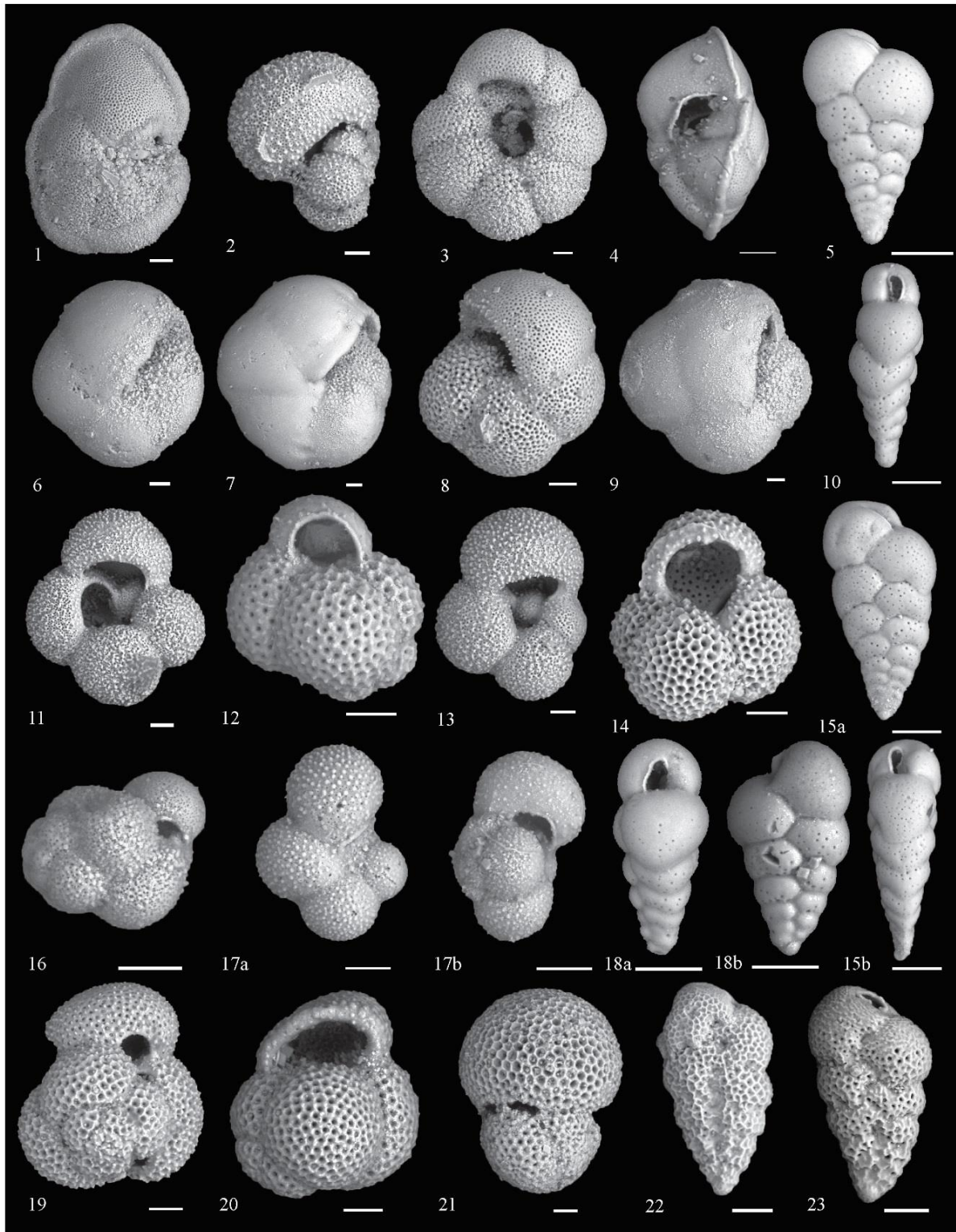


Lámina VI. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Carmen expuesta en Ensenada María al noroeste de la Isla Monserrat, BCS, México. Localidad IGM 3972. Escala 50 μm .

1. *Globorotalia tumida* (Brady). Vista ventral, X110. Muestra IM-13. Mi-95-AM.
2. *Globigerinella aequilateralis* (Brady). Vista lateral, X250. Muestra IM-2. Mi-96-AM.
3. *Neogloboquadrina duterrei* (d'Orbigny). Vista ventral, X250. Muestra IM-32. Mi-97-AM.
4. *Globorotalia unglata* (Bermudez). Vista lateral, X250. Muestra IM-2. Mi-98-AM.
5. *Streptochilus latus* (Brönnimann and Resig, 1971). (a) Vista frontal, X350. Muestra IM-13. IGM-1559-Mi.
6. *Pulleniatina primalis* (Banner y Blow). Vista ventral, X150. Muestra IM-14. Mi-99-AM.
7. *Pulleniatina praecursor* (Banner y Blow). Vista ventral, X100. Muestra IM-13. Mi-100-AM.
8. *Pulleniatina primalis-praecursor* (Banner y Blow). Vista ventral, X150. Muestra IM-2. Mi-101-AM.
9. *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker y Jones). Vista ventral, X100. Muestra IM-14. Mi-102-Mi.
10. *Streptochilus latus* (Brönnimann and Resig, 1971). (a) Vista lateral, X350. Muestra IM-13. IGM-1560-Mi.
11. *Globigerina quadrilatera* (Galloway y Wissler). Vista ventral, X150. Muestra IM-7. Mi-103-AM.
12. *Globoturborotalita decoraperta* (Takayanagi y Saito). Vista ventral, X350. Muestra IM-13. Mi-104-AM.
13. *Globigerina bulloides* (d'Orbigny). Vista ventral, X250. Muestra IM-7. Mi-105-AM.
14. *Globoturborotalita apertura* (Cushman). Vista ventral, X250. Muestra IM-2. Mi-106-AM.
15. *Streptochilus latus* (Brönnimann and Resig, 1971). (a) Vista lateral y (b) frontal, X350, escala barra 50 μm . (c) Detalle de la abertura, X1500, escala barra 20 μm . Muestra IM-13. IGM-1561-Mi.
16. *Globigerinita uvula* (Ehrenberg). Vista lateral, X350. Muestra IM-15. Mi-107-AM.
17. *Tenuitella anfracta* (Parker). Vista ventral (a) y lateral (b), X350. Muestra IM-15. Mi-108-AM.
18. *Streptochilusinglei* sp. nov. (a) Vista lateral y (b) lateral, X350, escala barra 50 μm . Muestra IM-13. IGM-1583-Mi. Ejemplar de referencia.
19. *Globigerinoides extremus* (Bolli y Bermudez). Vista dorsal, X250. Muestra IM-7. Mi-109-AM.
20. *Globigerinoides extremus* (Bolli y Bermudez). Vista ventral, X250. Muestra IM-1. Mi-110-AM.
21. *Globigerinoides trilobus* (Reuss). Vista lateral, X150. Muestra IM-2. Mi-111-AM.
22. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. (a) Vista frontal, X350, escala barra 50 μm . (b) Detalle de la pared, X500, escala barra 10 μm . IM-5. IGM-1588-Mi. Paratipo.
23. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. (a) Vista frontal, X350, barra escala 50 μm . (b) Detalle de la pared de la parte superior de la última cámara, X1900, escala barra 10 μm . (c) Detalle de la pared en la última cámara, X1900, escala barra 10 μm . Muestra IM-5. IGM-1586-Mi. Holotipo.

Tabla 8. Distribución y abundancia relativa de los foraminíferos planctónicos en la Formación Carmen expuesta al este de Bahía Salina, Isla Del Carmen. Se muestran las especies euritermas (verde) y de masas de aguas frías (azul) y cálidas (rojo) dominantes en los conjuntos. Especies reportadas por Ingle (1974) y Dorsey *et al.* (2001)*.

Unidades lito-estratigráficas		Formación Carmen										
		Marlstone and Mudstone										
% Planctónicos		0.6	9	1	0.6	9	16	0.6	6	2.6	0.6	8.3
Taxa	Muestra	BS-1	BS-2	BS-3	BS-4	BS-5	BS-6	BS-7	BS-8	BS-9	BS-10	BS-11
		1	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> s.s.*	34	32	31	34	10	2		4	17
2	<i>Neogloboquadrina humerosa</i> *	1	54	67	34	36	12	1		7	1	21
3	<i>Globigerinoides ruber</i> *	31	48	8	13	49	72	11	37	17	50	153
4	<i>Paragloborotalia pseudopima</i>	14		7	47	10	1			1	2	2
5	<i>Tinophodella glutinata</i> *	15	15	1	2	62	52	7	136	29	3	1
6	<i>Paragloborotalia incompta</i>	7								28	10	6
7	<i>Globigerina bulloides</i> *	14	15	6	2	3	17	1	6	27	50	24
8	<i>Neogloboquadrina dutertrei blowi</i>	3	45	42	27	23	9	3	3	20	5	1
9	<i>Pulleniatina primalis</i> *	22	21	24	10	6	1			1	2	3
10	<i>Globoturborotalia apertura</i> *	1	3			13	6	3	6	6	4	2
11	<i>Globoturborotalita rubescens</i> *	1	8			11	9		14	5	3	1
12	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> *	3	5	4	1		4		4	14	10	
13	<i>Ngl. cf. dutertrei blowi</i>	1				1				29	14	
14	<i>Globoturborotalita woodi</i> *	2										
15	<i>Orbulina universa</i> *	2										
16	<i>Globigerina paraboloides</i>		14	5	2	1	1	1		4	24	8
17	<i>Globorotalia tumida</i> *		4		1							1
18	<i>Globigerinoides trilobus</i>			1	1		1				3	3
19	<i>Pulleniatina cf. praecursor</i>			3	1	2					1	1
20	<i>Globigerina</i> sp.			3	1	6	14	1			9	
21	<i>Globigerinoides conglobatus</i> *			1		1	1		2		3	
22	<i>Globoturborotalita falconensis</i> *				1	5	6	1	17	9	1	
23	<i>Neogloboquadrina</i> sp.				3							
24	<i>Globoturborotalita decoraperta</i> *					1	8		10		1	1
25	<i>Neogloboquadrina acostaensis</i>					1				30	24	4
26	<i>Turborotalita quinqueloba</i> *					2	2		2		1	
27	<i>Streptochilus macdougallae</i>						1	1		1	2	
28	<i>Globigerinita uvula</i> *					3			14	3		
29	<i>Globigerinita cf. uvula</i>					5			6			
30	<i>Tenuitella anfracta</i>					2	2		3			
31	<i>Tenuitella pseudoedita</i>					4	3		4			
32	<i>Turborotalita cf. quinqueloba</i>					6	3		2			
33	<i>Tenuitellita iota</i>					6	3					
34	<i>Globigerinoides obliquus</i> *						21	2	9	3	5	4
35	<i>Globigerinoides sacculifer</i> *						1					1
36	<i>Streptochilus latus</i>						3		1	2	2	1
37	<i>Globorotalia menardii</i> *						1					3
38	<i>Ngl. acostaensis-humerosa</i>						1					
39	<i>Globigerina quadrilatera</i>									2	1	1
40	<i>Truncorotalia crassaformis</i>									1	2	2
41	<i>Tenuitellinata juvenilis</i>									1		
42	<i>Globigerina bulbosa</i>										3	
43	<i>Globigerina aff. quadrilatera</i>											2
44	<i>Globigerinoides extremus</i> *											1
45	<i>Sphaeroidinella dehiscens</i>											1
Testas fragmentadas		67	44	97	120	45	46	3	34	45	58	32
Total		218	308	300	300	314	303	35	314	302	299	302

Lámina VII
Formación Carmen, Bahía Salina

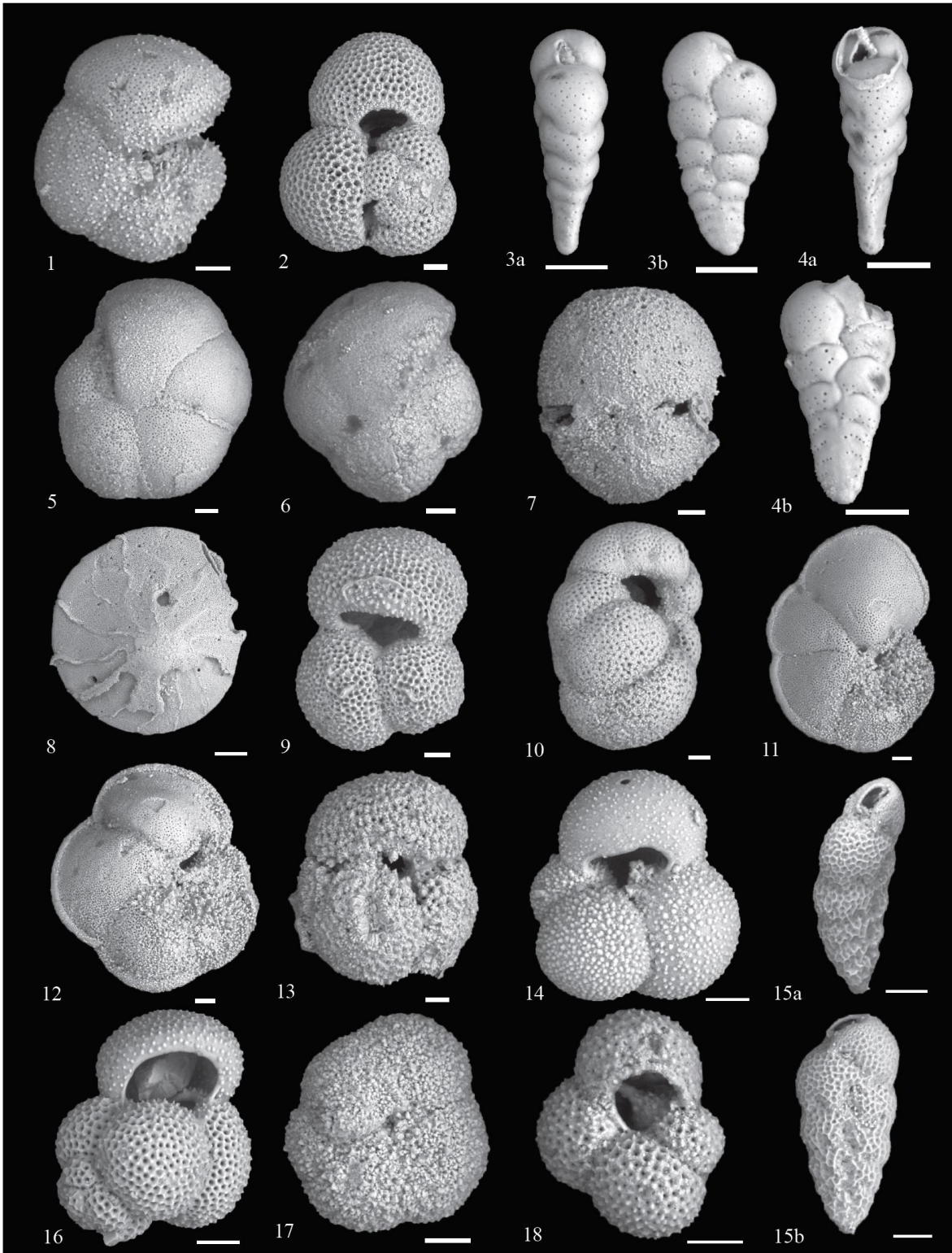


Lámina VII. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Carmen expuesta en Bahía Salina, al noreste de la Isla Del Carmen, BCS, México. Localidad IGM 3970. Escala 50 µm.

1. *Truncorotalia crassaformis* s.l. (Galloway y Wissler). Vista ventral, X150. Muestra BS-11. Mi-112-AM.
2. *Globigerinoides sacculifer* (Brady). Vista ventral, X150. Muestra BS-11. Mi-113-AM.
3. *Streptochilus latus* (Brönnimann and Resig, 1971). Vista lateral (a) y frontal (b), X350. Muestra BS-6. IGM-1563-Mi.
4. *Streptochilus latus* (Brönnimann and Resig, 1971). Vista lateral (a) y frontal (b). Muestra BS-6. IGM-1564-Mi.
5. *Pulleniatina praecursor* (Banner y Blow). Vista ventral, X150. Muestra BS-3. Mi-114-AM.
6. *Pulleniatina primalis* (Banner y Blow). Vista ventral, X150. Muestra BS-3. Mi-115-AM.
7. *Sphaeroidinella dehiscens* s.l. (Parker y Jones). Vista lateral, X150. Muestra BS-11. Mi-116-AM.
8. *Amphistegina* (d'Orbigny). Vista ventral, X350. Muestra BS-11. Mi-117-AM.
9. *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny). Vista ventral, X150. Muestra BS-11. Mi-118-AM.
10. *Neogloboquadrina humerosa* (Takayanagi y Saito). Vista lateral, X150. Muestra BS-11. Mi-119-AM.
11. *Globorotalia tumida* (Brady). Vista ventral, X100. Muestra BS-11. Mi-120-AM.
12. *Globorotalia menardii* (Jones y Brady). Vista ventral, X100. Muestra BS-11. Mi-121-AM.
13. *Globigerinoides conglobatus* (Brady). Vista ventral, X150. Muestra BS-11. Mi-122-AM.
14. *Globoturborotalita falconensis* (Blow). Vista ventral, X250. Muestra BS-9. Mi-123-AM.
15. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista oblicua (a) y frontal (b), X350. Muestra BS-10. IGM-1591-Mi. Ejemplar de referencia.
16. *Globigerinoides obliquus* (Bolli). Vista ventral, X250. Muestra BS-6. Mi-124-AM.
17. *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow). Vista ventral, X250. Muestra BS-11. Mi-125-AM.
18. *Globoturborotalita apertura* (Cushman). Vista ventral, X350. Muestra BS-8. Mi-126-AM.

Punta Perico, Isla Del Carmen

Se analizaron cuarenta y dos muestras en la columna medida en Punta Perico al noreste de la Isla Del Carmen, que contienen la parte superior de la Formación Carmen en contacto con la unidad Dacite Breccia. En el área, los foraminíferos han sido estudiados por Albarrán (2010) y Ledesma *et al.* (2011).

El análisis indica que los foraminíferos planctónicos se restringen a la base de la columna en rocas del miembro Marlstone and Mudstone, donde decrecen en número hacia la cima de la unidad en rocas donde son dominantes los microfósiles silíceos. Los foraminíferos vuelven a presentarse en los estratos de arenisca limo-arcillosa en la base de la unidad Dacite Breccia.

A lo largo de la columna las formas planctónicas varían de pocos a comunes y representan menos del 11% de las asociaciones, sólo en la muestra PP-1 constituyen el 25%, aunque siempre dominan los foraminíferos bentónicos (Tabla 9). Las testas varían de moderada a pobremente preservadas, con evidentes signos de disolución y recristalización a lo largo de la columna (Lámina VIII: 7, 17 y 19), en ejemplares del género *Streptochilus* estas características se reflejan frecuentemente en la pérdida de la última cámara (Lámina VIII: 6, 11, 16 y 21).

Las asociaciones presentan una alta diversidad constituida por cuarenta y siete taxa, de los cuales siete tienen una asignación *confer* y *affinis*. Son numerosas las especies con una afinidad a masas de aguas cálidas y en menor número las especies euritermas, con pocos elementos de masas de aguas frías. Los conjuntos son similares a los reportados por Albarrán (2010); sin embargo, en el presente estudio no se registran a *Globigerinoides immaturus* y *Orbulina universa*, así como tampoco se presenta *Globorotalia tumida* mencionada por Ledesma *et al.* (2011). En cambio, se reporta por primera vez la presencia de *Streptochilus latus*, junto con *Streptochilusinglei* sp. nov. y *S. macdougallae* sp. nov. en la localidad tipo de la unidad (Lámina VIII: 4-6, 10-11, 16 y 21). La distribución y abundancia relativa de los taxa se muestra en la tabla 9; por otro lado, las especies conspicuas se ilustran en la lámina VIII.

En el primer estrato de la columna (PP-1), las formas planctónicas son abundantes (25%) y dominadas por *Globigerinoides ruber* y *Globigerina bulloides*. En los estratos sobreyacentes disminuyen su abundancia (2.6 a 10%) y las asociaciones están

representadas mayormente por *Truncorotalia crassaformis*, *Globigerinita glutinata* (PP-2 y PP-7) y *Paragloborotalia incompta* (PP-9). A partir de este nivel (PP-9) y hacia la cima, con excepción de escasos foraminíferos planctónicos en la muestra PP-17, los foraminíferos sólo están representados por formas bentónicas y abundantes microfósiles silíceos como espículas, policistínidos y diatomeas. En la unidad Dacite Breccia (PP-39), se presentan escasos ejemplares mal preservados y recristalizados, representados principalmente por *Globigerinoides ruber*.

La dominancia de *Globigerinoides ruber* y *Truncorotalia crassaformis* indica biofacies cálidas u oligotróficas en los primeros estratos (PP-1 a PP-3). Por encima, hay un cambio a biofacies de alta productividad entre las muestras PP-4 a PP-7 por la abundancia de *Tinophodella glutinata* (Fig. 21), seguido del dominio de *Paragloborotalia incompta* y *Globigerina bulloides* (PP-9), lo cual indica condiciones de masas de agua fría. Columna arriba, la dominancia de microfósiles silíceos puede sugerir la intensificación de las condiciones frías o alta productividad en la parte superior de la unidad Marlstone and Mudstone. Mientras que en la base de la unidad Dacite Breccia, la presencia de *Globigerinoides ruber* sugeriría condiciones cálidas u oligotróficas de nuevo.

La proporción de B/P en poblaciones actuales Golfo (Bandy, 1961) indica que la base de la columna (PP-1) se depositó en un ambiente profundo del talud superior con una disminución de la profundidad hacia la cima de la columna depositada en la plataforma continental.

Tabla 9. Distribución y abundancia relativa de foraminíferos planctónicos en la Formación Carmen expuesta en Punta Perico, Isla Del Carmen. Se muestran las especies euritermas (verde) y de masas de aguas frías (azul) y cálidas (rojo) dominantes en los conjuntos. Especies reportadas por Albarrán (2010) y Ledesma *et al.* (2011) *.

Unidades lito-estratigráficas	Formación Carmen												Dacite Breccia				
	Marlstone and Mudstone																
% Planctónicos	25	10	5	8	3.3	0	2.6	0	9.6	0	1	0	5.6	0	0	0	
Taxa	Muestra	PP-1	PP-2	PP-3	PP-4	PP-5	PP-6	PP-7	PP-8	PP-9	PP-10 a PP-16	PP-17 PP-38	PP-18 a PP-38	PP-39	PP-40	PP-41	PP-42
1	<i>Globigerinoides ruber</i> *	59	21	8	14	2		5		12		1		35			
2	<i>Globigerina bulloides</i> *	37	26	27	9	2				13		2		2			
3	<i>Truncorotalia crassaformis</i> *	13	84	91						5							
4	<i>Tinophodella glutinata</i>	4	7	3	150	87		125		23							
5	<i>Paragloborotalia incompta</i>									42							
6	<i>Neogloboquadrina dutertrei blowi</i>			3	2	13		27		22				21			
7	<i>Neogloboquadrina humerosa</i> *	2	6	4	10	53		40		20		1		13			
8	<i>Globoturborotalia apertura</i>	1	2	1	2	3		4		3				3			
9	<i>Paragloborotalia pseudopima</i>	8				1		8		3				8			
10	<i>Streptochilus latus</i>	5	1	1	2					1							
11	<i>Neogloboquadrina acostaensis</i> *	5	11	13		1		2		22							
12	<i>Truncorotalia cf. crassaformis</i>	16	5	12						4							
13	<i>Globorotalia menardii</i> *	12	20	48						1							
14	<i>Turborotalita cf. quinqueloba</i>	16			2			1									
15	<i>Tenuitellita iota</i>	18	1			1											
16	<i>Tenuitella pseudoedita</i>	15		1	2	3											
17	<i>Globigerina aff. quadrilatera</i>	5	17	2	1												
18	<i>Globigerina quadrilatera</i>	20	4		3												
19	<i>Turborotalita quinqueloba</i>	14	1	1	3												
20	<i>Streptochilusinglei</i>	2		1	1												
21	<i>Neogloboquadrina cf. acostaensis</i>	10	1	12													
22	<i>Globorotalia limbata</i>	4	4	9													
23	<i>Globorotalia limbata-menardii</i>	6	13	12													
24	<i>Globigerina calida praecalida</i>	4															
25	<i>Tenuitella anfracta</i>	8															
26	<i>Globigerinoides extremus</i> *	1															
27	<i>Globigerina sp.</i>		20		9	6		14		9		2		2			
28	<i>Neogloboquadrina dutertrei s.s.</i> *		5	1	5	19		8		18		1		10			
29	<i>Tenuitellinata juvenilis</i>		1		1	5		6		1							
30	<i>Streptochilus macedougallae</i>		2	1	1					2							
31	<i>Globigerina parabolloides</i>			6	1	5		1		3		2					
32	<i>Ngl. aff. dutertrei blowi</i>			1		19		2		15		2					
33	<i>Globoturborotalita rubescens</i>			1				1		1							
34	<i>Globoturborotalita falconensis</i>			1	12	10		5		3							
35	<i>Globigerinita cf. uvula</i>			1		8				11							
36	<i>Globigerinoides obliquus</i> *				1									1			
37	<i>Ngl. acostaensis -humerosa</i>				1			2		13							
38	<i>Globigerinita uvula</i>				29	8		6									
39	<i>Globigerinoides trilobus</i>				2	11											
40	<i>Globigerinoides quadrilobatus</i> *					1								1			
41	<i>Globigerinella pseudobesa</i>					1		6		1							
42	<i>Pulleniatina primalis</i>				1			1		3							
43	<i>Globigerinoides sacculifer</i> *					1				0							
44	<i>Globoturborotalita woodi</i>							1		1							
45	<i>Globigerinoides conglobatus</i> *							2									
46	<i>Neogloboquadrina pachyderm</i>									13				1			
47	<i>Pulleniatina cf. praecursor</i>									1							
Testas fragmentadas		28	49	58	38	49		42		31				26			
Total		313	301	319	301	310		309		297		11		123			

Lámina VIII
Formación Carmen, Punta Perico

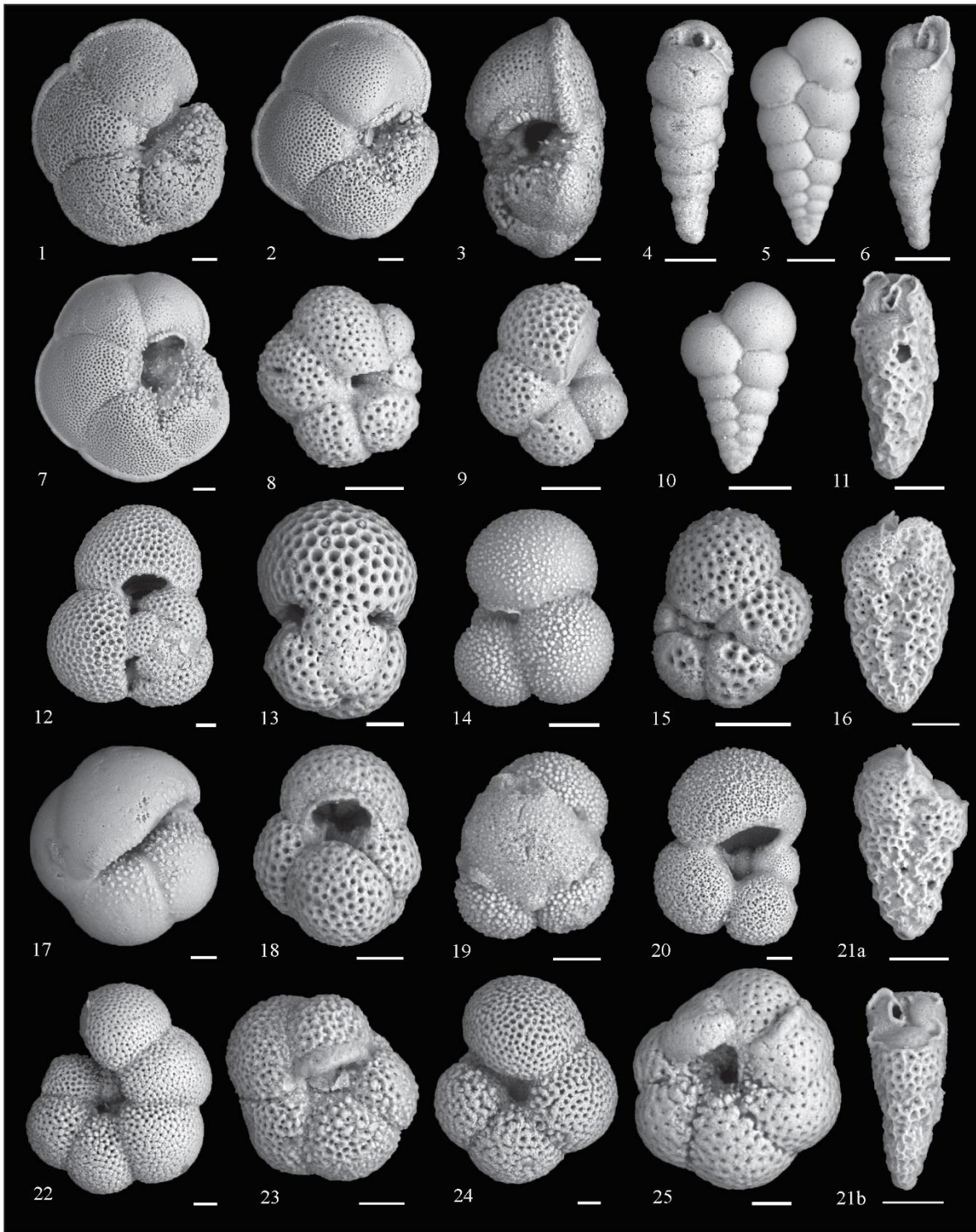


Lámina VIII. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Carmen expuesta en Punta Perico, al noreste de la Isla del Carmen, BCS, México. Localidad IGM 3971. Escala 50 µm.

1. *Globorotalia menardii* (Jones y Brady). Vista ventral, X150. Muestra PP-9. Mi-127-AM.
2. *Truncorotalia crassaformis* (Galloway y Wissler). Vista ventral, X150. Muestra PP-1. Mi-128-AM.
3. *Truncorotalia crassaformis* (Galloway y Wissler). Vista lateral, X250. Muestra PP-1. Mi-129-AM.
4. *Streptochilusinglei* sp. nov. Vista lateral, X350. Muestra PP-1. IGM-1577-Mi. Paratipo.
5. *Streptochilusinglei* sp. nov. Vista frontal, X350. Muestra PP-4. IGM-1580-Mi. Ejemplar de referencia.
6. *Streptochilusinglei* sp. nov. Vista lateral, X350. México. Muestra PP-1. IGM-1578-Mi. Paratipo.
7. *Globorotalialimbata* (Fornasini). Vista ventral, X150. Muestra PP-1. Mi-130-AM.
8. *Turborotalitaquinqueloba* (Natland). Vista ventral, X350. Muestra PP-1. Mi-131-AM.
9. *Tenuitellapseudoedita* (Subbotina). Vista ventral, X350. Muestra PP-1. Mi-132-AM.
10. *Streptochilusinglei* sp. nov. Vista frontal, X350. Muestra PP-1. IGM-1576-Mi. Holotipo.
11. *Streptochilusmacdougallae* sp. nov. Vista lateral, X350. Muestra PP-2. IGM-1595-Mi. Ejemplar de referencia.
12. *Globigerinoidessacculifer* (Brady). Vista dorsal, X150. Muestra PP-1. Mi-133-AM.
13. *Globigerinoides trilobus* (Reuss). Vista dorsal, X250. Muestra PP-3. Mi-134-AM.
14. *Tinophodella glutinata* (Egger). Vista ventral, X350. Muestra PP-4. Mi-135-AM.
15. *Turborotalita* cf. *quinqueloba* (Natland). Vista ventral, X350. Muestra PP-1. Mi-136-AM.
16. *Streptochilusmacdougallae* sp. nov. Vista frontal, X350. Muestra PP-4. Mi-137-AM.
17. *Pulleniatina primalis* (Banner y Blow). Vista ventral, X150. Muestra PP-9. Mi-138-AM.
18. *Globoturborotalitadecoraperta* (Takayanagi y Saito). Vista ventral, X350. Muestra PP-4. Mi-139-AM.
19. *Tinophodella glutinata* (Egger). Vista ventral, X350. Muestra PP-7. Mi-140-AM.
20. *Globigerinabulloides* (d'Orbigny). Vista ventral, X150. Muestra PP-3. Mi-141-AM.
21. *Streptochilusmacdougallae* sp. nov. Vista frontal (a) y vista lateral (b), X350. Muestra PP-9. IGM-1594-Mi. Ejemplar de referencia.
22. *Neogloboquadrinahumerosa* (Takayanagi y Saito). Vista ventral, X150. Muestra PP-1. Mi-142-AM.
23. *Neogloboquadrinacostaensis* (Blow). Vista ventral, X350. Muestra PP-1. Mi-143-AM.
24. *Paragloborotaliapseudopima* (Blow). Vista ventral, X150. Muestra PP-1. Mi-144-AM.
25. *Neogloboquadrinadutertrei* s.s. (d'Orbigny). Vista ventral, X250. Muestra PP-4. Mi-145-AM.

5.3.5 Formación Trinidad

Cerca de Rancho el Torote, cuenca San José del Cabo

Se reexaminaron veintidós muestras de la columna estratigráfica medida cerca del Rancho El Torote en la parte central de la cuenca San José del Cabo, la cual contiene rocas del miembro medio de la Formación Trinidad. En estas muestras los foraminíferos fueron estudiados por Carreño (1992) y en el área también han sido descritos por McCloy (1984).

En el presente estudio no se realizaron conteos, las muestras se revisaron para identificar la presencia del género *Streptochilus*. A lo largo de la columna los foraminíferos planctónicos se distribuyen en las unidades I a IV propuestas por Carreño (1992), las cuales representan la parte superior del miembro medio de la Formación Trinidad. Las testas están bien preservadas, aunque hay evidencias de disolución en algunos niveles, que en el caso de los ejemplares de *Streptochilus* está evidenciada por la pérdida de la última cámara (Lámina IX: 5 y 8). Las formas planctónicas son diversas y varían de raras a comunes a lo largo de la columna, entre ellas se identifica por primera vez la presencia de *Streptochilus globigerus*, anteriormente identificada por Carreño (1992) como *Laterostomella* sp., que se agrega a las treinta y tres especies y subespecies de foraminíferos planctónicos reportadas previamente por la autora. La distribución de los taxa en la columna se muestra en la tabla 10.

Las asociaciones están representadas por especies tropicales a subtropicales con algunos elementos de masas de aguas frías y escasas especies euritermas. *Globigerina bulloides*, *G. quadrilatera*, *G. umbilicata*, *Globigerinoides amplus*, *Globorotalia menardii* y *Paragloborotalia incompta* tienen una distribución constante a través de la columna, mientras que escasos ejemplares de *Streptochilus globigerus* se presentan de manera intermitente en las muestras DS-1 y DS-4 de la unidad I, así como en la muestra DS-10 de la unidad II, están ausentes en la unidad III y vuelve a presentarse en las muestras DS-18 y DS-21 de la unidad IV. Algunos ejemplares se ilustran en la lámina IX, junto con acercamientos a detalles de la testa, lo cual es importante para su clasificación (Ver Taxonomía).

De acuerdo con Carreño (1992), la dominancia en las asociaciones de *Dentogloboquadrina altispira* y *Dnt. altispira globosa* denotan la presencia de masas de aguas cálidas durante el depósito de la unidad. Aunque algunas de las especies con una

distribución constante, como *Globigerina bulloides* y *Paragloborotalia incompta* (Fig. 21), son indicadoras de masas de agua frías y alta productividad. Sin embargo, no fue posible identificar condiciones paleo-oceanográficas en la unidad debido a que se desconocen las especies dominantes en los conjuntos.

Tabla 10. Distribución de los foraminíferos planctónicos identificados por Carreño (1992) y *Streptochilus globigerus* en la Formación Trinidad expuesta en la cuenca de San José del Cabo. Se muestran las especies euritermas (verde) y de masas de aguas frías (azul) y cálidas (rojo) en los conjuntos.

		Unidades lito-estratigráficas	
		Muestras	Taxon
Formación Trinidad	Miembro medio	DS22	1 <i>Globigerina bulloides</i>
		DS21	2 <i>G. quadrilatera</i>
		DS20	3 <i>G. umbilicata</i>
		DS19	4 <i>Globigerinoides amplus</i>
		DS18	5 <i>G. riveroae</i>
		DS17	6 <i>Streptochilus globigerus</i>
		DS16	7 <i>Gblt. apertura</i>
		DS15	8 <i>Gs. extremus</i>
		DS14	9 <i>Gs. obliquus</i>
		DS13	10 <i>Neogloboquadrina humerosa</i>
		DS12	11 <i>Ngf. acostaensis</i>
		DS11	12 <i>Ngf. pachyderma</i>
		DS10	13 <i>G. angustum-bilicata</i>
		DS9	14 <i>Globorotalia menardii</i>
	DS8	15 <i>Prg. incompta</i>	
	DS7	16 <i>Ngf. dutertrei-blowi</i>	
	DS6	17 <i>Pulleniatina primalis</i>	
	DS5	18 <i>Dentoglobigerina altispira</i>	
	DS4	19 <i>Gs. trilobus</i> s.l.	
	DS3	20 <i>Dnt. altispira globosa</i>	
	DS2	21 <i>Turborotalita quinqueloba</i>	
	DS1	22 <i>Trt. sp. aff. T. humilis</i>	
		23 <i>Gl. sp. Gl. multicaemerata</i>	
		24 <i>Gs. conglobatus</i>	
		25 <i>Gl. tumida tumida</i>	
		26 <i>G. uvula uvula/G. uvula minuta</i>	
		27 <i>Tenuitellita iota</i>	
		28 <i>Orbulina universa</i>	
		29 <i>Gl. pseudomiocenica</i>	
		30 <i>Gl. menardii</i> "B"	
		31 <i>Gs. ruber</i>	
		32 <i>Gl. multicaemerata</i> s.l.	
		33 <i>P. sp. cf. P. primalis</i>	
		34 <i>Sphaeroidinella</i> sp.	

Lámina IX
Formación Trinidad, cuenca San José del Cabo

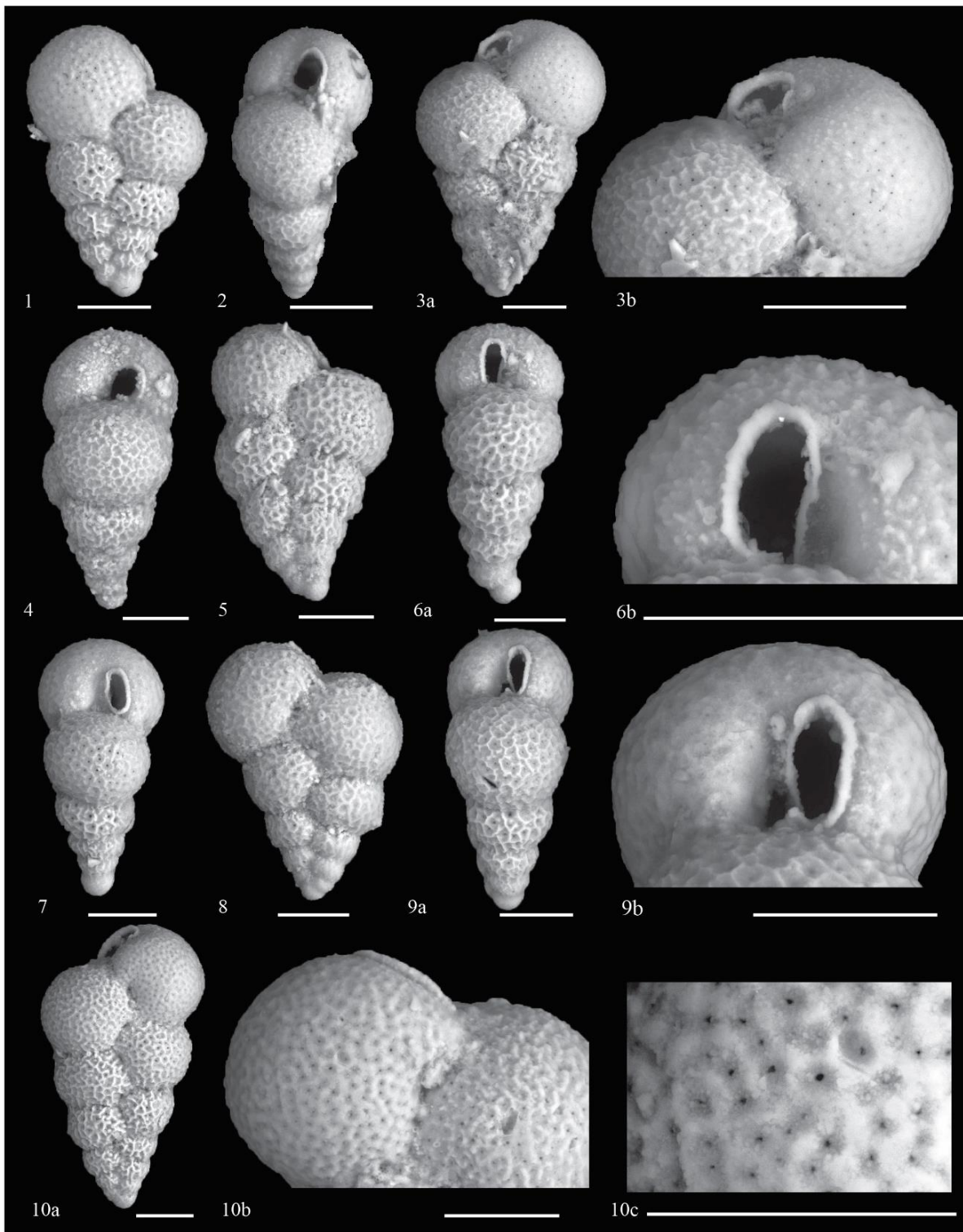


Lámina IX. Foraminíferos planctónicos presentes en la Formación Trinidad expuesta cerca de Rancho El Torote en la cuenca San José del Cabo, BCS, México. Localidad IGM 2866. Escala 50 μm .

1. *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morfotipo A. Vista frontal, X350. Muestra DS-18. IGM-1566-Mi.
2. *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morfotipo A. Vista lateral, X350. Muestra DS-4. Mi-146-AM.
3. *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morfotipo A. (a) Vista frontal, X350, (b) detalle del último par de cámaras globosas, X1000. Muestra DS-1. Mi-147-AM.
4. *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morfotipo A. Vista lateral, X350. Muestra DS-18. Mi-148-AM.
5. *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morfotipo A. Vista frontal, X350. Muestra DS-18. Mi-149-AM.
6. *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morfotipo A. (a) Vista lateral, X350 y (b) detalle de la abertura, X2000. Muestra DS-10. IGM-1569-Mi.
7. *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morfotipo A. Vista lateral, X350. Muestra DS-21. Mi-150-AM.
8. *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morfotipo A. Vista frontal, X350. Muestra DS-18. IGM-1570-Mi.
9. *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morfotipo A. (a) Vista lateral, X350. (b) Detalle de la abertura, X2500. Muestra DS-18. IGM-1567-Mi.
10. *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morfotipo B. (a) Vista frontal, X350, (b) detalle del último par de cámaras, X750, y (c) detalles de la pared en la última cámara, X2500. Muestra DS-4. IGM-1568-Mi.

5.2.6 Unidad Ojo de Buey

Arroyo Hondo, Isla María Madre.

Se reexaminaron treinta y cuatro muestras estudiadas del miembro inferior de la unidad Ojo de Buey en la sección medida en Arroyo Hondo, al norte de la Isla María Madre. Los foraminíferos fueron estudiados previamente por Carreño (1985) en las muestras y en el área también fueron estudiados por McCloy *et al.* (1988).

En la sección estratigráfica, los foraminíferos planctónicos se distribuyen en las unidades IIb, IV y en la cima de la unidad V descritas por Carreño (1985). No se realizaron conteos, sin embargo, es evidente una variación en la abundancia del grupo que va de raros a pocos ejemplares en la columna, cuyos conjuntos están dominados siempre por las formas bentónicas. Las testas tienen una preservación de moderada a pobre con signos evidentes de disolución (Lámina X: 1, 8, 9, 20).

Las asociaciones son diversas, representadas por numerosas especies tropicales y subtropicales con una afinidad a masas de aguas cálidas, con pocos representantes de masas de aguas frías y especies euritermas; su distribución en la columna se muestra en la tabla 11. En este estudio se identifica la presencia de *Streptochilus latus*, *Streptochilusinglei* sp. nov. y *Streptochilus macdougallae* sp. nov., son descritas por primera vez para la unidad (Ver Taxonomía), además de agregarse a las treinta y ocho especies y subespecies identificadas por Carreño (1985). *Globotuborotalita apertura*, *G. bulloides*, *Gs. ruber* y *G. quadrilatera* presentan una distribución constante, mientras que escasos ejemplares de *Streptochilus macdougallae* sp. nov. y *S.inglei* sp. nov. se distribuyen únicamente en la unidad IV; *S. latus* se presenta en la unidad IVb (muestras 28 y 29) y en la cima de la unidad V. Los ejemplares de *Streptochilus* identificados en esta localidad se ilustran en la lámina X.

De acuerdo con Carreño (1985), biofacies de masas de agua cálida se pueden identificar en la base de la columna (unidad II) por la presencia de *Pulleniatina* y *Neogloboquadrina humerosa*, junto con *Globigerinoides ruber* que es considerado un indicador de aguas oligotróficas. Después de un intervalo sin foraminíferos, en la base de la unidad IV la presencia del plexus *Globigerina bulloides* indica biofacies frías y surgencias; es posible rastrear éstas hasta la parte media de la unidad, donde *G. bulloides* permanece abundante junto con los cocolitofóridos *Coccolithus pelagicus*, que de acuerdo con Bukry

(1981), es una alga calcárea indicativa de masas de agua fría a templada. Las asociaciones cambian hacia la parte superior de la unidad IV, donde dominan *Globorotalia tumida* y *Gl. multicamerata* con afinidad a masas de agua cálida. Sin embargo, en este estudio no es posible identificar condiciones paleo-oceanográficas puesto que se desconocen las especies dominantes en los conjuntos.

Tabla 11. Distribución de los foraminíferos planctónicos identificados por Carreño (1985) y de *Streptochilus* en la Unidad Ojo de Buey expuesta en Isla María Madre. Se muestran las especies euritermas (verde) y de masas de aguas frías (azul) y cálidas (rojo) en los conjuntos.

Unidades litoestratigráficas		Muestras		Taxon	
		Muestras	Taxon	Muestras	Taxon
Unidad Ojo de Buey	V 33 32 31 30' 30 29 28 27 26 25 24 23 22 21 20 19 18 17 16 15 14 13 12 11 I 1 a 10	1	<i>G. apertura</i>	17	<i>Ngl. acostaensis</i>
		2	<i>G. bulloides</i>	18	<i>O. universon</i>
		3	<i>G. quadrilatera</i>	19	<i>O. suturalis</i>
		4	<i>G. cf. venezuelana</i>	20	<i>Tnp. glutinata</i>
		5	<i>Gs. amplus</i>	21	<i>Gs. extremus</i>
		6	<i>Gs. ruber ruber</i>	22	<i>Sph. dehiscens</i>
		7	<i>Ngl. humerosa</i>	23	<i>Ttb. humilis</i>
		8	<i>H. aequilateralis</i>	24	<i>Gs. obliquus</i>
		9	<i>P. praecursor</i>	25	<i>G. calida praecalida</i>
		10	<i>P. primalis</i>	26	<i>Ngl. dutertrei</i>
		11	<i>G. umbilicata</i>	27	<i>Gs. cf. fistulosus</i>
		12	<i>Trib. quinqueloba</i>	28	<i>Gs. conglobatus</i>
		13	<i>Gs. trilobus trilobus</i>	29	<i>Gl. tumida tumida</i>
		14	<i>Gs. trilobus imaturus</i>	30	<i>S. macdougallae</i>
		15	<i>Gs. trilobus sacculifer</i>	31	<i>P. obliquiloculata</i>
		16	<i>Gl. menardii s.l.</i>	32	<i>S.inglei</i>
		17	<i>Ngl. acostaensis</i>	33	<i>Gs. trilobus fistulosus</i>
		18	<i>O. universon</i>	34	<i>Gs. elongatus</i>
		19	<i>O. suturalis</i>	35	<i>S. latus</i>
		20	<i>Tnp. glutinata</i>	36	<i>Gs. ruber pyramidalis</i>
		21	<i>Gs. extremus</i>	37	<i>Gl. tumida flexuosa</i>
		22	<i>Sph. dehiscens</i>	38	<i>Gl. multicamerata</i>
		23	<i>Ttb. humilis</i>	39	<i>Gl. scitula</i>
		24	<i>Gs. obliquus</i>	40	<i>P. finalis</i>
		25	<i>G. calida praecalida</i>	41	<i>P. alticusps</i>
		26	<i>Ngl. dutertrei</i>		
		27	<i>Gs. cf. fistulosus</i>		
		28	<i>Gs. conglobatus</i>		
		29	<i>Gl. tumida tumida</i>		
		30	<i>S. macdougallae</i>		
		31	<i>P. obliquiloculata</i>		
		32	<i>S.inglei</i>		
		33	<i>Gs. trilobus fistulosus</i>		
		34	<i>Gs. elongatus</i>		
		35	<i>S. latus</i>		
		36	<i>Gs. ruber pyramidalis</i>		
		37	<i>Gl. tumida flexuosa</i>		
		38	<i>Gl. multicamerata</i>		
		39	<i>Gl. scitula</i>		
		40	<i>P. finalis</i>		
		41	<i>P. alticusps</i>		

Lámina X
Unidad Ojo de Buey, Isla María Madre

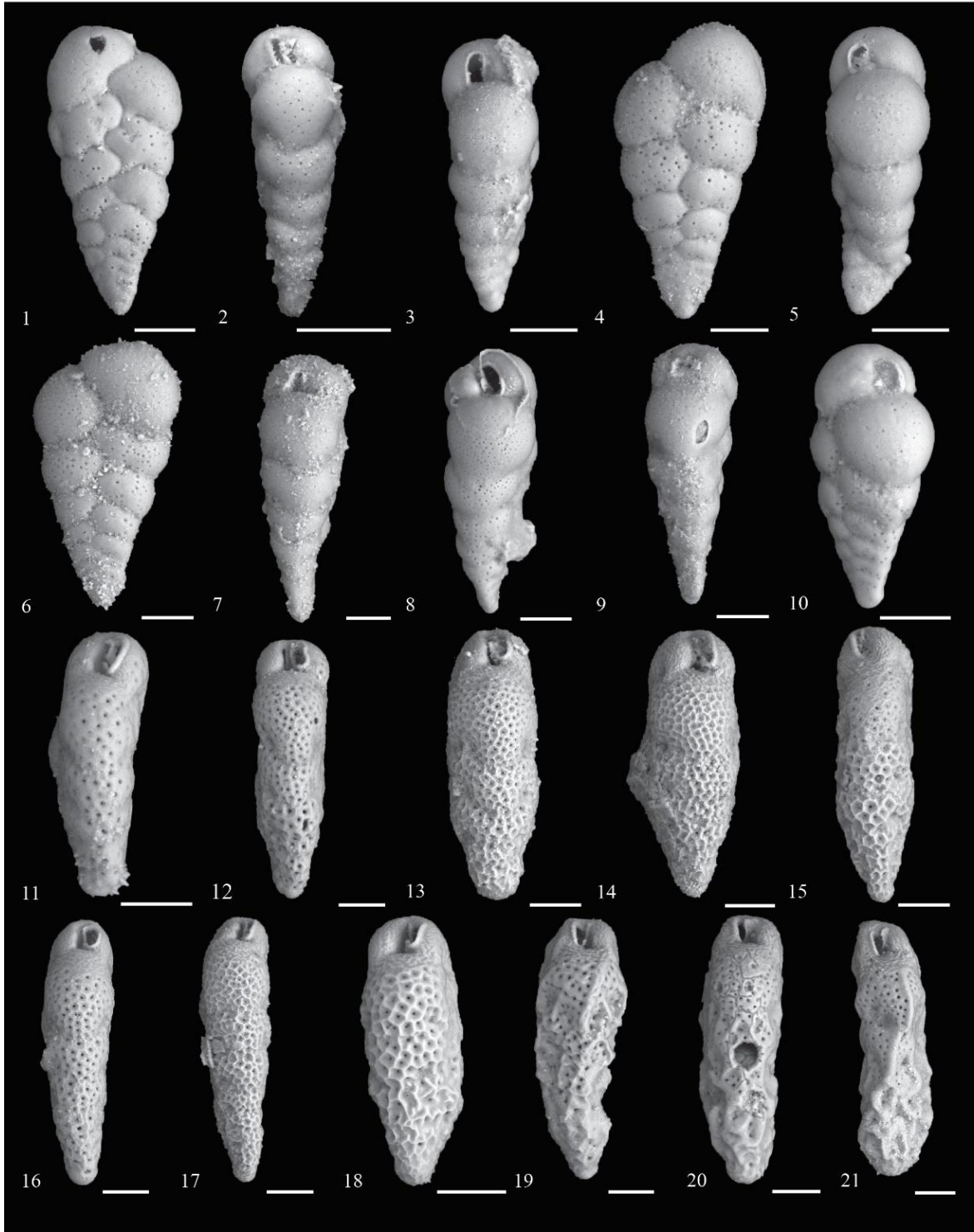


Lámina X. Foraminíferos planctónicos presentes en la Unidad Ojo de Buey expuesta en la localidad de Arroyo Hondo en la Isla María Madre, Nayarit, México. Localidad IGM 3973. Escala 50 µm.

1. *Streptochilus latus* (Brönnimann y Resig, 1971). Vista frontal, X350. Muestra AH-28. Mi-151-AM.
2. *Streptochilus latus* (Brönnimann y Resig, 1971). Vista lateral, X350. Muestra AH-28. Mi-152-AM.
3. *Streptochilusinglei* sp. nov. Vista lateral, X350. Muestra AH-26. IGM-1581-Mi.
4. *Streptochilus latus* (Brönnimann y Resig, 1971). Vista lateral, X400. Muestra AH-26. Mi-153-AM.
5. *Streptochilusinglei* sp. nov. Vista lateral, X400. Muestra AH-26. Mi-154-AM.
6. *Streptochilus latus* (Brönnimann y Resig, 1971). Vista frontal, X350. Muestra AH-29. IGM-1562-Mi.
7. *Streptochilus latus* (Brönnimann y Resig, 1971). Vista lateral, X300. Muestra AH-23. Mi-155-AM.
8. *Streptochilusinglei* sp. nov. Vista lateral, X350. Muestra AH-30. IGM-1582-Mi. Ejemplar de referencia.
9. *Streptochilus latus* (Brönnimann y Resig, 1971). Vista lateral, X350. Muestra AH-33. Mi-156-AM.
10. *Streptochilus latus* (Brönnimann y Resig, 1971). Vista lateral, X450. Muestra AH-28. IGM-1565-Mi.
11. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista lateral, 450X. Muestra AH-28. Mi-157-AM.
12. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista lateral, 300X. Muestra AH-29. Mi-158-AM.
13. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista lateral, 300X. Muestra AH-25. Mi-159-AM.
14. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista lateral, 350X. Muestra AH-27. Mi-160-AM.
15. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista lateral, X350. Muestra AH-26. IGM-1592-Mi. Ejemplar de referencia.
16. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista lateral, 300X. Muestra AH-26. Mi-161-AM.
17. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista lateral, 300X. Muestra AH-28. Mi-162-AM.
18. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista lateral, X450. Muestra AH-28. IGM-1590-Mi. Ejemplar de referencia.
19. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista lateral, 300X. Muestra AH-30. Mi-163-AM.
20. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista lateral, 300X. Muestra AH-27. Mi-164-AM.
21. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Vista lateral, 250X. Muestra AH-27. Mi-165-AM.

5.4 Taxonomía

En las asociaciones fósiles de foraminíferos analizadas al interior del Golfo de California se identificó por primera vez al género *Streptochilus*, el primer reporte lo realizan McDougall y Miranda-Martínez (2014) como parte de los resultados preliminares de este estudio en la cuenca Blythe.

El estudio de *Streptochilus* ha tomado relevancia por evidenciar por primera vez una forma de vida ticolpelágica dentro de los foraminíferos (Darling *et al.*, 2009), la cual pudo ser clave para la recolonización de hábitats planctónicos durante el Mesozoico y el Cenozoico (Leckie, 2009). Sin embargo, en los análisis micropaleontológicos y bioestratigráficos el género ha sido ignorado por su tamaño pequeño y su parecido morfológico con especies bentónicas como *Bolivina* y *Laterostomella* (De Klasz *et al.*, 1989).

En las unidades litoestratigráficas analizadas se describen y nombran por primera vez a las especies *Streptochilus macdougallae* sp. nov. y *S.inglei* sp. nov. en localidades relacionadas con la evolución del Golfo, junto con las especies *Streptochilus globigerus* y *S. latus*, descritas en el Pacífico Este por Brönimann y Resig (1971).

Streptochilus latus se distribuye de sur a norte y se presenta: en la cuenca Blythe de la formación Bouse; en la cuenca de Santa Rosalía de la formación Tirabuzón; en las islas Del Carmen y Monserrat de la formación Carmen; así como en la Unidad Ojo de Buey en la Isla María Madre. Las poblaciones en el Golfo presentan caracteres morfológicos similares a las descritas en el Pacífico Ecuatorial y tienen un alcance estratigráfico local entre 6 a 5.3 Ma, considerado parcialmente sincrónico con su alcance en el Pacífico entre 8.1 a 5.3 Ma (Resig, 1989; 1993).

Streptochilus macdougallae sp. nov. se distribuye a lo largo del Golfo y se presenta en las unidades Bouse, Tirabuzón, Carmen y Ojo de Buey, mientras que *Streptochilusinglei* sp. nov. se restringe a las partes central y sur de las unidades Tirabuzón, Carmen y Ojo de Buey. Aunque sus alcances estratigráficos locales son similares al de *S. latus* entre 6 a 5.3 Ma, cada especie tiene caracteres propios que permiten distinguirlas como diferentes unidades taxonómicas.

Streptochilus globigerus se distribuye en los extremos del Golfo, presentándose en rocas de la Formación Imperial expuestas en Split Mountain Gorge y de la Formación Trinidad en la cuenca San José Del Cabo. Localmente se describen dos morfotipos: el morfotipo A concuerda con el concepto taxonómico de la especie descrito por Brönnimann y Resig (1971) en poblaciones del Pacífico Ecuatorial; y el morfotipo B presenta un inicio de la testa ligeramente torcido y es una forma más alargada. El alcance estratigráfico en el Golfo ocurre entre 5.5 a 3.79-3.46 Ma y parcialmente se correlaciona en el alcance del Pacífico entre 5.45 a 3.6 Ma (Resig, 1989; 1993)

A partir de los resultados del presente estudio, todas las especies hasta ahora mencionadas fueron descritas e ilustradas a detalle en el artículo requisito para la titulación de la autora (Miranda-Martínez *et al.*, 2017). Dicho artículo se anexa a este trabajo, dada la importancia de las descripciones taxonómicas e ilustraciones de las especies, así como su distribución en las localidades y en las unidades lito-estratigráficas analizadas a lo largo del Golfo.

5.5 Discusión

5.5.1 Región norte

Las asociaciones de la región norte están representadas por aquellas descritas en las formaciones Imperial y Bouse en las cuencas del Salton Trough y Blythe. Los conjuntos se distinguen, en su mayoría, por especies euritermales, acompañadas de elementos cálidos en San Gorgonio Pass y de masas de aguas frías en Split Mountain y Blythe. Son las asociaciones menos abundantes de todas las analizadas, particularmente aquellas afectadas el arribo del Río Colorado, que además son las menos diversas. Las especies exclusivas de la región son: *Globorotalia praepumillo*, *Globoturborotalia druryi*, *Glb. nepenthes*, *Globigerinella pseudobesa*, *Globigerina brazieri* y *G. eamesi* (Tabla 12).

Cuenca Blythe

Los foraminíferos planctónicos reportados en este estudio evidencian un origen marino de la Formación Bouse o su depósito bajo la influencia marina cuando la Cuenca Blythe se ubicaba en el límite norte del Golfo. Los autores que apoyan un origen lacustre de la unidad por la inundación de una serie de cuencas por el Río Colorado se basan en análisis isotópicos (Spencer y Patchett, 1997; Spencer et al., 2013), elevaciones máximas de las cuencas sin evidencias de levantamientos o inclinación de los bloques hacia el sur (Spencer et al., 2008, 2013), evidencias sedimentológicas de flujos de inundación provenientes del norte en los valles Mohave y Cottonwood (House et al., 2008, Spencer et al., 2013), explicando la presencia de foraminíferos por el transporte y dispersión a través del sedimento atrapado en las patas de aves (Spencer y Patchett, 1997; Spencer et al., 2008). Sin embargo, las especies estenohalinas reportadas en este estudio no hubiesen sobrevivido en un ambiente lacustre debido a que actualmente los foraminíferos planctónicos viven en ambientes marinos bajo intervalos normales de salinidad (33-36%), y en la naturaleza ninguna especie tolera condiciones hiposalinas, por lo que son extremadamente raros en lagunas y raros en ambientes de estuario (Kucera, 2007; McDougall y Miranda, 2014; 2016). Así mismo, de haber sido transportados por aves estos no sería lo suficientemente abundantes para dejar un registro fósil potencial.

La poca abundancia y diversidad de los foraminíferos planctónicos en la base de la Formación Bouse, así como su constitución con especies de tallas pequeñas, estrategias r y euritermas, podrían relacionarse a los ambientes de menos de 50 m de profundidad en la plataforma interna o en un estuario, descritos para esta parte de la unidad (McDougall y Miranda-Martínez, 2014, 2016), similar a los actuales estuarios de la Bahía de San Francisco donde las formas planctónicas son poco diversas y constituyen menos del 3% (Arnal *et al.*, 1980; Chin *et al.*, 2010).

Tabla 12. Foraminíferos planctónicos con una distribución restringida a las regiones norte, centro y sur del Golfo. Se presentan especies de masas de aguas cálidas (rojo) y frías (azul), extinta (†), presentes actualmente en el Golfo (*) y con representantes vivientes, pero sin reportarse en el Golfo (∞). 1. McDougall *et al.* (1999), 2. McCloy (1984), 3. McCloy *et al.* (1988), 4. Dorsey *et al.* (2001).

Unidades litoestratigráficas	NORTE						CENTRO						SUR																	
Unidad Ojo de Buey																														
Fm. Trinidad																														
Fm. Carmen																														
Fm. Tirabuzón																														
Fm. Imperial																														
Fm. Bouse																														
TAXÓN	<i>Globorotalia praepumillo</i> ¹	<i>Globobulimina druryi</i>	<i>Globobulimina nepenthes</i>	<i>Globobulimina pseudobesa</i>	<i>Globigerina brazieri</i>	<i>Globigerina eamesi</i>	<i>Globorotalia menardii cultrata</i>	<i>Sphaeroidinella dehiscens</i>	<i>Globorotalia inflata</i>	<i>Tenuitella guaymensis</i>	<i>Globigerinita fiparkeri</i>	<i>Sphaeroidinella seminulina</i> ⁴	<i>Paragloborotalia pseudopima</i>	<i>Globorotalia limbata</i>	<i>Globigerina bulbosa</i>	<i>Globigerinoides bolli</i> ⁴	<i>Globigerina riveroae</i>	<i>Dentoglobobulimina altispira globosa</i>	<i>Globorotalia pseudomiocenica</i>	<i>Globorotalia margaritae</i> ³	<i>Orbulina suturalis</i>	<i>Tenuitella humilis</i>	<i>Globigerinoides trilobus fistulosus</i>	<i>Globorotalia tumida flexuosa</i>	<i>Globorotalia praebulimoides</i> ³	<i>Globorotalia praebulimoides leroyi</i> ³	<i>Globigerina umbilicata</i>	<i>Globorotalia multicaemata</i>	<i>Globigerina angustumbilicata</i> ³	<i>Globorotalia mayeri</i> ^{2,3}
	†	†	†	†	†	†	*	†	∞	†	∞	†	†	†	†	†	*	†	†	†	*	∞	†	†	†	†	*	†	†	†

Se identifican biofacies dominadas por *Streptochilus* entre la cima de la unidad Marl y la base de Green Claystone que indican un intervalo de alta productividad en la cuenca (Fig. 22). La base de estas biofacies coincide con el primer registro de nanoplancton cretácico retrabajado, escasos ostrácodos y carofitas relacionados al arribo del Río Colorado reportados por McDougall y Miranda-Martínez (2016), por lo que se considera que la alta productividad pudo ser disparada por el aporte de nutrientes originados por las primeras descargas del río. Sin embargo, Homan (2014) y Dorsey *et al.* (2018) consideran que el arribo del Río Colorado ocurre ligeramente después, en la base de la unidad Green

Claystone, evidenciado por el cambio sedimentológico abrupto entre rocas carbonatadas a siliciclásticas. Lo cual revela que es necesario un estudio más detallado de la unidad, especialmente en este intervalo, para establecer con mayor precisión el arribo del río.

Desde la base de la litofacies Green Claystone, las formas planctónicas decrecen en número hasta que son ausentes en la parte media y superior de la unidad, lo cual se atribuye al aumento de las descargas del río y por ende a cambios más bruscos en la salinidad, lo cual está evidenciado por la dominancia en los conjuntos bentónicos de *Ammonia beccarri* reportada por McDougall y Miranda-Martínez (2016), que es tolerante a baja salinidad y representa la instalación de un ambiente lacustre.

Cuenca Salton Trough

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos que anteceden el arribo del Río Colorado a la cuenca del Salton Trough son diversas y están representadas por aquellas analizadas en San Gorgonio Pass, sin embargo aquellas afectadas por las descargas del río son poco diversas y abundantes representadas por las asociaciones en Split Mountain Gorge. La ausencia de foraminíferos planctónicos en la base del miembro Latrania sugiere ambientes muy someros para esta parte de la formación como lo indican las profundidades entre 0-18 m interpretadas en San Gorgonio Pass por McDougall *et al.* (1999) y entre 0-37 m en Split Mountain por Dorsey *et al.* (2007).

En ambas localidades el grupo aparece por primera vez en rocas por encima de una discordancia donde se reporta un aumento abrupto de la profundidad en la cuenca, con la presencia de biofacies de plataforma externa (100 a 200 m) en San Gorgonio Pass (McDougall *et al.*, 1999) y de talud superior (150 a 500 m) en Split Mountain (Dorsey *et al.* (2007). Sin embargo su abundancia relativa varía de rara a poca, siendo inferior a la reportada por Bandy (1961) en comunidades actuales del Golfo, donde representan entre 13-15% de las asociaciones en la plataforma externa y entre 14-37% en el talud superior. La baja abundancia en San Gorgonio Pass, puede ser producto de una disolución selectiva observada en las testas; sin embargo, en Split Mountain Gorge puede relacionarse a la presencia de una Zona de Oxígeno Mínimo reportada en este intervalo por Dorsey *et al.* (2007) con base en foraminíferos bentónicos. Ambos procesos alteran las asociaciones y cambian la proporción B/P (pág. 147).

En la parte inferior de la formación expuesta en San Gorgonio Pass se presentan *proxies* conjuntos de temperatura y productividad (Tabla 15) que indican cambios de biofacies. Por su ubicación en el extremo norte del Golfo, se considera que las biofacies representan cambios en la productividad primaria independientes de la temperatura, provocadas por una intensa mezcla de marea como ocurre actualmente por encima de la región de las Grandes Islas (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). En la base de la columna en Cabazon se interpretan biofacies de alta productividad de *Globigenirita uvula* y *Turborotalita quinqueloba*, que cambian columna arriba a biofacies de baja productividad de *Gs. obliquus* y *Glbt. apertura* (identificadas también en Whitewater), para cambiar de nuevo a alta productividad por el dominio de *Glbt. woodi* (Fig. 22).

En Split Mountain se presentan biofacies de alta productividad de *Streptochilus* y *Glb. uvula*, cuyo límite inferior coincide con el inicio del retrabajo cretácico y la presencia de arenas provenientes del Río Colorado (C-Suite; Dorsey *et al.*, 2007). Con ello se infiere que el aumento de la productividad se debe al aporte de nutrientes de las primeras descargas del río, lo cual es similar a las biofacies identificadas en la Formación Bouse (Fig. 22). La progradación del delta en la cuenca del Salton Trough se ve reflejada por un aumento del retrabajo y una disminución de los foraminíferos planctónicos, así como su ausencia en rocas del miembro Deguynos.

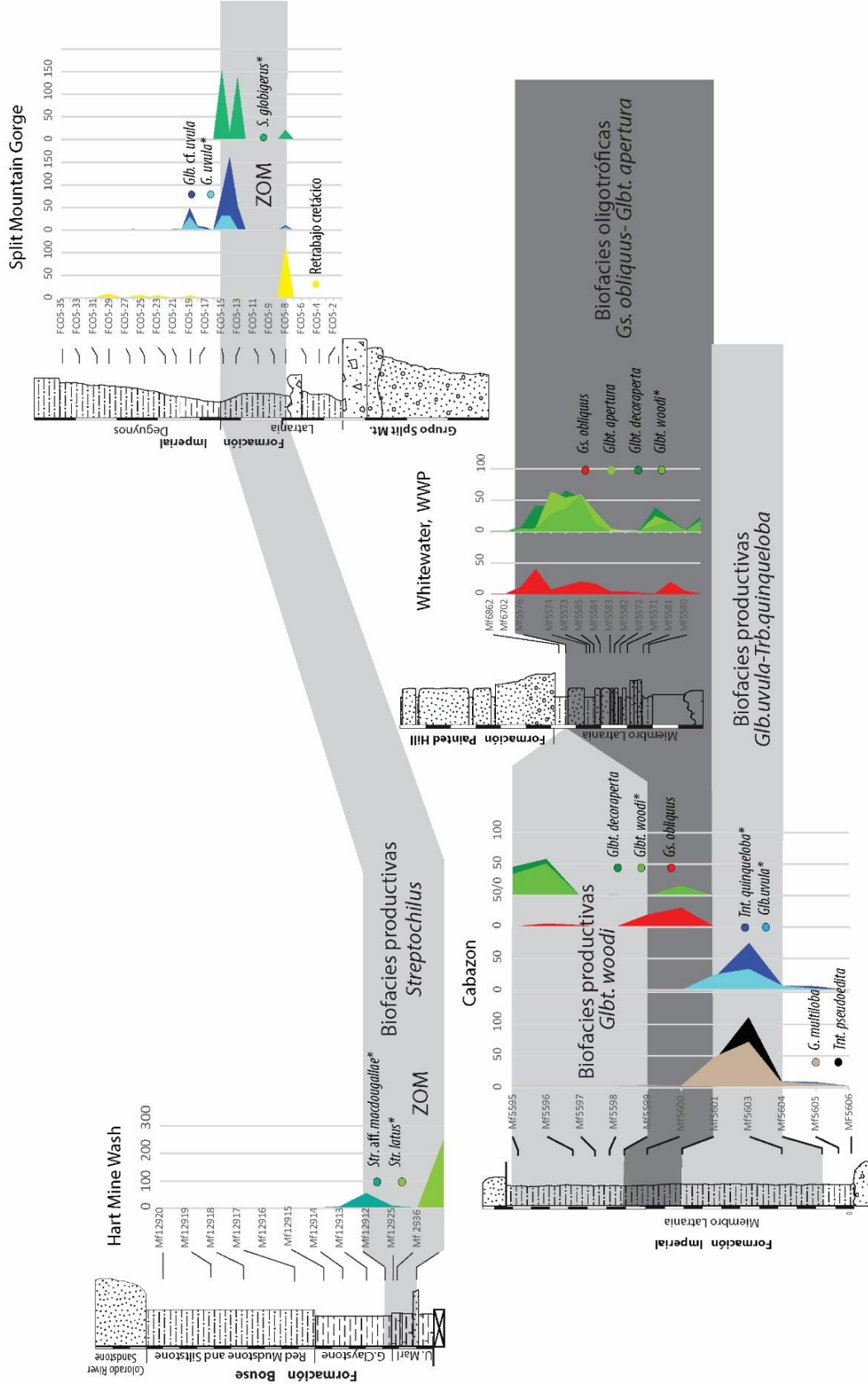


Figura 22. Biofacies de alta y baja productividad identificadas en la región norte del Golfo. Se presentan las especies dominantes que no son proxies (negro y gris), junto con las especies dominantes de masas de aguas frías (azul), cálidas (rojo) y eurytermas (verde). * Estrategas r. ZOM Zona de Oxígeno Mínimo reportada por McDougall y Miranda-Martínez (2016) en la Cuenca Blythe y en Split Mountain por Dorsey et

5.5.2 Región central

La región central está representada por las asociaciones de las formaciones Tirabuzón y Carmen en la cuenca de Santa Rosalía y en las islas Del Carmen y Monserrat. Las asociaciones son muy similares en su constitución y son las más diversas de todas las analizadas a lo largo del Golfo. Las especies de masas de agua cálidas son numerosas, con elementos exclusivos que no se presentan en la región norte (Tabla 12). Diez especies presentan una distribución restringida a la región central y son más numerosas las que comparte con las regiones norte y sur (Tabla 13).

Cuenca Santa Rosalía

La ausencia de foraminíferos planctónicos en la parte inferior de la Formación Tirabuzón sugiere que las rocas se depositaron en ambientes muy someros en la plataforma interna. Su presencia, de rara a común en la parte media y superior del miembro Arenisca y Limolita, podría indicar un cambio a ambientes de plataforma interna a externa, lo cual guarda similitud con las biofacies de plataforma reportadas por Carreño (1981). Sin embargo, en las columnas no se encontraron evidencias de ambientes de talud, con una profundidad de hasta 500 m, como propone Carreño (1981).

En la Formación Boleo no se han reportado foraminíferos planctónicos relacionados a los ambientes transicionales y marinos someros relacionados a las primeras incursiones marinas (Ochoa-Landín *et al.*, 2000), el grupo se presenta en la Formación Tirabuzón cuando hay biofacies de mayor profundidad. Sin embargo, en la interpretación de ambientes y condiciones pale-oceanográficas es importante considerar procesos de disolución y fragmentación de las testas que pueden alterar la constitución y abundancia original de las asociaciones; éstos son particularmente intensos en la cuenca de Santa Rosalía, evidenciados por la dominancia en los conjuntos del género *Neogloboquadrina* con una microestructura de sus testas resistentes a la disolución (Berger, 1968; Malmgren, 1983).

Los *proxies* identificados en las columnas de la Formación Tirabuzón señalan cambios de biofacies relacionados a productividad y temperatura de las masas de agua (Tabla 15), es por ello que se interpreta alta productividad en la región relacionada a la presencia de masas de agua fría por surgencias como sucede actualmente en la región central y sur del

Golfo (Leclerc y Schrader, 1987; Barron *et al.*, 2004; González-Yajimovich *et al.*, 2005). En la parte media del miembro Arenisca y Limolita las biofacies *Globigerinita uvula*, *Turborotalita quinqueloba*, *Neogloboquadrina acostaensis*, *Ngb. pachyderma* y *Tenuitellinata juvenilis* indican masas de agua fría productiva, las cuales cambian columna arriba a biofacies de *Globigerinoides obliquus*, *Gs. extremus* y *Globorotalita apertura* de masas de agua cálidas oligotróficas; para cambiar de nuevo hacia la cima de la unidad a biofacies de *Globigerina bulloides* y *Ngl. acostaensis* de masas de agua fría y altamente productivas (Fig. 23).

La abundancia de *Ngb. acostaensis* y *Ngb. pachyderma* en las biofacies frías puede estar relacionada con la modificación de la constitución original de las asociaciones por una intensa disolución; sin embargo, existen otros indicadores que son susceptibles a la disolución y descartan esta posibilidad, tales como *G. bulloides*, *Glb. uvula*, *Tnt. juvenilis* y *Trb. quinqueloba* (Berger, 1968; Kucera, 2007).

Tabla 13. Foraminíferos planctónicos con una distribución en la región central, compartida con la del norte y sur. Se presentan especies de masas de aguas cálidas (rojo) y frías (azul), euritermas (verde), extinta (+), presentes actualmente en el Golfo (*) y con representantes vivientes, pero sin reportarse en el Golfo (∞). 1. McCloy *et al.* (1988), 2. Dorsey *et al.* (2001), 3. Carreño *et al.* (2015).

Unidades litoestratigráficas	NORTE-CENTRO														CENTRO-SUR																								
Unidad Ojo de Buey																																							
Fm. Trinidad																																							
Fm. Carmen																																							
Fm. Tirabuzón																																							
Fm. Imperial																																							
Fm. Bouse																																							
TAXÓN																																							
	*	†	†	*	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†	†		
<i>Tenuitella anfracta</i>																																							
<i>Globigerina multiloba</i>																																							
<i>Globigerinita juvenilis</i>																																							
<i>Globigerina conglomerata</i>																																							
<i>Globoturbotalia woodi</i>																																							
<i>Tenuitella pseudoadedita</i>																																							
<i>Globigerinella pseudobesa</i>																																							
<i>Dentogloboquadrina venezuelana</i>																																							
<i>Globigerinoides kenneti</i>																																							
<i>Globigerinoides bulloideus</i>																																							
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> ³																																							
<i>Neogloboquadrina acostaensis</i>																																							
<i>Globorotalia menardii</i>																																							
<i>Globigerinoides trilobus</i>																																							
<i>Neogloboquadrina humerosa</i>																																							
<i>Pulleniatina primalis</i>																																							
<i>Globorotalia tumida</i>																																							
<i>Orbulina universa</i>																																							
<i>Globigerina callida praecalida</i>																																							
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>																																							
<i>Globigerinoides sacculifer</i>																																							
<i>Pulleniatina obliquiculata</i>																																							
<i>Globigerinella aequilateralis</i>																																							
<i>Globigerinoides elongatus</i> ⁵																																							
<i>Dentoglobigerina altispira</i>																																							
<i>Globigerina quadrilatera</i>																																							
<i>Globoturbotalita falconensis</i> ³																																							
<i>Globorotalia scitula</i>																																							
<i>Globorotalia plesiotumida</i> ³																																							
<i>Truncorotalia crassaformis</i> ³																																							
<i>Pulleniatina praecursor</i> ⁴																																							
<i>Pulleniatina finalis</i>																																							
<i>Pulleniatina aiticuspis</i> ⁴																																							
<i>Globorotalia unguolata</i> ^{3,5}																																							
<i>Globorotalia punctulata</i> ^{3,5}																																							
<i>Streptochilus inglei</i>																																							
<i>Paragloborotalia incompta</i>																																							

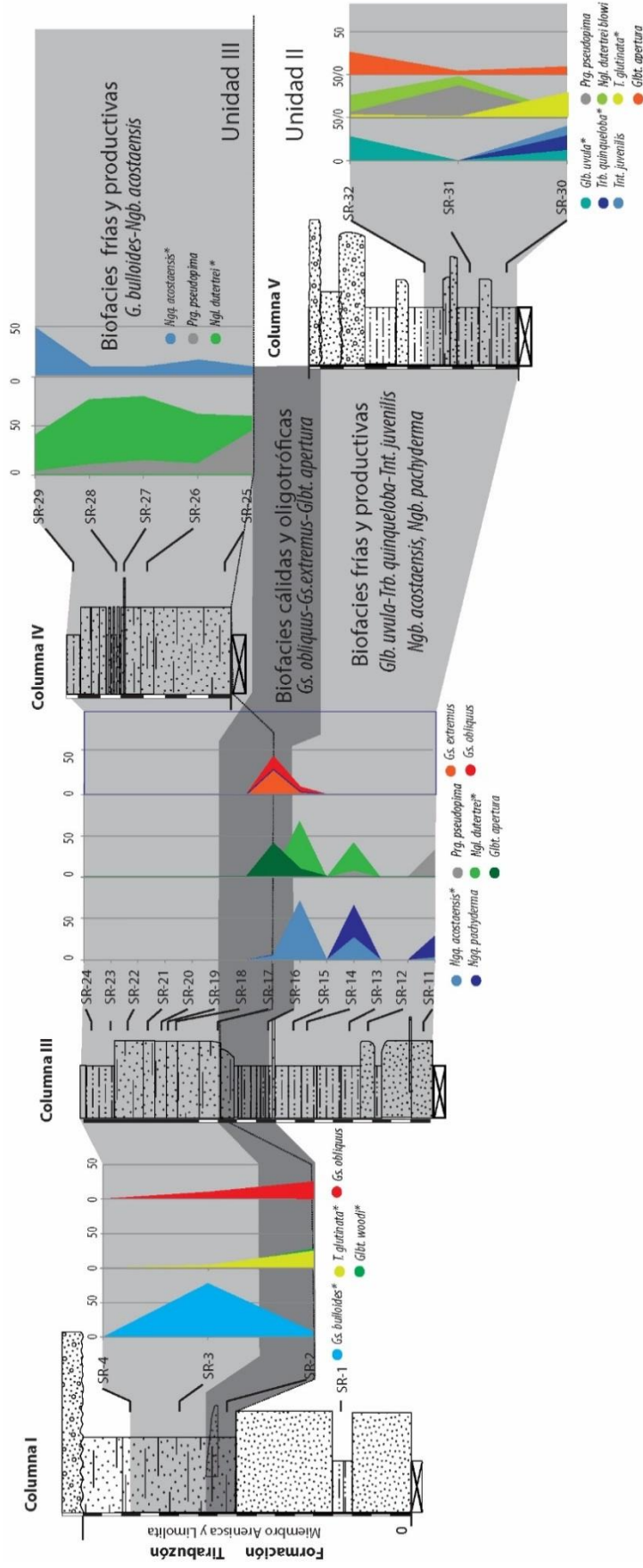


Figura 23. Biofacies frías productivas y cálidas oligotróficas identificadas en la cuenca de Santa Rosalía en la región central del Golfo. Se presentan las especies dominantes que no son *proxies* (negro y gris), junto con las especies dominantes de masas de aguas frías (azul), cálidas (rojo) y euritermas (verde). * Estrategas r.

Islas Carmen y Monserrat

En la parte inferior de la Formación Carmen no se han reportado foraminíferos, aunque Dorsey *et al.* (2001) indican que las rocas del miembro Lower Conglomerate se depositaron en el talud continental. En este estudio se considera que el miembro podría representar la transición entre ambientes continentales a marinos someros relacionados a las primeras incursiones, en cuyo caso la ausencia del grupo sería consistente con los ambientes. Los foraminíferos planctónicos se presentan y son raros en el miembro Sandstone and Conglomerate, aunque Dorsey *et al.* (2001) indican que corresponden a un canal submarino en el talud; sin embargo, la presencia de abundantes bivalvos observados en campo y la bioturbación previamente reportada (Dorsey *et al.*, 2001) señalan que fue depositado en la plataforma interna, donde la baja abundancia de las formas planctónicas registrada sería consistente con el ambiente.

En la parte inferior del miembro Marlstone and Mudstone, la abundancia de los foraminíferos planctónicos aumenta, demostrando biofacies de plataforma interna con breves intervalos depositados en la plataforma externa. Las biofacies coinciden con los ambientes de plataforma con una profundidad máxima de 150 m, descritos por Hernández (2012) y Carreño *et al.* (2015), quienes consideraron en su interpretación batimétrica las limitaciones de las condiciones de oxígeno mínimo presentes en esta parte de la unidad. En la parte superior del miembro, la abundancia del grupo corresponde a ambientes de plataforma interna a externa en Bahía Salina y sólo en Punta Perico se reconocen biofacies de talud superior que cambian a plataforma hacia la cima del miembro. Las biofacies en Bahía Salina son más someras que las descritas por Dorsey *et al.* (2001) del talud medio superior y su interpretación sólo coincide con las biofacies identificadas en este estudio en Punta Perico; esta discordancia puede deberse a la presencia de condiciones de oxígeno mínimo que alteran la distribución de los indicadores batimétricos y cuyas limitaciones no fueron consideradas por Dorsey *et al.* (2001) en su interpretación.

Los *proxies* identificados en la Formación Carmen señalan cambios de biofacies asociados a alteraciones de la productividad primaria por cambios en la temperatura de las masas de agua (Tabla 15), por lo que se interpreta alta productividad en la región debido a la presencia de masas de agua fría por surgencias como ocurre actualmente en la parte central y sur del Golfo (Leclerc y Schrader, 1987; Barron *et al.*, 2004; González-

Yajimovich *et al.*, 2005). En la cima del miembro Sandstone and Conglomerate se identifican biofacies cálidas oligotróficas de *Gs. ruber* (Fig. 24), las cuales se mantienen en la parte inferior del miembro Marlstone and Mudstone, en donde se intercalan con masas de agua fría de las biofacies *Tnt. juvenilis*, cuando éstas se presentan acompañadas por *Ngl. acostaensis* y *Glb. uvula* evidencian alta productividad. Hacia la parte superior del miembro regresan condiciones de masas de aguas cálidas oligotróficas de las biofacies *Gs. ruber*, las cuales cambian a biofacies altamente productivas de *Tinophodella glutinata*, con condiciones similares en masas de aguas frías en las biofacies de *G. bulloides* y *Ngl. incompta* hacia la cima de unidad.

5.5.3 Región sur

Las asociaciones en la región sur están representadas por aquellas descritas en la Formación Trinidad en la cuenca de San José del Cabo y en la unidad Ojo De Buey en la Isla María Madre. La diversidad y composición de los conjuntos son muy similares entre las cuencas, siendo más diversos en comparación a los de la región norte; pero en menor medida con los del centro, constituidos por numerosas especies con una afinidad a masas de aguas cálidas; las especies euritermas y de masas de aguas frías se presentan en menor número. Las especies con una distribución limitada a esta región corresponden a *Dentoglobigerina altispira globosa*, *Globigerina umbilicata*, *G. angustiumbilicata*, *G. riveroae*, *Globigerinoides fistulosus*, *Gl. flexuosa*, *Gl. mayeri*, *Gl. multicamerata*, *Gl. pseudomiocenica*, *Orbulina suturalis* y *Tenuitella humilis* (Tabla 12), junto con *Gl. margaritae*, identificada por McCloy (1984), y *Gl. paraboloides* y *Gl. paraboloides leroyi*, descritas por McCloy *et al.* (1988). La mayoría de estas especies son elementos tropicales que no penetraron a la región central y norte.

Cuenca San José del Cabo

No se han reportado foraminíferos planctónicos en el miembro inferior de la Formación Trinidad, probablemente por el depósito de la unidad en ambientes someros de estuario y playa (McCloy, 1984; Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997). Los foraminíferos planctónicos se presentan por primera vez en el miembro medio en rocas donde McCloy

(1984) y Carreño (1992) interpretan ambientes sedimentarios entre la plataforma externa y el talud continental con profundidades entre 150 a 500 m, bajo condiciones mínimas de oxígeno. Sin embargo los foraminíferos en esta parte de la unidad varían de raros a escasos, cuando se esperarían que fueran comunes o abundantes de acuerdo con la abundancia del grupo en ambientes actuales en el Golfo (Bandy, 1961). La baja abundancia del grupo puede deberse a la disolución en las asociaciones que también fue identificada por Carreño (1992) o a la presencia de una ZOM que ha sido reportada en esta parte de la unidad por McCloy (1984) y Carreño (1992), ya que ambas condiciones pueden alterar las asociaciones originales e inducir a interpretaciones erróneas de ambientes (pág. 147).

De acuerdo con Carreño (1992), en el miembro medio de la Formación Trinidad se presentan indicadores de masas de aguas frías como *Neogloboquadrina pachyderma*, *Ngq. incompta*, *Globigerina bulloides*, *Turborotalita quinqueloba* y *Globigerinita uvula*; así como indicadores de alta productividad relacionada a surgencias como *G. bulloides*. La autora sugiere que su dominancia corresponde a un aumento en la intensidad de la Corriente de California con aguas frías o a un decremento en la intensidad de la Corriente Ecuatorial del Pacífico con aguas cálidas. Sin embargo, estas interpretaciones se basan sólo en la presencia y no en la dominancia de especies por lo que es necesario realizar un análisis cuantitativo de los conjuntos en la unidad.

Isla María Madre

Los foraminíferos planctónicos están ausentes en la base de la sección correspondiente al miembro inferior de la unidad Ojo de Buey, donde se presentan polen y radiolarios retrabajados del Cretácico, evidencias del depósito de las rocas cerca de la línea de costa (Carreño, 1985). El grupo se presenta en la parte media de la sección donde son escasos y sólo son comunes en un breve intervalo (unidad IV), junto con abundantes microfósiles silíceos en algunos intervalos. La abundancia del grupo contrasta con los ambientes profundos interpretados para este intervalo de unidad, con rocas depositadas en el talud superior y medio a una profundidad de 500 a 1000 m, de acuerdo con Carreño (1985) y McCloy *et al.* (1988), donde se esperarían que fueran más abundantes conforme a su registro en ambientes actuales del Golfo (Bandy, 1961).

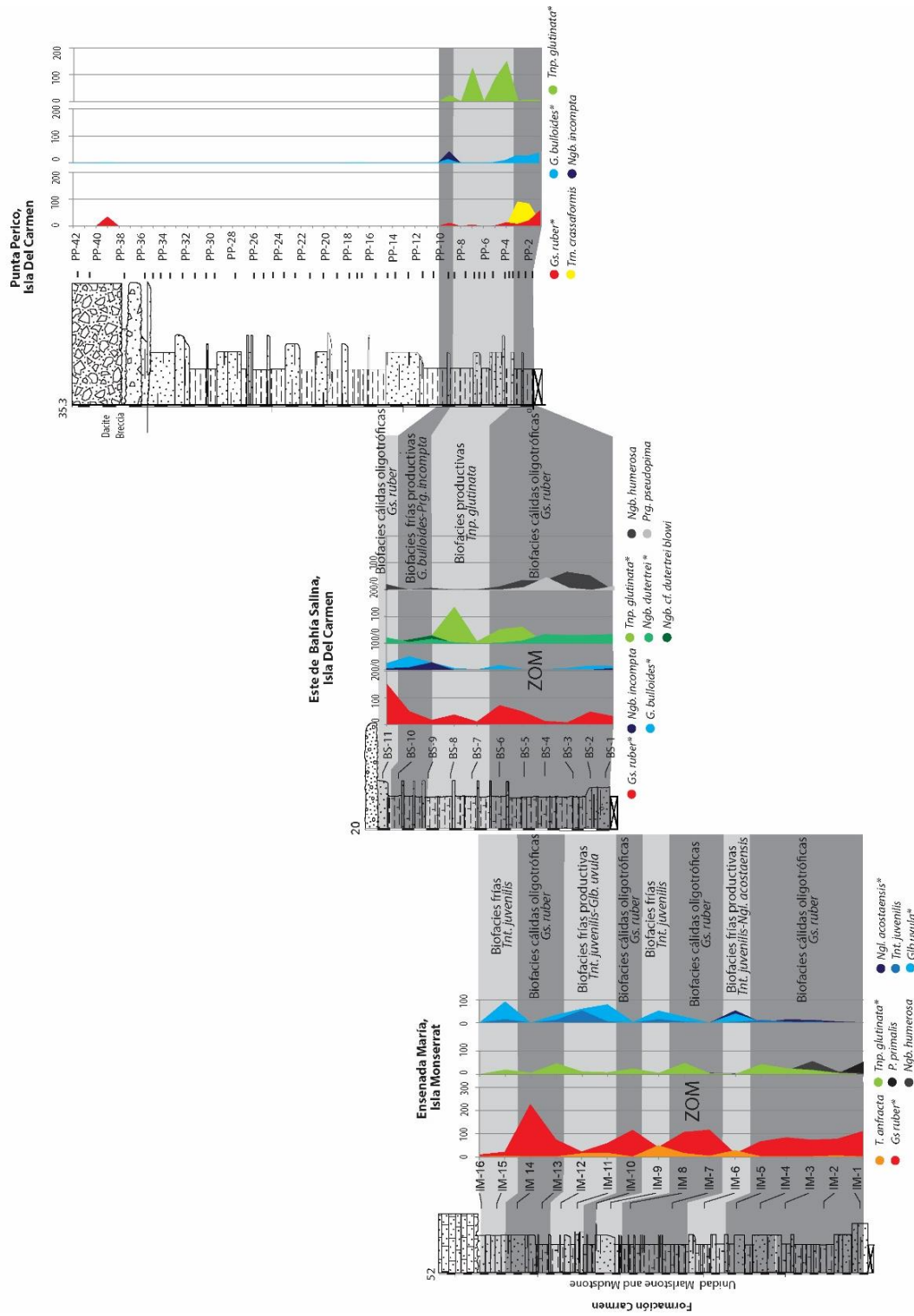


Figura 24. Biofacies frías productivas y cálidas oligotróficas identificadas en las islas Del Carmen y Monserrat en la región central del Golfo. Se presentan las especies dominantes que no son *proxies* (negro y gris), junto con las especies dominantes de masas de aguas frías (azul), cálidas (rojo) y euritermas (verde). * Estrategas r. ZOM Zona de Oxígeno Mínimo reportada por Dorsey et al.

Al igual que en la Formación Trinidad, la baja abundancia de los foraminíferos puede ser resultado de la intensa disolución selectiva (Carreño, 1985) y/o estar relacionada a la presencia de una zona afectada por la contracción y expansión de Zonas de Oxígeno Mínimo registradas en esta parte de la unidad (McCloy *et al.*, 1988).

En el miembro inferior de la unidad Ojo de Buey, Carreño (1985) observa un cambio de biofacies con masas de agua cálida en la parte inferior por la presencia de *Pulleniatina*, *Ngb. humerosa* y *Globigerinoides ruber*; que cambian hacia la cima del miembro a masas de agua fría por la presencia de *G. bulloides* y *Coccolithus pelagicus*, para instaurarse de nuevo condiciones cálidas evidenciadas por la presencia de *Gl. tumida* y *Gl. multicamerata* (Fig. 25). La autora atribuye la abundancia de *Globigerina bulloides* y microfósiles silíceos a alta productividad por surgencias asociadas a la Corriente de California. La identificación en este estudio de *Streptochilus* apoyaría la presencia de masas de agua altamente productivas de acuerdo con las características actuales del género (Fig. 21), sin embargo, las biofacies están basadas en la presencia y no en la abundancia de los indicadores, por lo que es necesario realizar un análisis cuantitativo de los conjuntos.

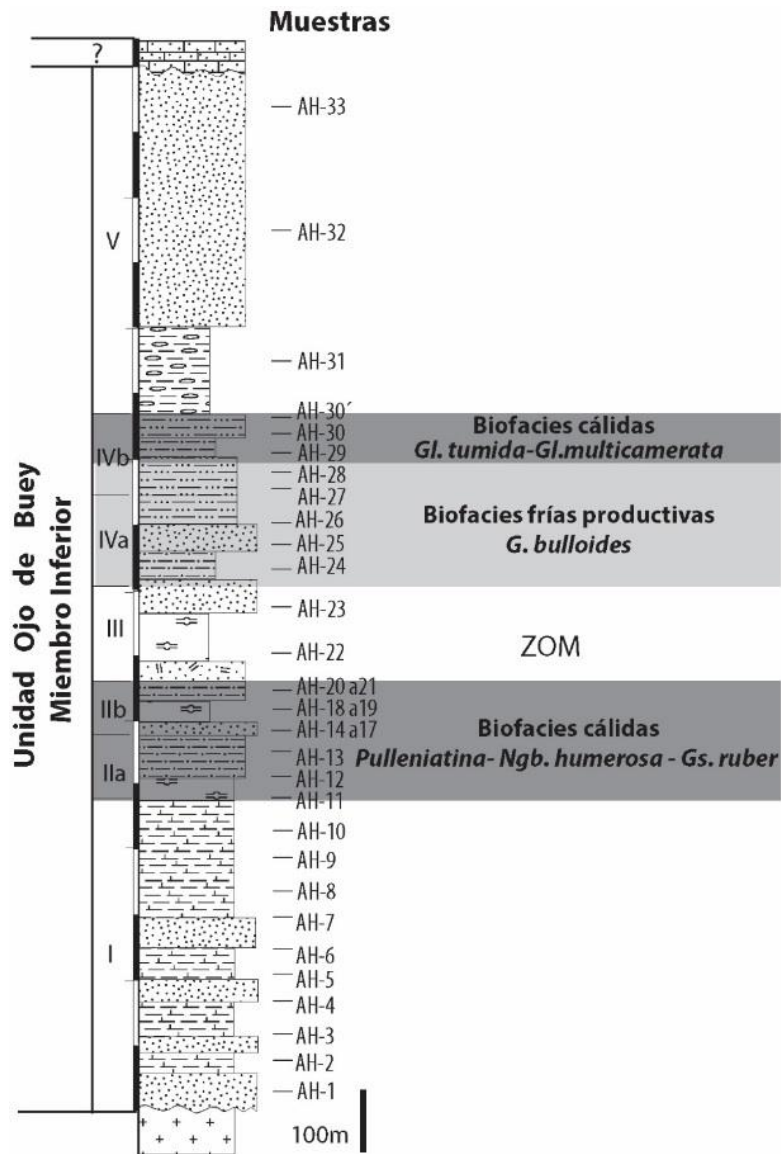


Figura 25. Biofacies cálidas y frías altamente productivas identificadas por Carreño (1985) en Isla María Madre en la región sur del Golfo. I a V corresponden a litofacies descritas por dicha autora.

5.5.4 Patrones regionales

Afinidad faunística

Las asociaciones a lo largo del Golfo están representadas por una mezcla de especies de masas de aguas cálidas y frías, así como por euritermas que se presentan bajo condiciones indistintas de temperatura. Las especies tropicales y subtropicales presentes localmente se han registrado en la Corriente Ecuatorial del Norte y en rocas del neógeno depositadas bajo su influencia (sitios 845, 846 y 854 del ODP; Vincent y Toumarkine, 1995); mientras que las especies templadas han sido reportadas en la Corriente de California y en depósitos bajo su influencia en la margen de California y Baja California (Bradshaw, 1959; Ingle, 1977; Brinton y Douglas, 1986; Rozo y Carreño, 1988).

Actualmente la interacción de las corrientes Ecuatorial del Norte y de California se registra en la entrada del Golfo (Lavín, *et al.*, 2009), de tal manera que la mezcla de especies en las asociaciones del Golfo implica su influencia al menos desde el Mioceno tardío. La corriente de California ha estado activa desde el Cretácico (Silter, 1972) y sus masas de agua fría han determinado la composición de los conjuntos de microfósiles depositados entre las latitudes 40°N y 25°N a lo largo de la costa de California y Baja California (Barron y Keller, 1983). Mientras que la Corriente Ecuatorial del Norte es resultado de la reorganización de las masas de agua al iniciar la emergencia del Istmo de Panamá (Tsuchi, 2002; Nisancioglu *et al.*, 2003), la cual impidió el intercambio de masas de aguas profundas mayores a 200 m entre 8 a 6 Ma entre el Pacífico y el Atlántico (Collins *et al.*, 1996), hasta la total separación de la fauna marina entre 4.7 y 2.5 Ma (Schmidt, 2007).

La influencia de las corrientes al interior del Golfo se intensificó durante el Mioceno tardío y Plioceno temprano por la migración de las isothermas durante periodos de enfriamiento global que intensificaron la Corriente de California y aportaron numerosos elementos de masas de aguas frías al Golfo, así como periodos de calentamiento global que aportaron elementos de masas de aguas cálidas de la Corriente Ecuatorial (Ingle, 1967; 1977). Sin embargo, se considera que fueron las condiciones geológicas, tectónicas y oceanográficas propias de cada región las que determinaron la abundancia, diversidad y constitución de los conjuntos de foraminíferos planctónicos.

Constitución y diversidad

Las asociaciones están constituidas por especies similares entre cuencas cercanas geográficamente que forman parte de la misma región. En el sur contienen abundantes elementos de aguas cálidas que no penetraron al interior del Golfo, lo cual hace probable una relación más estrecha de esta área con procesos oceanográficos en la Corriente Norecuatorial. En la región central se presentan las asociaciones más diversas, quizá porque el área sirvió de conexión para la migración de las especies entre los extremos del Golfo y esto a su vez enriqueció su diversidad. Asimismo, presentan especies de masas de agua cálida que no penetraron en la región del norte.

La restricción de elementos cálidos entre regiones podría significar un gradiente térmico de sur a norte, que pudo ser un factor determinante en la constitución de las asociaciones del Golfo, si se considera que actualmente la salinidad y temperatura de las masas de aguas superficiales son los principales factores que controlan la abundancia, diversidad y constitución de los foraminíferos planctónicos (Kucera, 2007; Schmidt *et al.*, 2004). El gradiente pudo desarrollarse por una conexión restringida entre las cuencas en la configuración temprana del Golfo debido al flujo limitado de las masas de aguas en las partes más oblicuas del rift (Umhoefer *et al.*, 2018). En el norte dichas condiciones pudieron acentuarse por el estrecho canal formado en la zona transtensional en Tiburón, sin olvidar que las asociaciones también son resultado del arribo del Río Colorado, que provocó cambios de temperatura y salinidad, así como un mayor aporte de terrígenos, como ocurre actualmente en el delta del río, donde las formas planctónicas son muy escasas o están ausentes (Bandy, 1961).

Por otro lado, algunas de las especies con distribución restringida corresponden a géneros que actualmente se limitan o son más abundantes en masas de agua intermedias y profundas como *Globorotalia*, *Sphaeroidinella* y *Pulleniatina* (Boudagher-Fadel, 2013), por lo que su ausencia en otras regiones podría relacionarse a la falta de estratificación de las masas de agua debido a la poca profundidad de las cuencas en la evolución temprana del Golfo. Estas condiciones someras pudieron favorecer el desarrollo de comunidades de masas de aguas superficiales como lo indica la presencia de un grupo con estas características y una distribución continua a lo largo del Golfo (Tabla 14), representado por especies euritermas como: *Tenuitellita iota*, *Streptochilus latus*, *Streptochilus*

macdougallae, *Neogloboquadrina dutertrei blowi*, *Globoturborotalita rubescens*, *Globigerinita glutinata* y *Globoturborotalita decoraperata*; así como por especies de aguas cálidas como: *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides immaturus*, *Globigerinoides obliquus*, *Globigerinoides extremus*; y de aguas frías como: *Globigerinita uvula*, *Gobigerinita uvula minuta*, *Turborotalita quinqueloba* y *Globigerina bulloides* (Tabla 14). Las cuales en su mayoría corresponden a especies estrategas r que responden rápidamente a la reorganización de nutrientes y proliferan en regímenes de poca estabilidad (Premoli-Silva y Sliter, 1999), por lo que sus requerimientos ecológicos les permitieron penetrar al Golfo y mantenerse en los conjuntos a través del tiempo, ya que muchas de ellas siguen siendo parte de las poblaciones actuales (Bandy, 1961; Rozo-Vera y Carreño, 1988).

Tabla 14. Foraminíferos planctónicos con una distribución continua a lo largo del Golfo de California. Se presentan especies de masas de aguas cálidas (rojo) y frías (azul), euritermas (verde), extinta (†), presentes actualmente en el Golfo (*) y con representantes vivientes, pero sin reportarse en el Golfo (∞). 1. McCloy (1984), 2. McCloy *et al.* (1988).

Unidad Ojo de Buey																				
Fm. Trinidad																				
Fm. Carmen																				
Fm. Tirabuzón																				
Fm. Imperial																				
Fm. Bouse																				
TAXÓN																				
<i>Tenuitella iota</i>	*																			
<i>Streptochilus latus</i>	†																			
<i>Streptochilus macdougallae</i>	†																			
<i>Globigerinoides quadrilobatus</i> ²	†																			
<i>Globigerinita uvula</i>	*																			
<i>Neogloboquadrina dutertrei blowi</i>	*																			
<i>Globoturborotalita rubescens</i> ³	*																			
<i>Globigerinoides amplius</i>	†																			
<i>Globigerinoides conglobatus</i>	*																			
<i>Globigerinoides immaturus</i>	*																			
<i>Tinophodella glutinata</i>	*																			
<i>Globigerina para bulloides</i> ³	†																			
<i>Globoturborotalita decoraperata</i> ³	†																			
<i>Globigerinita uvula minuta</i>	*																			
<i>Globigerina bulloides</i>	*																			
<i>Globoturborotalita apertura</i>	*																			
<i>Globigerinoides obliquus</i>	†																			
<i>Globigerinoides extremus</i>	†																			
<i>Globigerinoides ruber</i>	*																			
<i>Turborotalita quinqueloba</i>	*																			
<i>Paragloborotalia languaensis</i> ^{2,3}	†																			
<i>Streptochilus globigerus</i>	†																			

Abundancia

Los foraminíferos planctónicos se registran en bajas proporciones con respecto a los bentónicos en todas las asociaciones analizadas aún en facies descritas como profundas por otros autores, donde se esperaría que fueran dominantes como ocurre actualmente en otros océanos por el decreciente aporte de terrígenos del continente y el aumento de la productividad primaria (Berger y Diester-Haas, 1988; Van der Zwaan *et al.*, 1990). En poblaciones actuales del Golfo, Bandy (1961) también reporta la escasa presencia de planctónicos, siendo raros o pocos (menos de 7%) o ausentes en la plataforma interna, llegan a ser comunes en la plataforma externa (13-15%) y de comunes a abundantes en el talud superior (14-37%), sin llegar a ser dominantes en los conjuntos. Lo cual sugiere que la baja abundancia de las formas planctónicas al interior del Golfo es un patrón común que puede estar limitado por factores locales.

De tal manera que se esperaría que la abundancia de las formas planctónicas fuera similar a la registrada en comunidades actuales (Bandy, 1961) de acuerdo con los ambientes descritos por otros autores en las unidades analizadas. Sin embargo, en facies de plataforma externa a talud continental descritas para las formaciones Imperial (Dorsey *et al.*, 2007), Tirabuzón (Carreño, 1981), Carmen (Dorsey *et al.*, 2001), Trinidad (Carreño, 1992) y en la unidad Ojo de Buey (Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1988), el grupo varía de raro a común en lugar de ser comunes o abundantes.

La baja abundancia del grupo en las asociaciones analizadas, con excepción de la Formación Tirabuzón, pudo ser obliterada por la presencia de Zonas de Oxígeno Mínimo (ZOM), reportadas por otros autores con base en foraminíferos bentónicos. La ZOM puede provocar variaciones en la proporción P/B, las cuales son independientes de la profundidad, al inducir la proliferación de especies bentónicas de hábitos infaunales que causan un aumento considerable del tamaño poblacional de los bentónicos y un aparente decremento de los planctónicos. Además, estas condiciones pueden obliterar la utilidad de los indicadores de paleobatimetría por no considerar que éstos son capaces de migrar cuando la ZOM se contrae o se expande (Van der Zwaan *et al.*, 1990; Van der Hinsbergen *et al.*, 2005). Así pueden interpretarse ambientes profundos que realmente correspondan a facies someras, producto de la expansión de la ZOM, donde la baja abundancia de planctónicos sería coherente con el ambiente.

Mientras que, en la región norte, la baja proporción de las poblaciones planctónicas también está relacionada al arribo del Río Colorado, el cual provocó cambios en la salinidad, temperatura y aporte de terrígenos que afectaron paulatinamente a las comunidades marinas hasta erradicarlas en la parte norte del Golfo. Otro factor importante capaz de cambiar las asociaciones originales son los procesos de disolución selectiva, los cuales se presentan como un patrón común en las localidades analizadas.

Disolución

En las asociaciones analizadas es común la presencia de marcas de disolución en las testas y fragmentación, lo cual también es considerado un proxy de la intensidad de la disolución al provocar el adelgazamiento en las paredes de las testas (Berger *et al.*, 1982; Kucera, 2007), afectando principalmente a las formas planctónicas.

La disolución se asocia generalmente al depósito de las testas cerca de la lisoclina de foraminíferos entre 3000 a 5000 m de profundidad (Berger, 1970; Summerhayes y Thorpes, 1996), pero las cuencas del Golfo no eran tan profundas. Carreño (1981, 1985, 1992) considera que uno de los principales factores que generó los procesos de disolución en Santa Rosalía, San José del Cabo e Isla María Madre fue el aporte de terrígenos por los movimientos tectónicos de las cuencas. Sin embargo, se ha demostrado que la disolución química por el aporte de terrígenos debida a la reducción de sulfatos y la oxidación de sulfuros en ambientes marinos carbonatados no es tan intensa (Perry y Taylor, 2006).

Se plantea que una de las principales causas de disolución pervasiva de carbonatos biogénicos en el Golfo puede ser la presencia de sistemas hidrotermales originados como parte de la extensión y adelgazamiento de la corteza relacionada con la evolución del rift. Ya que actualmente, los sistemas hidrotermales en las cuencas del Salton Trough, Wagner, Consag y Guaymas (Muffler y White, 1969; Svensen *et al.* 2009; Prol-Ledesma *et al.*, 2013) originan amplias zonas de disolución, debido a la liberación de altas concentraciones CO₂ que acidifican las masas de agua localizadas a 20 y hasta 50 m por encima del fondo marino, generando disminución del pH hasta valores de entre 7.55 a 7.98 (Prol-Ledesma *et al.*, 2013).

Otro factor importante asociado a la disolución de las testas pudieron ser las condiciones de alta productividad que han sido descritas en la mayoría de las unidades

analizadas, al considerar que el aumento de CO₂ por la descomposición de materia orgánica asociada a zonas de alta productividad primaria dispara importantes procesos de disolución (Adler *et al.*, 2001).

En las interpretaciones ecológicas, ambientales y de edades es importante considerar que la composición original de las asociaciones puede ser afectada por la disolución, como sucede en algunos conjuntos analizados en Santa Rosalía, dominados en intervalos por especies resistentes a la disolución. Aunque es necesario realizar un estudio tafonómico de los conjuntos, en este estudio fue evidente una disolución selectiva que afecta mayormente a las formas planctónicas y que puede alterar la proporción P/B, de tal manera que en asociaciones afectadas por la disolución no es una referencia confiable para interpretar paleobatimetría.

Zona de Oxígeno Mínimo

Las asociaciones analizadas en este estudio están relacionadas a condiciones de oxígeno mínimo interpretadas por otros autores con base en foraminíferos bentónicos en las unidades Imperial (Dorsey *et al.*, 2007), Bouse (McDougall y Miranda, 2016), Carmen (Dorsey *et al.*, 2001; Hernández, 2012; Carreño *et al.*, 2015), Trinidad (McCloy, 1984; Carreño, 1992) y Ojo de Buey (Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1988).

Actualmente, la formación de Zonas de Oxígeno Mínimo (ZOM) en el Golfo es producto de: el balance entre el ingreso de aguas profundas pobres en oxígeno del Océano Pacífico Este; el aporte de materia orgánica por la alta productividad superficial, la cual al hundirse y descomponerse va consumiendo el oxígeno de las aguas intermedias; así como de las altas tasas de respiración de la biomasa superficial y el proceso de ventilación por la mezcla vertical en la columna de agua (Bernhard y Sen Gupta, 1999; Segovia-Zavala *et al.*, 2013).

Debido a que hoy en día las aguas pobres en oxígeno del Pacífico circulan a una profundidad de hasta 1200 m, se descarta que su influencia en el antiguo Golfo hubiera intervenido en la formación de ZOM. Su formación se debe a la presencia de masas de agua superficiales altamente productivas, pues se presentan asociadas a biofacies de alta productividad identificadas en las columnas. Sin descartar también que pudieran originarse o acentuarse por la configuración temprana de las cuencas, pues pudieron ser someras y

semi-aisladas hasta que el crecimiento de las fallas conectó a todas las cuencas y formó un cuerpo marino estrecho y alargado, permitiendo el flujo cada vez más activo de las masas de agua.

Las ZOM en la proporción P/B pueden provocar variaciones independientes de la profundidad y obliteran la utilidad de los indicadores de paleobatimetría (Van der Zwaan *et al.*, 1990; Van der Hinsbergen *et al.*, 2005), de tal manera que en las unidades donde se han reportado a lo largo del Golfo es necesario considerar dichas limitaciones para no incurrir en interpretaciones erróneas de ambientes y profundidades.

Biofacies

En las asociaciones analizadas en el Golfo, las especies dominantes son *proxies* para temperatura y productividad, de tal manera que su cambio a lo largo de las columnas muestra variaciones de estas condiciones (Tabla 15). En la región norte, los cambios corresponden a variaciones en la productividad primaria independientes de la temperatura y particularmente, las biofacies de *Steptochilus* se interpreta que representan episodios de alta productividad disparados por el aporte de nutrientes en las primeras descargas del Río Colorado en las cuencas Blythe y Salton Trough. En la región centro y sur, el cambio de biofacies corresponde a variaciones de productividad asociada a la temperatura de las masas de agua debido a surgencias.

El cambio de biofacies en la región norte fue identificado por McDougall *et al.* (1999) y Dorsey *et al.* (2007) en la Formación Imperial y adjudicado a cambios de temperatura por el reconocimiento de biofacies frías de *Globigerina bulloides* y *Turborotalita quinqueloba*, las cuales cambian a biofacies cálidas de *G. apertura* y *Globigerinoides ruber* en San Gorgonio Pass; mientras que en Split Mountain, identifican biofacies cálidas sin mencionar los indicadores presentes. Los autores correlacionan las biofacies cálidas a los eventos W10 (6.5-6.3 Ma) y/o W11 (5.6-5.5 Ma), calibrados en el Pacífico Noreste por Barron y Keller (1983) con el fin de establecer la edad de las rocas en la parte norte del Golfo. No obstante, su correlación es discutible porque en el Pacífico las biofacies frías y cálidas se reconocieron con base en cambios cuantitativos de foraminíferos planctónicos y diatomeas, junto con la presencia de *hiatuses* intercalados (Barron y Keller, 1983); mientras que en el Golfo los *hiatuses* no se han documentado, en las correlaciones no se incluyen a los eventos

fríos y la correlación de los cálidos se realiza con base en especies que no corresponden a los indicadores que definen a los eventos o sin mencionar los indicadores. Asimismo, la configuración temprana del Golfo como un cuerpo marino estrecho y alargado hace poco probable una interacción tan activa con el Pacífico, mucho menos factible en su límite norte.

A diferencia de las biofacies de alta productividad del norte, las del sur coinciden con la abundancia de microfósiles silíceos y la extinción de especies tropicales que evidencian su relación a masas de aguas frías. En la región central y sur, la productividad en las unidades ha sido reportada anteriormente por la gran abundancia de *Globigeirna bulloides* (Carreño, 1985, 1992; Dorsey *et al.*, 2001) y por el gran tamaño de las poblaciones bentónicas (Hernández, 2012; Carreño *et al.*, 2015). Estas biofacies también se reconocen en este estudio y se interpretan que estuvieron influenciadas por un enfriamiento global a principios del Plioceno temprano (Ingle, 1974), relacionado a la migración de las isothermas por un enfriamiento global durante el Neógeno (Ingle, 1967; 1977), donde también se registra la extinción de especies tropicales como *Amphistegina*.

Tabla 15. Indicadores de temperatura y productividad en las unidades lito-estratigráficas analizadas en el Golfo de California.

Unidad	Bouse	Imperial	Tirabuzón	Carmen	Trinidad	Ojo de Buey
Biofacies frías		<i>G. uvula</i>	<i>G. uvula</i>	<i>G. uvula</i>	<i>G. uvula</i>	<i>G. bulloides</i>
		<i>T. quinqueloba</i>	<i>T. quinqueloba</i>	<i>T. juvenilis</i>	<i>T. quinqueloba</i>	<i>C. pelagicus</i>
			<i>T. juvenilis</i>	<i>N.acostaensis</i>	<i>N.pachyderma</i>	
			<i>N. acostaensis</i>	<i>P. incompta</i>	<i>G. bulloides</i>	
			<i>N. pachyderma</i>	<i>G. bulloides</i>	<i>P. incompta</i>	
		<i>G. bulloides</i>				
Biofacies cálidas		<i>Gs. obliquus</i>	<i>Gs. obliquus</i>	<i>Gs. ruber</i>		<i>G. ruber</i>
			<i>Gs. extremus</i>			<i>N. humerosa</i>
						<i>Pulleniatina</i>
						<i>Gl.tumida</i>
						<i>Gl.multicamerata</i>
Alta productividad	<i>S. latus</i>	<i>S. globigerus</i>	<i>G. uvula</i>	<i>T. glutinata</i>	<i>G. uvula</i>	<i>G. bulloides</i>
	<i>S. aff. macdougallae</i>	<i>G. uvula</i>	<i>T. quinqueloba</i>	<i>G. uvula</i>	<i>T. quinqueloba</i>	Microfósiles silíceos
		<i>T. quinqueloba</i>	<i>N. acostaensis</i>	<i>N. acostaensis</i>	<i>G. bulloides</i>	
		<i>G. wodi</i>	<i>G. bulloides</i>	<i>G. bulloides</i>		
			Microfósiles silíceos	Microfósiles silíceos		
Baja productividad		<i>Gs. obliquus</i>	<i>Gs. obliquus</i>	<i>Gs. ruber</i>		<i>G. ruber</i>
		<i>Glb. apertura</i>	<i>G. apertura</i>			

Alta productividad

Actualmente el Golfo de California es uno de los mares con las aguas más productivas del planeta (Douglas *et al.*, 2007), cuya productividad primaria incrementa desde la boca a la región central, siendo poca en la región de las grandes islas y aumentando ligeramente en la región norte (Lara-Lara y Álvarez-Borrego, 2014). La productividad primaria se puede rastrear hasta el Mioceno tardío y el Plioceno temprano, ya que en las asociaciones analizadas es un patrón común relacionado a diferentes procesos en cada región, con indicadores generalmente representados por estrategias r, cuya presencia en el Golfo sugiere ambientes inestables donde encontraron las condiciones para florecer.

En la región norte, los episodios de alta productividad pudieron ser provocados por una mezcla mareal intensa, como ocurre actualmente en la región norte debido a la reducción de la profundidad y la anchura en la región de las grandes islas, lo cual limita el libre flujo de las masas de agua (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). De acuerdo con las reconstrucciones del antiguo Golfo, el estrecho canal en la zona de fallamiento transtensional entre la cuenca de Tiburón y Yaqui, que parcialmente impedía el libre flujo de las masas de agua (Bennett *et al.*, 2015; Umhoefer *et al.*, 2018), pudo generar condiciones similares provocando: una redistribución de los nutrientes del fondo marino, así como el aumento de la productividad primaria en la región del Salton Trough y la parte baja del Río Colorado.

En la región centro y sur, la alta productividad podría haber sido originada por surgencias debido a la acción de los vientos y el intercambio de masas de agua frías ricas en nutrientes provenientes del Pacífico, como ocurre actualmente en las cuencas Alfonso, Pescadero y Guaymas (Leclerc y Schrader, 1987; Barron *et al.*, 2004; González-Yajimovich *et al.*, 2005). Hernández (2012) y Carreño *et al.* (2015) plantean que en la Isla Monserrat se debe a la mezcla mareal que generó una situación ecológica similar a una “surgencia constante”; sin embargo, en las reconstrucciones del Golfo no se identifica algún canal estrecho en esta área durante el depósito de la unidad que pudiera ocasionar dichas condiciones (Umhoefer *et al.*, 2018).

La alta productividad también pudo estar relacionada a episodios de alta actividad volcánica relacionados con la evolución del rift, ya que en comunidades marinas actuales en el Pacífico se ha registrado una correlación directa entre la descarga de cenizas

volcánicas y el bloom masivo de fitoplancton (Duggen *et al.*, 2007; Langmann *et al.*, 2008). Ello debido a que las cenizas tienen el potencial de fertilizar los mares a partir de un recubrimiento con nutrientes de sales solubles formadas en la fase gaseosa durante la erupción, liberando rápidamente nutrientes en el intervalo de 1 a 2 horas (Frogner *et al.*, 2001). La influencia volcánica entre las rocas marinas es evidente en la cuenca de Santa Rosalía (Holt *et al.*, 2000; Conly *et al.*, 2005), en la Isla Del Carmen (Dorsey *et al.*, 2001), en la cuenca San José del Cabo (McCloy, 1984) y en la Isla María Madre (Chiñas, 1963; Carreño, 1985; Pompa-Mera *et al.*, 2013), lo cual indica que la alta actividad volcánica fue una fuente importante de nutrientes que propició la presencia de masas de agua eutróficas, con ello favoreció la alta productividad primaria.

En el Cretácico, la relación entre alta productividad y el desarrollo de eventos anóxicos globales (OAE; Adams *et al.*, 2010), con conjuntos dominados por estrategias r como *proxies* de ambientes inestables, se adjudica al aporte de nutrientes producidos por una intensa actividad volcánica correspondiente a las erupciones del *Deccan* (Keller, 2005). A menor escala, pero con un efecto similar, el aporte de nutrientes por la actividad volcánica asociada con la evolución del rift pudo causar, por un lado, inestabilidad en los ambientes marinos del Golfo de California; y por otro lado, disparar episodios de alta productividad que generarían ZOM.

En un contexto regional, la productividad en el Golfo de California también pudo ser influenciada por procesos desarrollados en el Pacífico Ecuatorial, donde la alta productividad se disparó tras la emergencia del Istmo de Panamá, lo cual generó un enfriamiento en el hemisferio norte y una intensificación del sistema de vientos durante el episodio glacial. En este evento conocido como el Biogenic Bloom Regime, ocurrido entre 8 a 4.5 Ma, se presentan grandes depósitos de ópalo y carbonatos por periodos extendidos relacionados a un cambio en los flujos de nutrientes en el Ecuador (Lyle y Baldauf, 2015).

5.6 Conclusiones

El análisis micropaleontológico de las asociaciones de foraminíferos planctónicos indica que éstos están representados por ochenta y tres taxa aportados por las corrientes de California y Ecuatorial del Norte en el Océano Pacífico. Aunque estas especies penetraron al Golfo, su distribución diferencial indica que cada región presenta una configuración propia derivada de procesos oceanográficos desarrollados en su interior. Las asociaciones son similares en constitución, diversidad y abundancia entre cuencas cercanas y diferentes entre las regiones norte, centro y sur. No obstante, también se identifica un grupo con una amplia distribución a lo largo del Golfo representado principalmente por especies euritemas y estrategas r, habitantes de aguas superficiales, las cuales aún forman parte de las poblaciones actuales. Lo anterior muestra que sus requerimientos ecológicos y las condiciones tempranas del Golfo les permitieron entrar en todas las regiones y mantenerse dentro de los conjuntos.

La restricción de elementos entre regiones puede evidenciar un gradiente termal de sur a norte que pudo ser uno de los factores determinantes para la constitución de las asociaciones, resultado de la configuración temprana estrecha y alargada del Golfo, así como de una conexión restringida entre sus cuencas. Sin embargo, la distribución restringida de las especies que son mayormente habitantes de aguas intermedias y profundas señala la ausencia de estratificación de las masas de aguas en las cuencas. De tal manera que al interior del Golfo se desarrollaron asociaciones dominadas por habitantes de masas de aguas superficiales en una etapa temprana de las cuencas y a medida que aumentó la profundidad de las cuencas en la evolución del rift, las masas de agua se estratificaron y con ello cambiaron las asociaciones de foraminíferos planctónicos.

La constante dominancia de foraminíferos bentónicos y la baja abundancia de planctónicos, aun en biofacies interpretadas como profundas, es un patrón común en las asociaciones fósiles y actuales del Golfo (Bandy, 1961), que sugiere que factores locales influyen en la proporción entre bentónicos y planctónicos al interior del Golfo. Sin embargo, la abundancia de los planctónicos en las asociaciones fósiles, por debajo de los porcentajes reportados por Bandy (1961), puede relacionarse a: una baja abundancia aparente por la presencia de Zonas de Oxígeno Mínimo (ZOM); o a una interpretación

errónea de los ambientes sedimentarios que no consideran las limitaciones de la ZOM; asimismo, también ser producto de factores ambientales, como el arribo del Río Colorado en la región norte y a la disolución selectiva que fue observada en las columnas analizadas.

Las biofacies identificadas evidencian episodios de alta productividad disparados por diferentes procesos en cada una de las regiones a lo largo del Golfo: en el norte se relacionan a corrientes de marea y al aporte de nutrientes de las primeras descargas del Río Colorado; mientras que en el centro y sur corresponden a surgencias por acción de los vientos y el intercambio de masas de agua frías ricas en nutrientes del Pacífico en la boca del Golfo. Las biofacies asociadas a cambios en la temperatura en la región centro y sur pudieron estar influenciadas por variaciones en la intensificación de la corriente de California, durante eventos de enfriamiento que provocaron la migración de las isotermas durante el Neógeno (Ingle, 1967; 1977). Además de estos procesos, se considera que la actividad volcánica, asociada a la evolución del rift, pudo ser otro factor importante para desencadenar o acentuar la productividad primaria en el Golfo.

La alta productividad pudo causar las ZOM reportadas en las unidades, las cuales pudieron originarse por el consumo de oxígeno de las aguas intermedias debido a la descomposición de la materia orgánica (Bernhard y Sen Gupta, 1999; Segovia-Zavala *et al.*, 2013); aunque probablemente en la configuración temprana del Golfo, estas condiciones pudieron relacionarse o acentuarse por un flujo restringido de las masas de agua por la conexión limitada entre sus cuencas. La alta productividad también pudo acidificar las masas de agua por un aumento de la concentración de CO₂ debido a la descomposición de materia orgánica y provocar procesos de disolución de los carbonatos, que es común en las asociaciones analizadas, aunque también se propone que ocurrió principalmente por la actividad hidrotermal asociada al rift que genera grandes áreas de disolución (Muffler y White, 1969; Svensen *et al.* 2009; Prol-Ledesma *et al.*, 2013).

Los conjuntos están representados en su mayoría por estrategias r, los cuales responden rápidamente a la redistribución de nutrientes y proliferan en regímenes de poca estabilidad, por lo que su abundancia en las biofacies del Golfo indica la presencia de ambientes inestables en donde encontraron las condiciones para florecer.

6. Análisis isotópico de Estroncio

6.1 Antecedentes

La geocronología relacionada con la evolución del Golfo proviene de edades isotópicas obtenidas en rocas volcánicas fechadas por medio de los sistemas K/Ar, Ar/Ar y U/Pb (Smith *et al.*, 1985; McLean, 1987, 1988; Matti y Morton, 1993; Martin- Barajas *et al.*, 1995; 1997; Stock *et al.*, 1999; Gastil *et al.*, 1999; Delgado-Argote *et al.*, 2000; Escalona *et al.*, 2001; Oskin y Stock, 2003; Umhoefer *et al.*, 2007; Reynolds *et al.*, 2008; Sarna-Wojcicki *et al.*, 2011; Pompa-Mera *et al.*, 2013; Bennett *et al.*, 2017), así como de métodos de fechamiento paleomagnéticos (Dorsey *et al.*, 2007).

Las únicas edades basadas en isótopos estables en el Golfo fueron obtenidas por Gastil *et al.* (1999) mediante el sistema $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en conchas de moluscos en la parte norte, siguiendo la curva de estroncio de De Paolo *et al.* (1986). En rocas marinas de la Isla Tiburón, los autores identifican la proporción de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.708113 ± 37 en un pectínido y de 0.708818 ± 29 en un ostreído que indican edades del Mioceno medio a tardío entre 16 a 15.2 Ma y 11.5 a 10.5 Ma, respectivamente. En rocas de la Formación Puertecitos en Arroyo Matomí, fecharon dos pectínidos con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.708704 ± 29 y 0.708860 ± 31 con edades del Mioceno medio a tardío, mientras que los pectínidos de la cuenca Santa Rosalía con $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.708897 ± 35 y 0.708559 ± 39 señalan una edad cercana al límite Mioceno/Plioceno para las rocas marinas en las formaciones Tirabuzón y Boleo. El valor de 0.708988 ± 26 en un pectínido proveniente de Coyote Mountain proporciona una edad de *ca.* 5 Ma para rocas de la Formación Imperial.

Estas edades fueron consideradas como evidencias clave para proponer incursiones marinas tan antiguas como del Mioceno medio, restringidas a la parte norte del Golfo (Helenes y Carreño, 1999). Sin embargo, en el mismo estudio de Gastil *et al.*, (1999), las edades isotópicas que limitan la edad de las rocas marinas al Mioceno medio en Isla Tiburón resultaron incongruentes con edades del Mioceno tardío entre 6.4 a 4 Ma, basadas en microfósiles (Gastil *et al.*, 1999). Nuevos fechamientos isotópicos de las rocas volcánicas (6.44 ± 0.55 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; 4.34 ± 0.20 Ma $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) y una reinterpretación de las relaciones estratigráficas también indican una edad de los depósitos marinos del Mioceno

tardío entre 6.4 a 4.1 Ma, de acuerdo con Bennett *et al.* (2015). Aunque Gastil *et al.* (1999) señalan que los fósiles fechados en la isla presentaban una buena preservación, aunque se encontraban en asociaciones con otros moluscos con rastro de disolución en sus conchas y moldes internos, por tanto, no descarta que los moluscos fechados también hayan sido alterados y, por ende, las fechas obtenidas no sean confiables.

En las formaciones Carmen y Tirabuzón se han interpretado varias edades para los depósitos de las rocas marinas sin llegar a un consenso sobre el tiempo de su formación (pág. 44 y 53). Las edades se han interpretado con base en el registro fósil sin edades isotópicas que delimiten el tiempo de depósito. En el presente estudio se analiza la proporción de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en testas de foraminíferos planctónicos provenientes de ambas unidades para conocer la edad de las rocas marinas en la región central del Golfo y calibrar bioeventos a nivel local.

6.2 Método

En el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (*LUGIS*) se realizó el análisis de estroncio en testas de foraminíferos, siguiendo la técnica descrita por Hodell *et al.* (2007). En las columnas estratigráficas se analizó el estado de conservación de las testas, cuando los foraminíferos planctónicos presentaban una excelente preservación, se escogieron doscientos ejemplares de *Globigerinoides ruber* y *Globigerina bulloides* para el análisis de estroncio; sin embargo, cuando los planctónicos presentaban señales de disolución, se escogieron ejemplares bentónicos del género *Bolivina* para el análisis de estroncio (Tabla 18). Todos los ejemplares se seleccionaron de la fracción más gruesa de las muestras (>150 μm), escogiendo bajo el microscopio aquellos con una excelente preservación, sin rasgos de disolución y sin fracturas.

Las testas de los foraminíferos fueron aplastadas con la ayuda de una aguja de disección en un mortero de ágata y con agua Milli-Q (Fig. 26a). La arcilla se removió de los restos de las testas poniéndolas a baño ultrasónico. Libres de sedimento, las muestras fueron disueltas en 1-2 ml de 1 M HCl, centrifugadas y el sobrenadante fue evaporado en condiciones de flujo laminar en una estufa. Detalles del tratamiento químico de las muestras se pueden consultar en Schaaf *et al.* (2012). A las muestras secas se les agregó

ácido nítrico para cargarlas en columnas de intercambio de iones con el fin de separar el estroncio de las muestras (Fig. 26b). El residuo de las columnas se carga en filamentos de renio para medir la proporción $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica, modelo Triton Plus. La edad de los foraminíferos se obtuvo comparando su relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con la curva de estroncio del agua de mar de McArthur *et al.* (2001) por la M. en C. Gabriela Solís Pichardo.

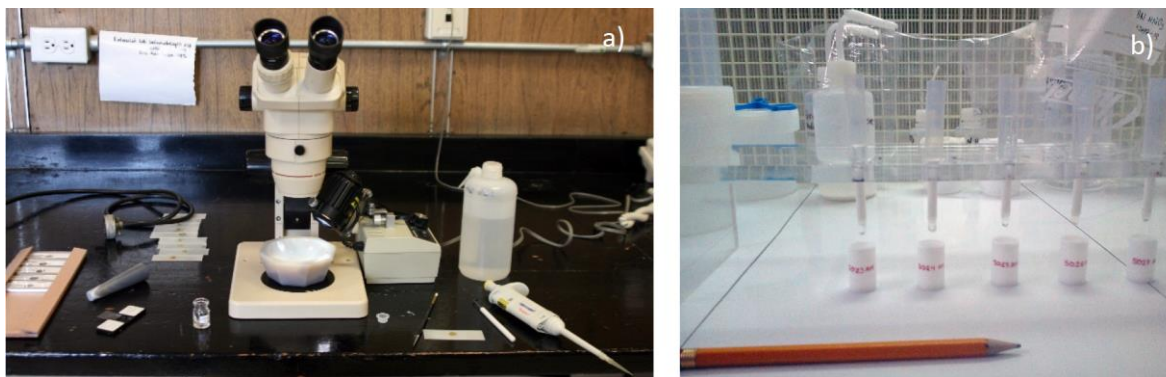


Figura 26. Procesamiento de muestras para el análisis de estroncio. a) Molienda de foraminíferos en Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS). b) Columnas de intercambio iónico para la separación de estroncio.

6.3 Resultados y Discusión

En la Formación Carmen expuesta en Isla Monserrat se obtuvieron cuatro edades de rocas del miembro Marlstone and Mudstone. En la base de la sección analizada, la relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indica una edad de 5.67 Ma (+0.60,-1.52) en la muestra IM-2. En esta muestra se presenta el primer registro de *Globorotalia tumida* (Tabla 17) que apareció en el Atlántico hace 5.72 Ma y en el Pacífico hace 5.57 Ma (Anthonissen y Ogg, 2012), y por encima se registra por última vez *Globigerinoides bulloides* que se extingue hace 5.72 Ma en el Atlántico Ecuatorial en el Sitio 502 del DSDP y hace 5.6 Ma en el Sitio 503 del Pacífico Este Ecuatorial (Keigwin, 1982); así, la edad obtenida es coherente con los bioeventos en la columna. Hacia la parte superior de la columna, la edad isotópica de 6.68 Ma (+0.82/-2.35) en la muestra IM-11 no es consistente con los bioeventos antes mencionados en la base. Hacia la cima (IM-13), las edades isotópicas de 2.15 Ma (+2.69/-0.89) y 1.94 Ma (+0.778/-2.74) limitarían la edad del depósito al Pleistoceno. Sin embargo,

considerando la edad de 5.67 Ma en la base del miembro Marlstone and Mudstone (IM-2), el espesor máximo del miembro propuesto por Dorsey *et al.* (2001) y tasas de sedimentación promedio en Santa Rosalía (0.2 m/ka; Holt *et al.*, 2000) y Loreto (0.4 m/ka; Umhoefer *et al.*, 1994), se calcula que la cima del miembro Marlstone and Mudstone se depositó entre 5.37 o 5.07 Ma, descartando las edades más jóvenes obtenidas en la muestra IM-13.

En Isla del Carmen se obtuvieron cinco edades isotópicas en rocas que representan al miembro Marlstone and Mudstone. En la base de la columna en Punta Perico, la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indica una edad 5.65 Ma (+0.41,-0.89) en la muestra PP1, donde se presenta el primer registro de *Tenuitella anfracta* que aparece hace 5.8 Ma en el Pacífico (Kennett y Srinivasan, 1983) y por encima del último registro de *Streptochilus latus* que se extingue en el Pacífico Ecuatorial entre 5.4 a 5.2 Ma (Resig, 1989; 1993), de tal manera que la edad isotópica es coherente con los escasos bioeventos identificados en la columna. Al este de Bahía Salina en Isla Del Carmen, la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indica una edad 8.20 Ma (+1.77/-1.72) para la base de la columna; sin embargo, la presencia de *Gl. tumida* en esta muestra limita la edad a ser menor de 5.72 Ma (FO; Anthonissen y Ogg, 2012). En la parte media de la columna, la edad isotópica 5.21 Ma (+0.68, -1.84) en la muestra BS-6 es coherente con el primer registro de *Gl. tumida* (FO; Anthonissen y Ogg, 2012) en la parte inferior de la columna y con el último registro de *S. latus* (LO 5.2 Ma; Resig, 1989; 1993) en la cima. Las edades isotópicas de 6.21 Ma (+0.49/-1.62) y 5.88 Ma (+0.98/-0.87) obtenidas en la muestra BS-11, en la cima de la columna, invalidarían la edad de 5.21 Ma y no serían consistentes con la FO de *Gl. tumida* en la base.

En la cuenca Santa Rosalía se obtuvieron cinco edades isotópicas en rocas que representan al miembro Arenisca y Limolita de la Formación Tirabuzón. En la columna V se obtuvo una edad de 76.34 Ma (+1.71/-1.53) en la muestra SR-32; en la muestra SR-6 de la columna II una de 19.32 Ma (+0.81/-0.69) y en la muestra SR-27 de la columna V de 6.71 Ma (+2.41/-0.85). Sin embargo, estas edades no concuerdan con la edad establecida para el límite entre las formaciones Boleo y Tirabuzón que indican que la edad de las muestras analizadas debe ser menor de 6.27 a 6.13 Ma, de acuerdo con la edad isotópica de 6.76 ± 0.90 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; cinta colorada) en la Formación Boleo y tasas de sedimentación de 0.2 m/ka calculadas por Holt *et al.* (2000). En la muestra SR-16, la edad isotópica de

6.01 Ma (+0.72/-1.39) obtenida en el análisis no concuerda con el primer registro de *Gl. tumida* en rocas estratigráficamente por debajo (SR-11), que indica una edad máxima para las rocas de 5.72 Ma (Anthonissen y Ogg, 2012). Por encima en la unidad III, la edad de la muestra SR-3 señala una edad de 5.56 Ma (+0.5, -1.33), que sería coherente con la FO de *Gl. tumida* y las edades calculadas en la Formación Boleo (Holt *et al.*, 2000).

Tabla 16. Relaciones de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en testas de foraminíferos y edades isotópicas para la Formación Tirabuzón en Santa Rosalía (SR) y la Formación Carmen en Isla Monserrat (IM) y en Isla Del Carmen en Punta Perico (PP) y al este de Bahía Salina (BS), Baja California Sur, México.

Muestra	Foraminíferos	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Error (1 sd)	n	Edad (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)
SR-32	Planctónicos	0.707596	29	58	76.34	" +1.71/-1.53
SR-6	Planctónicos	0.708499	39	57	19.32	" +0.81/-0.69
SR-27	Planctónicos	0.708956	38	56	6.71	" +2.41/-0.85
SR-16	Bentónicos	0.708985	38	51	6.01	" +0.72/-1.39
SR-3	Bentónicos	0.709016	32	57	5.56	" +0.5/-1.33
IM-11	Bentónicos	0.708957	37	56	6.68	" +0.82/-2.35
IM-2	Planctónicos	0.709011	38	56	5.67	" +0.60/-1.52
IM-13	Planctónicos	0.709081	36	57	2.15	" +2.69/-0.89
IM-13	Bentónicos	0.709087	38	58	1.94	" +0.778/-2.74
PP-1	Planctónicos	0.709012	28	58	5.65	" +0.41/-0.89
BS-3	Bentónicos	0.708929	30	58	8.20	" +1.77/-1.72
BS-11	Bentónicos	0.708972	32	57	6.21	" +0.49/-1.62
BS-11	Planctónicos	0.708996	37	57	5.88	" +0.98/-0.87
BS-6	Planctónicos	0.709029	30	57	5.21	" +0.68/-1.84

n: número de relaciones medidas por corrida. 1sd: 1 desviación estándar, hace referencia al error en las medidas en los últimos dos dígitos. Todas las proporciones de isotópos de estroncio fueron corregidas por fraccionamiento vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Valor del laboratorio LUGIS del estándar NBS987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710235 \pm 8$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 10$). Las edades se calcularon con el programa LOWES versión 3.10-99 de McArthur *et al.* (2001).

La inconsistencia entre algunas edades isotópicas y los bioeventos en las columnas con calibraciones en otras cuencas, puede estar relacionada con procesos de disolución que afectaron las testas y, por tanto, la proporción de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y la precisión de la edad, aunque se tuvo extremo cuidado en la selección de los ejemplares. En algunas edades los intervalos de error son amplios; sin embargo, la edad obtenida es el promedio de 51 a 58 mediciones realizadas por muestra y, por tanto, estadísticamente son las más consistentes (Tabla 16).

7. Análisis bioestratigráfico

7.1 Biozonas y bioeventos

El fechamiento relativo se basa en la sucesión irreplicable de fósiles en el registro sedimentario y se establece a través de biozonas definidas por la presencia de uno o varios taxa, o sobre características relacionadas al contenido y distribución de los fósiles. Las biozonas se delimitan por bioeventos de primera (FO: First Occurrence) y/o última ocurrencia estratigráfica (LO: Last Occurrence) de los taxa, asumidos como sincrónicos a nivel global o dentro de un cinturón latitudinal, de tal manera que su correlación entre columnas permite realizar correlaciones en tiempo (Dowsett, 1989).

Las biozonas resultaron exitosas para establecer correlaciones entre cuencas cercanas y asignar edades a las rocas, pero a nivel global se observaron provincialismos y discrepancias temporales entre las ocurrencias de las especies que obstaculizaron la correlación entre sitios distantes y el reconocimiento de biozonas fuera de su lugar de origen (Bolli y Saunders, 1985). Estas limitaciones, aunadas a la rigidez del concepto de biozona pues es necesario identificar todos los elementos que la definen, impulsaron el uso individual de primeras y últimas ocurrencias (FO y LO) de los taxa para establecer la edad de las rocas (Berggren y Van Couvering, 1978; Aubry y VanCouvering, 2004).

Los bioeventos son más numerosos y permiten identificar un mayor número de puntos de correlación entre sucesiones sedimentarias que mejoran la resolución bioestratigráfica, constituyendo biohorizontes relativamente sincrónicos (Dowsett, 1988). Algunos han sido calibrados en cuencas marinas por inter o extrapolación con edades de inversiones magnéticas y tasas de sedimentación (Berggren *et al.*, 1985), de tal manera que su correlación con bioeventos locales permite asignar una edad en millones de años de las rocas marinas.

La calibración de bioeventos en diferentes partes del mundo ha permitido probar la sincronía asumida *a priori* de algunos biohorizontes, sin embargo también han revelado que los foraminíferos planctónicos durante el Neógeno tienden a ser diacrónicos en sus biohorizontes entre mayor sea su área de distribución y sólo son sincrónicos y confiables para asignar una edad entre sitios geográficamente cercanos. Existiendo una compensación

entre la precisión de la edad que se puede obtener y la extensión geográfica de los bioeventos a correlacionar (Dowsett, 1989; Hills y Tierstein, 1989; Spencer-Cervato *et al.*, 1994). La diacronía es un patrón común e inevitable al considerar los bioeventos como resultado de entidades biológicas que requieren de tiempo para expandir y contraer sus poblaciones a nivel global, producto de la migración por cambios en los gradientes ambientales, en las masas de agua o por condiciones paleo-oceanográficas locales. De este modo, la diacronía depende de la evolución de los taxa, pero también de la evolución de las cuencas que los contienen (Weaver y Bergsten, 1991; Spencer-Cervato *et al.*, 1994).

Al norte, la edad de la Formación Imperial se establece por un conjunto similar a las Biozonas N17 a N19 del esquema zonal de Blow (1979) en Whitewater y Cabazon (McDougall *et al.*, 1999), mientras que en Split Mountain Gorge, las asociaciones de Vallecitos y Fish Creek Wash son similares a las Biozonas N12 a N20 (McDougall, 2008; Ingle, 1974). En la parte baja del Río Colorado, los foraminíferos de la Formación Bouse en Yuma son equivalentes a las Biozonas N19 a N23 según Stump (1972). En rocas marinas de San Felipe, Ingle (1974) se reconoce una fauna similar a las Biozonas N15 a N16 y en Isla Tiburón (en Gastil *et al.*, 1999) se reconocen las Biozonas N17b a N19.

En la región central del Golfo, las asociaciones son similares a la Biozona N14 (Blow, 1969) en rocas de Sonora (Gómez Ponce, 1971). En Santa Rosalía, son afines con la subzona de *Globorotalia margaritae evoluta* y a las Biozonas de *Globorotalia miocenica*, *Gl. truncatulinoidea tosaensis* y *Gl. truncatulinoidea truncatulinoidea* del esquema de Bolli y Premoli-Silva (1973) en la Formación Tirabuzón (Carreño, 1981). Mientras que en Loreto, Piazza y Roba (1994) reconocen un conjunto similar a la Biozona N21 (Blow, 1979). En la Formación Carmen los conjuntos en la Isla Del Carmen son similares a las Biozonas N20 y N21, de acuerdo con Ingle (1974), así como a las Biozonas N17 y N18, según McDougall *et al.* (1999) y la Biozona de PL3 del esquema de Berggren *et al.* (1995), según Dorsey *et al.* (2001). En rocas de la misma unidad en Isla Monserrat, Carreño *et al.* (2015) reconocen un conjunto equivalente a la Subzona de *Globorotalia margaritae margaritae* del esquema de Bolli y Saunders (1985).

En la región sur, los conjuntos son similares a la Biozona PL5 del esquema zonal de Berggren *et al.* (1995) en la unidad La Gata Mudstone en Isla San José (Umhoefer *et al.*, 2007). En la Formación Trinidad en San José Del Cabo, de acuerdo con Ibaraki (1997), son

equivalentes a la Biozona N19 (Blow, 1979); mientras Carreño (1992) interpreta su similitud con las Biozonas *Globorotalia humerosa* a *Globorotalia miocenica* del esquema de Bolli y Saunders (1985). En Isla María Madre, las rocas marinas de la Unidad Ojo de Buey contienen asociaciones equivalentes a las biozonas *Globorotalia humerosa* y *Globorotalia margaritae* del esquema de Bolli y Premoli-Silva (1973) y de la subzona de *Globorotalia margaritae evoluta*, según Carreño (1985); mientras que McCloy *et al.* (1988) indican su equivalencia a las Biozonas N17A, N19 y N21 del esquema de Blow (1979).

La ausencia de los marcadores zonales en el Golfo que definen a las biozonas sólo permite su reconocimiento parcial y no garantiza que las rocas representen el mismo intervalo de tiempo. Además, la mayoría de los esquemas utilizados no han sido revisados y ajustados a la escala de tiempo geológico vigente (Gradstein *et al.* 2012), por tanto no hay un consenso sobre el tiempo que representan. Esto ha impulsado el uso de primeras (FO) y/ últimas ocurrencias (LO) para constreñir la edad de las rocas marinas en el Golfo o como indicadores secundarios para respaldar edades.

En la parte norte del Golfo, la LO local de *Amphistegina* ha sido utilizada para establecer la edad de las rocas debido a su desaparición por el arribo del Río Colorado a las cuencas Blythe y Salton Trough (McDougall *et al.*, 1999; McDougall, 2008; Dorsey *et al.*, 2005; 2007; 2018). Las biofacies cálidas identificadas en la Formación Imperial se han correlacionado con los eventos cálidos W10 (6.5–6.3 Ma) y W11 (5.6–5.5 Ma), calibrados y descritos en la margen este del Pacífico Norte por Barron y Keller (1983), con el fin de establecer la edad en San Gorgonio Pass (McDougall *et al.*, 1999) y en Split Mountain Gorge (Dorsey *et al.*, 2007).

En la Formación Bouse, las LO de *Streptochilus latus* (5.3 Ma; Resig, 1993) y *Globorotalia linguaensis* (6.0 Ma; Wade *et al.*, 2011) se emplean para delimitar un intervalo de edad (McDougall y Miranda, 2014; Miranda-Martínez *et al.*, 2017). Gastil *et al.* (1999) utilizan la LO de *Globoquadrina venezuelana* (4 Ma; Kennett y Srinivasan, 1983) y FO de *Pulleniatina* (6.4 Ma; Berggren *et al.*, 1995) para proponer la edad de las rocas en la Isla Tiburón. En Santa Rosalía, Carreño (1981) alude a la LO de *Gs. obliquus extremus* (1.8 Ma; Berggren, 1973) y el cambio en el sentido del enrollamiento de *Pulleniatina primalis*, *P. obliquiloculata* y *Globorotalia humerosa humerosa* (Bandy, 1964; Bolli, 1966; Stainforth *et al.*, 1975) para apoyar la edad establecida con biozonas. En

Guaymas, Matoba y Oda (1982) establecen edades con la LO de *Globigerinoides obliquus* (1.76 Ma; Saito, 1977; 1.63 Ma; Thompson y Sciarrillo, 1978) y la correlación de formas sinistres de *Pulleniatina obliquiloculata* con los bioeventos L5 o L6 calibrado en el Pacífico Ecuatorial (Saito, 1976).

En Isla del Carmen, la LO de *Sphaerodinellopsis seminulina* (3.1 Ma; Berggren *et al.*, 1995) establece la edad de la Formación Carmen (Dorsey *et al.*, 2001). Albarrán (2010) considera la FO de *Neogloboquadrina dutertrei dutertrei* (5.3 Ma; Lourens *et al.*, 2004) y la LO de *Globorotalia menardii menardii* forma A (4.9 Ma; Albarrán, 2010), mientras que Ledesma *et al.* (2011) utiliza las FO de *Globorotalia tumida* (5.72 Ma; Lourens *et al.* 2004) y *Globorotalia crassaformis* (5.06 Ma; Bylinskaya, 2004). En la misma unidad en Isla Monserrat, Hernández (2012) considera las FO de *Globorotalia tumida* (5.72 Ma; Lourens *et al.* 2004) y *Globorotalia crassaformis* (5.06 Ma; Bylinskaya, 2004), mientras que Carreño *et al.* (2015) utilizan la FO de *Globorotalia crassaformis* (5.06 Ma; Bylinskaya, 2004), la LO de *Gl. puncticalta* (3.6 Ma; BouDagher-Fadel, 2013) y el cambio en el sentido del enrollamiento de *Pulleniatina* calibrado en el Pacífico Ecuatorial (3.3 Ma; Keigwin, 1976).

En la Isla San José, las poblaciones sinistres de *Pulleniatina primalis* y *P. praecursor* en rocas marinas de la Gata Mudstone son correlacionadas con poblaciones calibradas en el Pacífico Ecuatorial (2.5-2.4 Ma; Keigwin, 1976) para establecer la edad de las rocas (Umhoefer *et al.*, 2007).

Sin embargo, los bioeventos utilizados en el Golfo fueron calibrados lejos de la región y no se considera la diacronía asociada a la distancia. En general, no existe un consenso en los criterios para establecer edades en el Golfo de California, por lo que se propone en este estudio un método confiable para interpretar la edad de los depósitos marinos considerando las limitaciones bioestratigráficas de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en el Golfo.

7.2 Método

La distribución de los foraminíferos planctónicos se examina a través de las unidades Bouse, Imperial, Tirabuzón, Carmen, Trinidad y Ojo de Buey, con la intención de reconocer marcadores bioestratigráficos locales que permitan asignar edades confiables de los depósitos marinos neógenos en el Golfo de California. Se descarta el uso de biozonas debido a su concepto riguroso e incompatible con las características de las asociaciones en el Golfo. En cambio, se utilizan los bioeventos individuales de los taxa que son más numerosos y representan un mayor número de puntos a correlacionar entre las columnas, además de asignar localmente edades en millones de años por interpolación con eventos calibrados en cuencas cercanas donde los biohorizontes tienden a ser sincrónicos.

El muestreo detallado y sistemático de cada unidad estudiada permitió identificar el registro inferior y superior de los taxa en cada columna. Sin embargo las columnas estratigráficas analizadas son de espesor reducido y han sido afectadas por la erosión, por tanto, presentan una baja resolución cronológica. Es por ello que en la medida de lo posible, los registros se delimitaron cronológicamente a través de las edades isotópicas obtenidas en este estudio, así como el orden evolutivo de los bioeventos (Tabla 17), además de edades isotópicas y paleomagnéticas previamente reportadas por otros autores en las columnas analizadas o en unidades relacionadas, junto con bioeventos de microfósiles calcáreos y silíceos descritos en las localidades donde no se han reportado edades isotópicas. El análisis conjunto de los primeros y últimos registros en las columnas y la información cronoestratigráfica asociada permitió considerar un intervalo de tiempo para la primera (FO; First Occurrence) y la última ocurrencia (LO; Last Occurrence) de los taxa.

Las ocurrencias locales se comparan con aquellas calibradas en sitios cercanos con el fin de discutir su sincronía *a priori* (Dowsett, 1989; Hills y Tierstein, 1989; Spencer-Cervato *et al.*, 1994), y establecer los que tengan un valor bioestratigráfico local. Para ello se realizó una revisión de sus bioeventos calibrados en otras cuencas marinas (Tabla 17), con la finalidad de seleccionar aquellos calibrados en regiones cercanas en el Pacífico y Atlántico Ecuatorial, antes de la emergencia total del Istmo de Panamá (entre 4.7 y 2.5 Ma; Schmidt, 2007), dando prioridad a los que han sido calibrados recientemente a la escala del tiempo geológico (GTS2012; Gradstein *et al.* 2012).

Otros eventos considerados en este estudio son la última ocurrencia local del foraminífero bentónico *Amphsitegina* por su importancia para delimitar la edad de las rocas en la parte norte (LO ~5.4 a 5.1 Ma; McDougall *et al.*, 1999; McDougall, 2008; Dorsey *et al.*, 2005; 2007; 2018), así como los cambio de sentido del enrollamiento de *Pulleniatina* que se esperaría fueran sincrónicos, debido a su cercanía geográfica, con los eventos en el Pacífico Ecuatorial por Saito (1976) y Keigwin (1976; 1978). Se propone las biofacies de productividad identificadas en el análisis bioestratigráfico como bioeventos secundarios para reforzar edades establecidas con otros bioeventos por su amplia distribución y posición estratigráfica distintiva en las columnas.

Con estos bioeventos se reinterpretan las edades de los depósitos marinos relacionados a la etapa temprana del Golfo de California y se comparan con edades asignadas anteriormente con base en el registro fósil.

Tabla 17. Especies reportadas previamente en el Golfo de California con primeras (FO) y últimas (LO) ocurrencias estratigráficas calibradas en diferentes cuencas marinas, se reconocen como sincrónicas aquellas calibradas en regiones cercanas.

Taxón	Bioevento	Índice	Pacífico Sur	Pacífico	Pacífico Norte	Pacífico Ecuatorial	Atlántico Ecuatorial	Bioevento sincrónico en el Golfo
<i>Globigerinella calida</i>	FO		0.22 ¹⁹					0.22
<i>Pulleniatina praecursor</i>	LO			1 ⁹				1
<i>Ngl. humerosa</i>	LO			1.15 ⁹				1.15
<i>Pulleniatina finalis</i> ●	FO			1.68 ⁹		1.8 ⁸	2.04 ¹⁹	1.8
<i>Glob. woodi</i>	LO		1.9 ²⁵				2.33 ²¹	1.9
<i>Globigerinoides extremus</i>	LO		1.87 ¹⁵				1.77 ^{23*} 1.98 ¹⁹	1.98
<i>Globorotalia limbata</i>	LO					2.18 ²² 2.24 ¹⁹	2.38 ²¹ 2.39 ¹⁹	2.18
<i>Globorotalia pseudomiocena</i>	LO					2.18 ¹³ 2.39 ¹⁹		2.18
<i>Ngl. dutertrei</i> ●	FO		2.77 ¹⁵			2.37 ¹		2.37

● Especies presentes en sedimentos actuales del Golfo de California y del Golfo de Tehuantepec. *Edades recalibradas. Referencias: 1.- Keigwin (1982), 2.- Keller (1981), 3.- Keller (1979), 4.- Srinivasan y Sinha (1992), 5.- Saito *et al.* (1975, 1977), 6.- Ryan *et al.* (1974), 7.- Thunell (1981), 8.- Hays *et al.* (1969), 9.- Thompson y Sciarillo (1978), 10.- Hayashi y Takahashi (2008), 11.- Poore (1981), 12.- Keigwin (1976), 13.- Jenkins y Orr (1972), 14.- Keller (1980) 15.- Sinha y Singh (2008), 16.- Berggren *et al.* (1995), 17.- Berggren *et al.* (1985), 18.- Rozo y Carreño (1988), 19.- Anthonissen y Ogg (2012) 20.-BouDagher (2013), 21.- Chaisson y Pearson (1997) 22. Shackleton *et al.* (1995) 23.- Kucera (1998) 24.- Lourens *et al.* (2004) 25.-Chaisson y Leackie (1993) 26.- Blynskaya (2004), 27.- Parker (1967), 28.- Spencer-Cervato *et al.* (1994) 29.- Hills y Thierstein (1989), 30.- Resig, 1989; 1993, 31.- Kennett y Srinivasan (1983) en Plankrange, 32. Srinivasan y Sinha (2000), 33. Kucera y Schönfeld (2007).

Continuación Tabla 17.

Taxón	Bioevento	Índico	Pacífico Sur	Pacífico	Pacífico Norte	Pacífico Ecuatorial	Atlántico Ecuatorial	Bioevento sincrónico en el Golfo
<i>Dentoglobigerina venezuelana</i>	LO				2.6 ³ 2.7 ³			2.6
<i>Globigerinoides obliquus</i>	LO	1.8 ⁴	2.88 ⁴	1.63 ⁹ 1.76 ⁵		2.78 ²²	1.30 ¹⁹	2.78
<i>Sphaerodinellopsis</i> spp.	LO	3.1 ⁴	3.35 ¹⁵	3.1 ⁴		3 ^{5,6,8} 3.08 ¹ 3.1 ⁷ 3.59 ¹⁹	3.1 ¹⁹	3.59
<i>Glb. rubescens</i>	FO		3.5 ²⁵			3 ¹³		3
<i>Gl. multicamerata</i>	LO						3.1 ²¹	3.1
<i>Globorotalia inflata</i> ●	FO				3.3 ³		3.24 ¹⁹	3.3
<i>G. conglomerata</i>	LO			0.61 ⁹		3.3 ¹		3.3
<i>Dentoglobigerina altispira</i>	LO	2.6 ⁴ 3 ⁸	3.04 ⁴ 3.18 ¹⁵			2.88 ¹ 3.05 ²² 3.47 ^{24,19}	3.11 ²¹ 3.13 ¹⁹ 3.6 ²⁰	3.47
<i>Sphaerodinellopsis seminulina</i>	LO	3.2 ⁸		3 ¹¹		3.2 ²² 3.59 ^{24,19} 3.6 ¹²	3.1 ²¹ 3.16 ¹⁹	3.59
<i>Globigerinoides bolli</i>	LO					3.6 ²⁰		3.6
<i>Pulleniatina primalis</i> ●	LO	1.78 ⁸		1.51 ⁹		3.66 ¹⁹	3.33 ¹ 3.5 ^{17*}	3.66
<i>Globorotalia plesiotumida</i>	LO	3.6 ⁴	3.78 ⁴ 4 ²⁵				3.77 ¹⁹ 4.4 ²¹	3.77
<i>Streptochilus globigerus</i>	LO					3.7-3.6 ³⁰		3.7-3.6
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> ●	FO					2.37 ¹ 3.2 ⁸ 3.8 ⁷		3.8
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i> s.s.	FO	3.2 ⁸			3.6 ³	3.6 ^{23*} 3.84 ¹		3.84
<i>Neogloboquadrina acostaensis</i> ●	LO		4.6 ²⁵				1.58 ¹⁹ 3.95 ¹	3.95
<i>Globoturborotalita nepenthes</i>	LO	3.78 ⁴ 3.9 ^{17*} 4.2 ⁸	3.44 ¹⁵ 3.95 ²⁵	3.78 ⁴	4 ³	3.8 ⁷ 4.04 ¹ 4.2 ¹⁹	4.37 ¹⁹ 4.89 ²¹	4.2
<i>Gl. puncticulata</i>	FO				4.4 ³	3.21 ¹		4.4
<i>Glb. decoraperta</i>	LO		2.2 ²²			4.4 ¹³	2.75 ¹⁹	4.4
<i>Globoturborotalita apertura</i> ●	LO		1.7 ²⁵ 2.2 ²⁵			4.4 ¹³	1.64 ¹⁹ 1.9 ²¹	4.4

Continuación Tabla 17.

Taxón	Bioevento	Índice	Pacífico Sur	Pacífico	Pacífico Norte	Pacífico Ecuatorial	Atlántico Ecuatorial	Bioevento sincrónico en el Golfo
<i>Globorotalia exilis</i>	FO						3.66 ¹ 4.45 ¹⁹	4.45
<i>Globorotalia crassaformis</i>	FO	4.9 ⁴	4.41 ¹⁵ 4.5 ¹⁹ 4.9 ⁴		4.4 ³	3.48 ¹	4.29 ¹ 4.31 ¹⁹ 5.09 ²⁶	5.09
<i>G. conglomerata</i>	FO	3.6 ²⁷	5.3 ²⁵					5.3
<i>Tenuitella pseudoedita</i>	LO						5.3 ²⁰	5.3
<i>Streptochilus latus</i>	LO					5.4-5.2 ³⁰		5.4-5.2
<i>S. globigerus</i>	FO					5.45-5.2 ³⁰		5.4-5.2
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i> s.l.	FO	4.9 ⁴	4.1 ⁴			4.8 ^{5,6} 5.09 ¹ 5.1 ⁷ 5.1 ^{17*} 5.2 ^{19*}	5.53 ¹⁹ 5.6 ²¹	5.53-5.2
<i>Globorotalia tumida</i> ●	FO	5.57 ^{19*}	5.57 ^{19*} 5.6 ¹⁶		5.1 ³	5.2 ⁵ 5.24 ¹ 5.57 ^{24*} 5.57 ^{19*} 5.59 ²²	5.82 ²¹ 5.6 ¹⁷ 5.72 ¹⁹	5.72-5.57
<i>Gs. bulloideus</i>	LO					5.6 ¹	5.72 ¹	5.6
<i>Gs. kennetti</i>	LO				5.7 ³¹			5.7
<i>Tenuitella anfracta</i>	FO			5.8 ³¹				5.8
<i>Pulleniatina primalis</i> ●	FO	5.78 ⁴ 6.6 ¹⁹	5.7 ¹⁵ 6.4 ¹⁶ 6.6 ¹⁹		5.7 ²	5.49 ¹ 5.8 ^{17*} 5.8 ⁶ 5.9 ⁷ 6.4 ³²		6.4-5.8
<i>Paragloborotalia. linguaensis</i>	LO		5.5 ²⁵ 6.14 ¹⁹			6.14 ¹⁹	8.97 ¹⁹	6.14
<i>Gs. conglobatus</i> ●	FO			5.2 ^{5,6}		5.5 ⁷	6.2 ¹⁹	6.2-5.5
<i>Streptochilus latus</i>	FO					8.1-7.45 ³⁰		8.1-7.45
<i>Globorotalia plesiotumida</i>	FO				6.8 ¹⁴	6.7 ⁷ 8.3 ^{19,21}	8.58 ²¹	8.3
<i>Globigerinoides extremus</i>	FO		6.9 ²⁵		6.8 ¹⁴	8.3 ^{19*}	8 ²¹	8.5
					8.5 ²		8.93 ¹⁹	
<i>Neogloboquadrina humerosa</i>	FO					5.43 ¹ 8.56 ¹⁹		8.56
<i>N. acostaensis</i> ●	FO		10.6 ¹⁰				9.83 ¹⁹	9.83
<i>Globoturborotalita apertura</i> ●	FO					4.4 ¹³ 5.5 ⁷	10.8 ²¹ 11.18 ¹⁹	11.18
<i>Glt. nepenthes</i>	FO				12.7 ¹⁴		11.63 ¹⁹	12.7

7.3 Resultados

7.3.1 Distribución de los bioeventos

Columna lito-estratigráfica en cuenca Blythe

En las muestras del Proyecto Lower Colorado River, se reconoce el registro aislado de *Paragloborotalia linguaensis* en el pozo LCRP 1-38-2, estratigráficamente por debajo del registro inferior de *Streptochilus latus* en el pozo LCRP 1-38-1 (Fig. 27) en el miembro Basal Carbonate (Marl) de la Formación Bouse

En Hart Mine Wash, se presenta el registro inferior de *Streptochilus macdougallae* sp. nov. y de *Streptochilus latus* (MF12935) en la parte superior de la unidad Marl y el registro superior de *Streptochilus latus* ocurre cerca de la base de la unidad Green Claystone (Mf12912). Estos bioeventos forman parte y limitan las biofacies de alta productividad *Streptochilus*, que coinciden con el primer registro de retrabajo cretácico. En la parte media de Green Claystone, se presenta el registro superior de *Streptochilus macdougallae* sp. nov. (Mf12914). La presencia de cinco ejemplares de *Streptochilus* aff. *macdougallae* en la unidad Red Mudstone and Siltstone (Mf12919) se considera como retrabajo por su mala preservación y pobre abundancia, así como por el origen aluvial de la unidad con material proveniente del Río Colorado (Fig. 27).

Estos bioeventos se presentan por encima de rocas de 9.2 ± 0.3 Ma (K/Ar; Buising y Beratan, 1993) en la unidad Osborne Wash y por debajo de la toba Lawlor de 4.83 ± 0.011 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; Reynolds *et al.*, 2008; Sarna-Wojcicki *et al.*, 2011) y de 5.05 ± 0.11 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Harvey, 2014) en la cima de la formación del miembro Upper Bioclastic. Dorsey *et al.* (2018) indican que las rocas marinas en la cuenca comenzaron a depositarse hace ~6.5 o 6.3 Ma en la base del miembro Basal Carbonate y el arribo del Río Colorado ocurre entre ~5.4 a 5.3 Ma en el límite de los miembros Basal Carbonate y Siliciclastic.

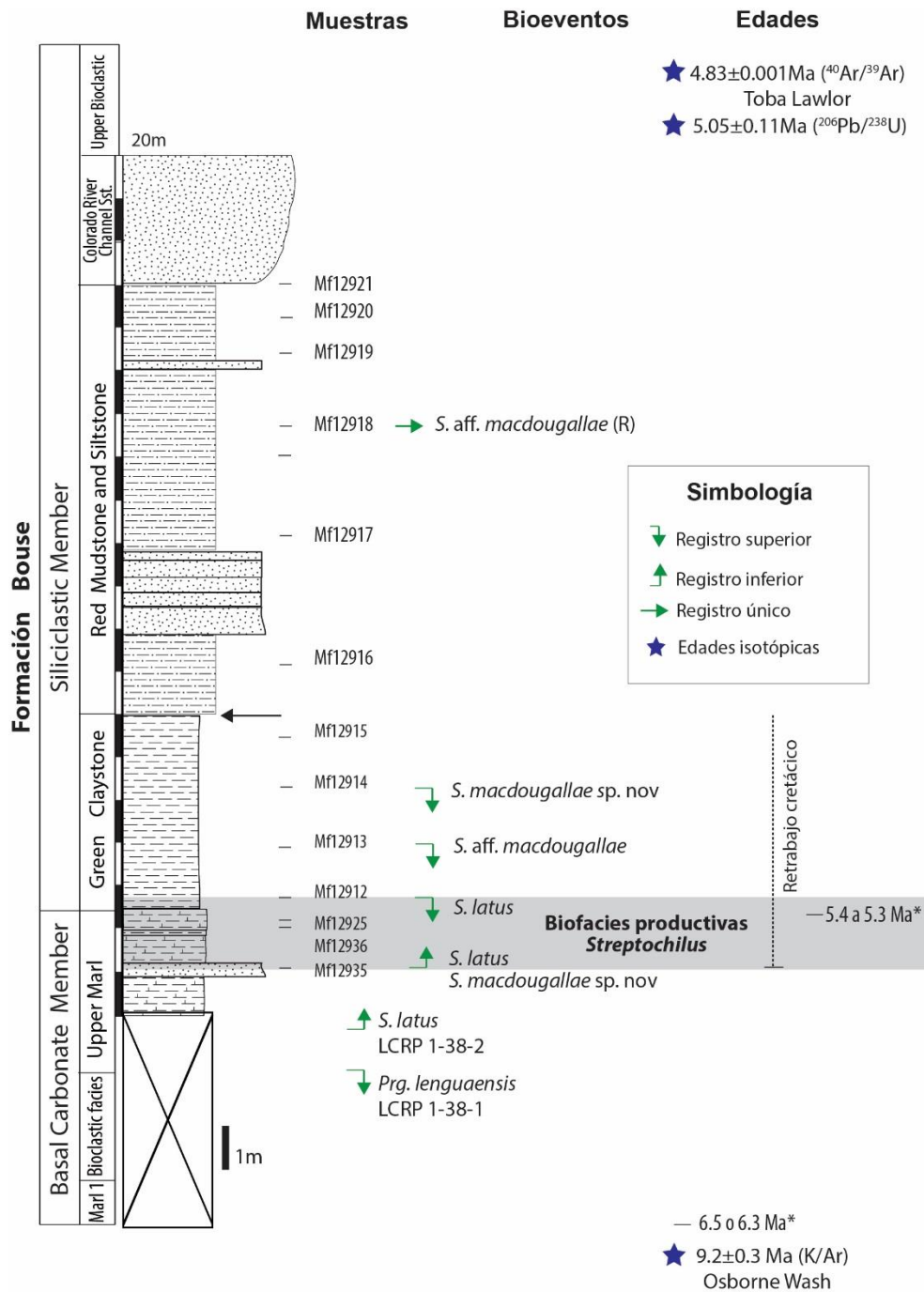


Figura 27. Bioeventos y biofacies identificados en la Formación Bouse en los pozos LCRP y en la columna de Hart Mine Wash. Se presentan las edades isotópicas reportadas por Busing y Beratan (1993), Reynolds *et al.* (2008), Sarna-Wojcicki *et al.* (2011), Harvey (2014), además de las edades propuestas por Dorsey *et al.* (2018)*. R: retrabajo.

Columnas lito-estratigráficas en San Gorgonio Pass

Los bioeventos reconocidos se restringen a la parte inferior del miembro Latrania de la Formación Imperial (Fig. 28). En Cabazon, los registros inferiores del foraminífero bentónico *Amphistegina* (Mf5606) y de *Globigerinoides conglobatus* ocurren en los primeros estratos (Mf5605). Columna arriba (MF5603), se presenta por única vez *Tenuitella anfracta* y el registro superior de *Tenuitella pseudoedita* se encuentra en la muestra Mf5601. Estos bioeventos se ocurren dentro de las biofacies productivas de *Glb. uvula-Trb. quinqueloba*. Columna arriba, en biofacies oligotróficas de *Gs. obliquus-Glbt.apertura*, se presenta el registro inferior de *Globigerina nepenthes* (Mf5600) y hacia la cima de la columna los registros superiores de *Globigerinoides bulloideus* en la muestra MF5598, seguido de *Amphistegina* en Mf5597 y *Globigerinoides kennetti* en Mf5596. Cerca del límite con la Formación Painted Hill, el registro superior de *Globoturborotalita decoraperta* ocurre en la muestra Mf5595.

En la columna WWP, se presentan sucesivamente en los primeros estratos los registros inferiores de *Globigerinoides conglobatus* (Mf5579) y *Amphistegina* (Mf5581). Columna arriba, hacia la cima del Miembro Latrania ocurren los registros superiores de *Globigerina nepenthes* (Mf5573) y de *Gs. kennetti*, *Gs. bulloideus* y *Amphistegina* (Mf5576) durante biofacies oligotróficas de *Gs. obliquus* y *Glbt. apertura* (Fig. 28).

El registro inferior de *Amphistegina* y *Tenuitella pseudoedita* ocurre en las muestras Mf5586 y Mf5587 en la parte media de la columna WWA, mientras que *Globigerinoides bulloideus*, *Globigerinoides kennetti* y *Amphistegina* tienen un registro superior cerca de la cima, en la muestra Mf5588. En la columna WWIV, los foraminíferos planctónicos están ausentes, sin embargo, el registro superior de *Amphistegina* spp. ocurre en la muestra Mf8559. Esta última especie presenta su registro inferior en la base de la columna WWII y el superior en la muestra Mf5577, junto con *Tenuitella pseudoedita*.

Los bioeventos de las columnas se presentan por debajo de rocas con edades isotópicas de 6.04 ± 0.18 Ma y 5.94 ± 0.18 Ma en la Formación Painted Hill (K/Ar; Matti *et al.*, 1985; Matti y Morton, 1993) y por encima de rocas de la Unidad Coachella con edad de 10.1 ± 1.2 Ma (K/Ar; Peterson, 1975).

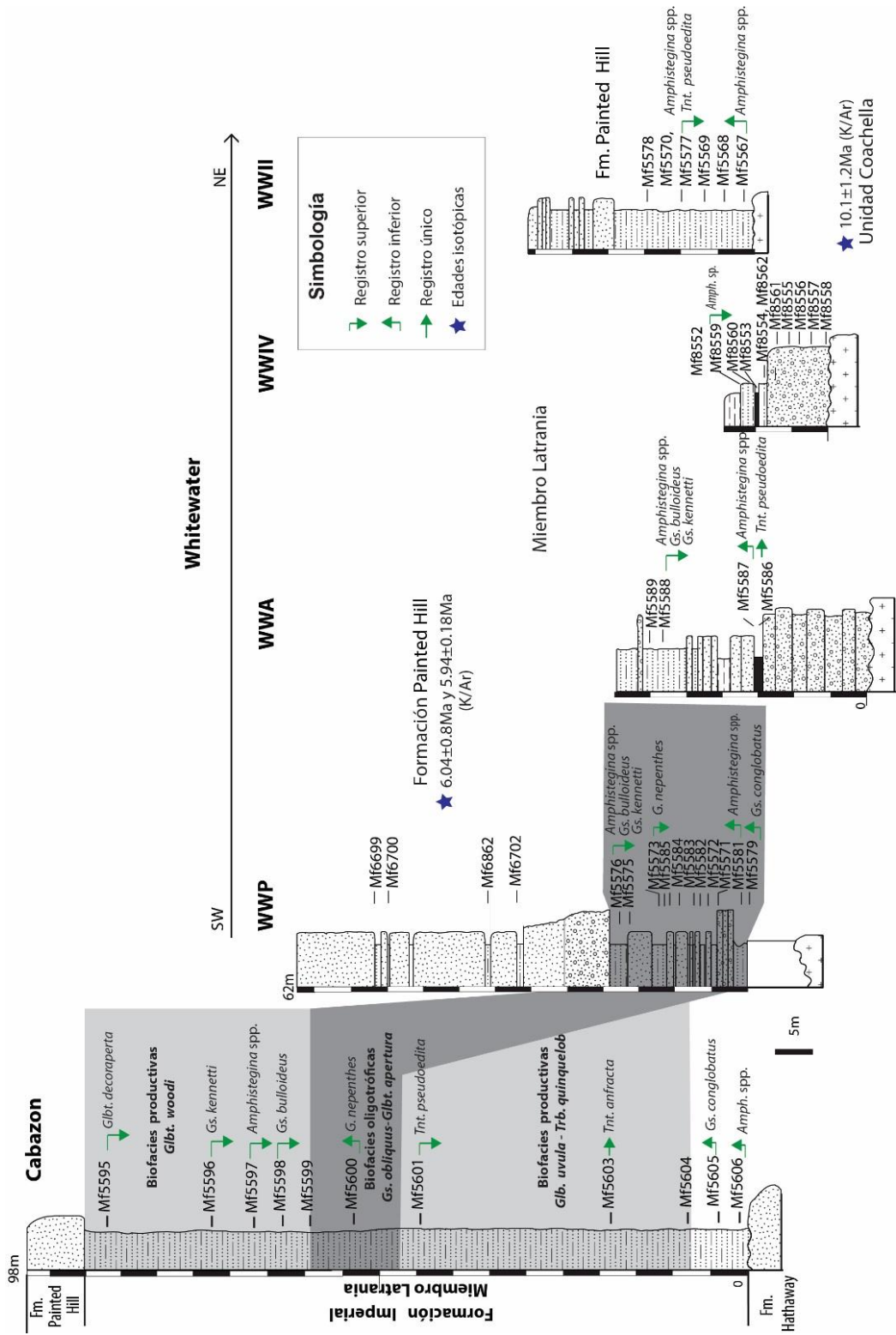


Figura 28. Bioeventos y biofacies identificados en la Formación Imperial en Cabazon y Whitewater Canyon en San Geronio Pass. Se muestran las edades isotópicas reportadas previamente por Matti *et al.* (1985), Matti y Morton (1993) para la Formación Painted Hill y por Peterson (1975) para la Unidad Coachella.

Columna lito-estratigráfica en Split Mountain Gorge

Los bioeventos en la columna estratigráfica en Split Mountain Gorge se distribuyen en rocas de la Formación Imperial. En la parte superior del miembro Latrania, por encima de la unidad Upper Megabreccia, se presentan los registros inferiores de *Streptochilus globigerus* y *Tenuitella anfracta*, junto con el registro superior de *Amphistegina* en la muestra FCO5-8 (Fig. 29). Estos bioeventos coinciden con el límite inferior de las biofacies de *Streptochilus*, donde se registra por primera vez retrabajo cretácico. En la parte inferior del miembro Deguynos, el registro superior de *Streptochilus globigerus* ocurre en la muestra FCO5-18, en el límite superior de las biofacies de *Streptochilus*. Columna arriba se presenta el último registro de *Globoturborotalia decoraperta* en la muestra FCO5-21. Después de este nivel los foraminíferos planctónicos están ausentes y sólo aparecen especies retrabajadas del Cretácico (Fig. 29).

El análisis paleomagnético de la columna realizado por Dorsey *et al.* (2007) indica que los bioeventos se presentan en rocas con una edad entre 5.3 a 4.9 Ma y por encima de rocas de la Formación Elephant Tree con una edad de 8.1 ± 0.4 Ma. El análisis toma como referencia la desaparición de *Amphistegina* para establecer el límite Mioceno/Plioceno y una edad isotópica de 2.3 ± 0.4 Ma en el Grupo Palm Spring (Opdyke *et al.*, 1977; Dorsey *et al.*, 2006), por tanto, no es totalmente independiente de los bioeventos.

Columnas lito-estratigráficas en la cuenca Santa Rosalía

Los bioeventos en las columnas lito-estratigráficas I a V en la parte noroeste de la cuenca de Santa Rosalía se distribuyen en el miembro Arenisca y Limolita de la Formación Tirabuzón.

En la columna I no hay foraminíferos planctónicos en la unidad I (SR-1); por encima en la unidad II se presentan por única vez *Globigerinoides kennetti* y *Gs. bulloideus* (SR-2), junto con el registro inferior de *Amphistegina*, en biofacies oligotróficas de *Gs. obliquus-Glbt. apertura*. En los estratos sobreyacentes en biofacies productivas de *G. bulloides-Ngq. acostaensis*, ocurren los registros superiores de *Globoturborotalia decoraperta* y *Tenuitella pseudoedita* (SR-3) por debajo de rocas que tienen una edad isotópica de 5.56 Ma ($+0.5/-1.33$; Tabla 16), de acuerdo con la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y del registro superior *Amphistegina* (SR-4; Fig.30).

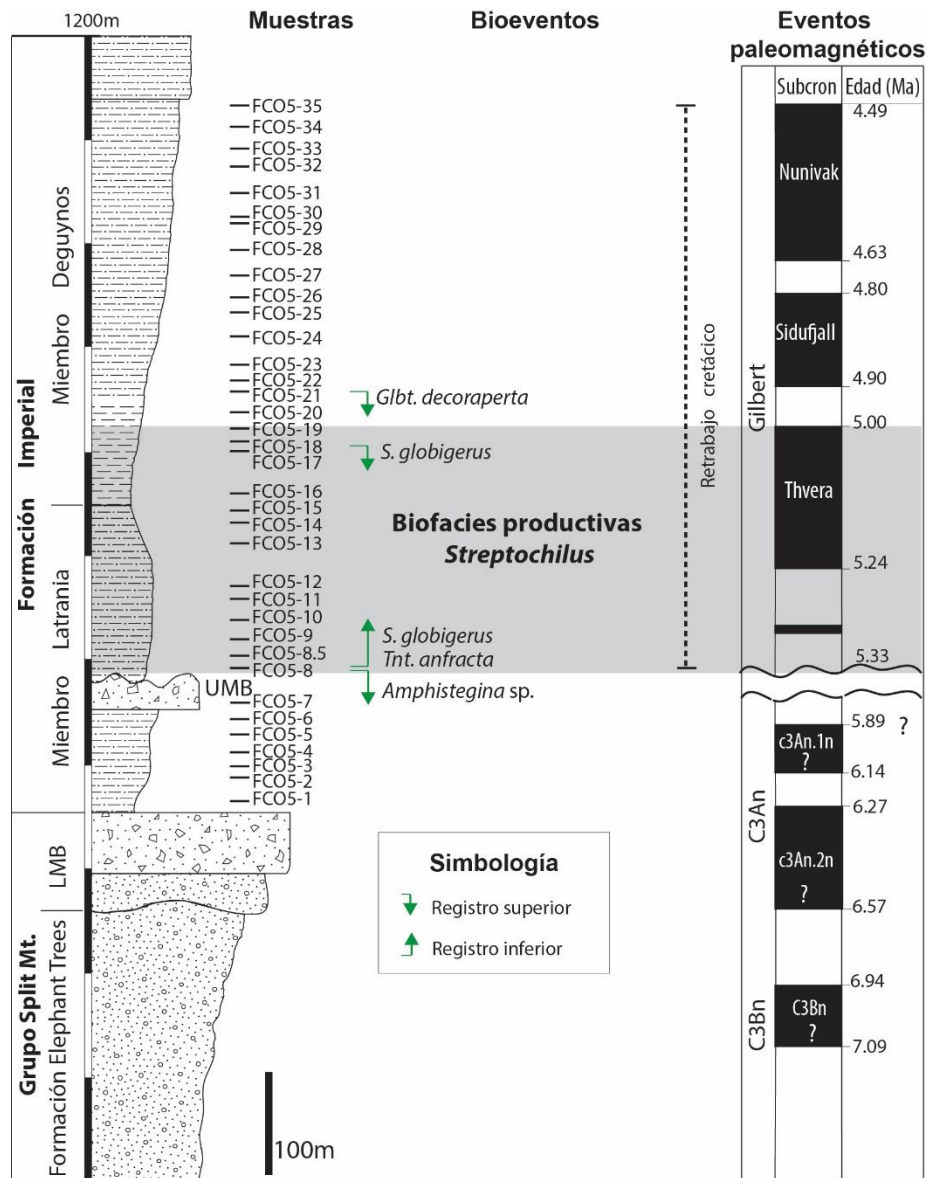


Figura 29. Bioeventos y biofacies identificados en la Formación Imperial en Split Mountain Gorge. Se presentan los eventos y las edades paleomagnéticas interpretadas por Dorsey *et al.* (2007; 2011).

El registro inferior de *Neogloboquadrina humerosa* y *Pulleniatina primalis* ocurre en los primeros estratos de la columna II (SR-5), seguido de los registros superiores de *Dentoglobigerina venezuelana* en la muestra SR-6 y de *Globigerinoides bulloideus* en la muestra SR-8, en rocas de la unidad II. En la base de la columna III, *Gs.bulloideus* y *Amphistegina* se presentan por única vez en la unidad II (SR-11). Columna arriba se presentan los registros inferiores de *Globorotalia tumida* en la muestra SR-14 y *Gs. extremus* en la muestra SR-16, junto con el registro superior de *Globoturborotalia*

decoraperta (Fig. 30), en rocas depositadas en las biofacies productivas de *Glb. uvula-Trb. quinqueloba-Tnt.juvenilis*. Mientras que en la parte inferior de la unidad III, depositada en biofacies oligotróficas de *Gs. obliquus- Glbt. apertura*, se da el registro superior de *Tenuitella pseudoedita* (SR-17).

En la base de la columna IV, se presenta el registro inferior de *Neogloboquadrina acostaensis*, *Nq. humerosa* y *Globorotalia tumida* (SR-25); mientras que *Globigerina multiloba* se presenta por única vez en la muestra SR-27 y hacia la cima están los registros superiores de *Tenuitella pseudoedita* y *Globoturborotalita decoraperta* (SR-29). Todos los bioeventos se presentan durante biofacies productivas de *G. bulloides-Ngq. acostaensis*. En biofacies productivas de *Glb. uvula-Tnt. quinqueloba-Tnt.juvenilis* de la columna V, se da el registro inferior de *Globigerina multiloba* y el único registro de *Globigerinoides kennetti* en la muestra SR-30. En los estratos sobreyacentes se presenta *Amphistegina*, junto con el registro inferior de *Neogloboquadrina humerosa* (SR-31) y en la cima ocurren los registros superiores de *Tenuitella pseudoedita* y *Globigerinoides bulloideus* (SR-32).

Los bioeventos identificados en las columnas I a V sobreyacen a edades entre 6.27 a 6.13 Ma calculadas para el límite entre las formaciones Boleo y Tirabuzón (Fig. 30), de acuerdo con la edad isotópica de 6.7 ± 0.90 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; cinta colorada) y tasas de sedimentación calculadas en la Formación Boleo (Holt *et al.*, 2000).

Columna lito-estratigráfica en la Loma Tirabuzón

La columna medida en Loma Tirabuzón corresponde a la parte superior del miembro Arenisca y Limolita de la Formación Tirabuzón. En la base se presenta el registro inferior de *Globorotalia tumida*, *Neogloboquadrina humerosa* y *Pulleniatina primalis* en la unidad I (LT-1). Mientras que *Streptochilusinglei* sp. nov. tiene un registro inferior en la muestra LT-7 y superior en la muestra LT-9, junto con *Neogloboquadrina acostaensis* en rocas de la unidad III. Columna arriba, *Globigerinoides bolli* (LT-10) tiene su registro superior en la cima de esta unidad. Carreño (1981) documenta en la base de la columna un cambio en el sentido del enrollamiento de siniestral a dextral en *Pulleniatina* entre las muestras LT-1 y LT-2 (Fig. 31). Al igual que en las columnas I a V, los bioeventos identificados sobreyacen a edades entre 6.27 a 6.13 Ma, calculadas para el límite entre las formaciones Boleo y Tirabuzón (Holt *et al.*, 2000), con base en la edad isotópica de 6.76 ± 0.90 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; cinta colorada) y tasas de sedimentación en la Formación Boleo (Holt *et al.*, 2000).

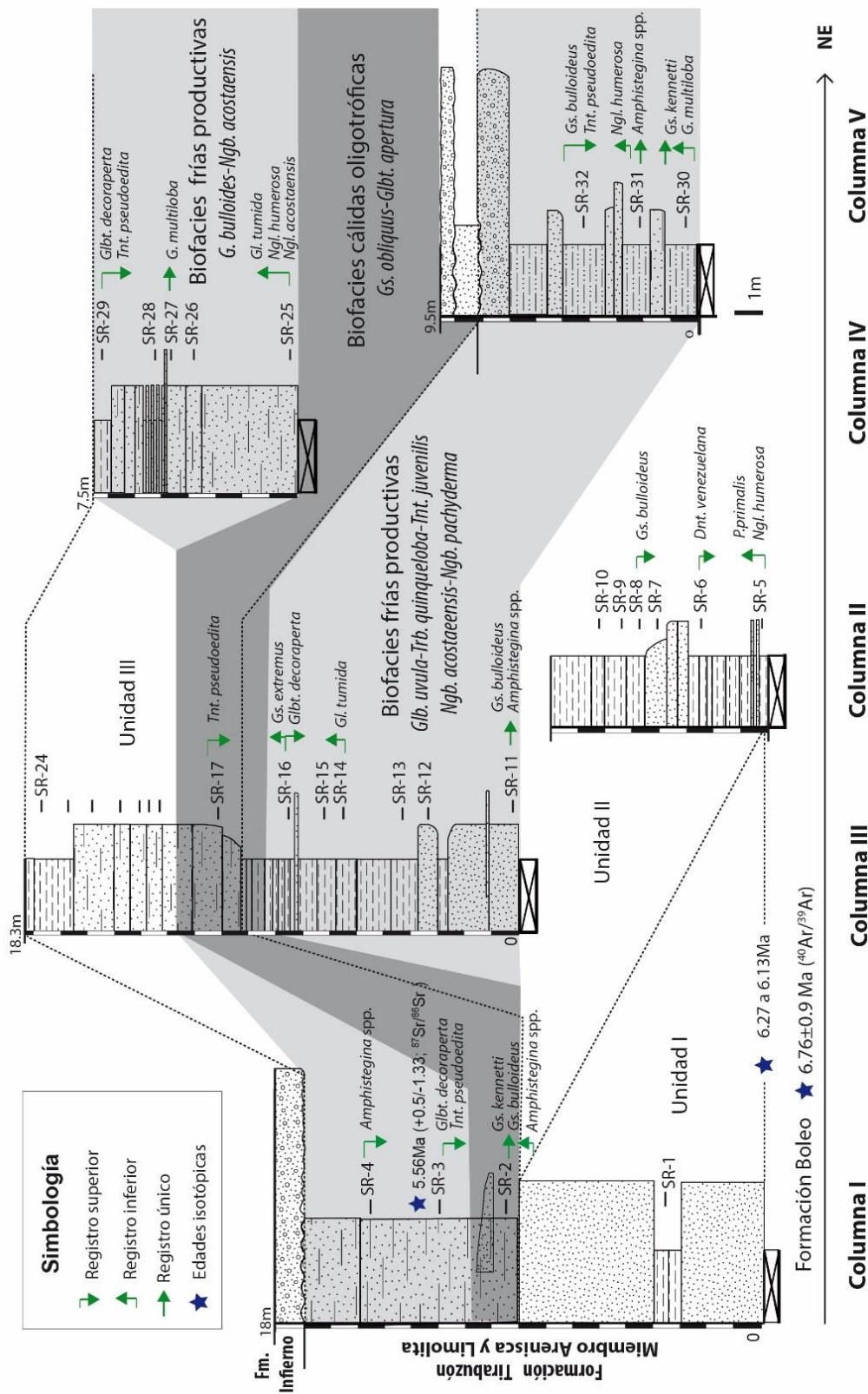


Figura 30. Bioeventos y biofacies identificados en la Formación Tirabuzón al noreste de la cuenca de Santa Rosalía, BCS. Se presentan la edad isotópica obtenida en este estudio y edades reportadas en la Formación Boleo por Holt et al. (2000).

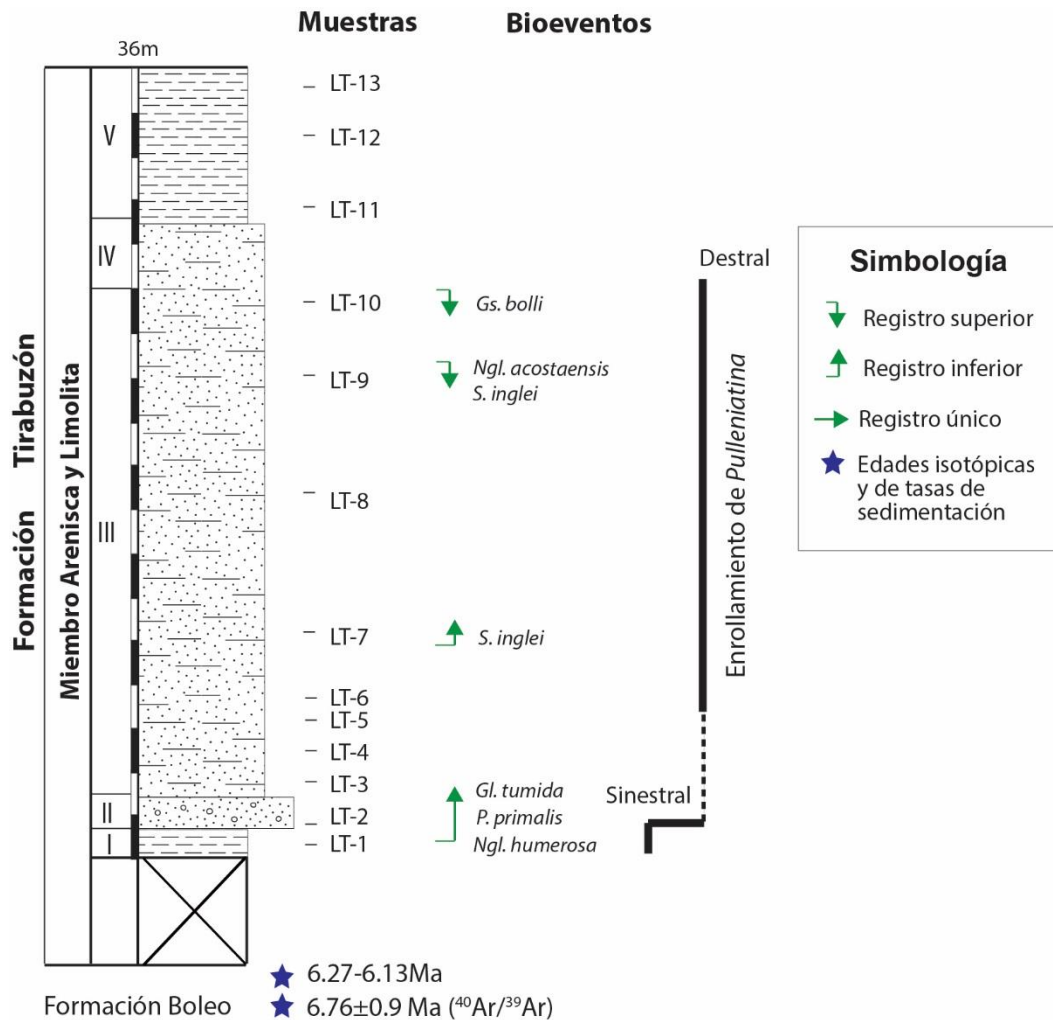


Figura 31. Bioeventos identificados en la Formación Tirabuzón expuesta en la Loma Tirabuzón en la cuenca de Santa Rosalía, BCS. Se muestran las edades obtenidas en la Formación Boleo de Holt *et al.* (2000).

Columna lito-estratigráfica en Isla Monserrat

En la base de la columna medida en Isla Monserrat que corresponde a la cima del miembro Bedded Conglomerate and Sandstone, se presentan los registros inferiores de *Globigerinoides extremus*, *Gs. conglobatus* *Neogloboquadrina humerosa* y *Pulleniatina primalis* con un enrollamiento siniestral (Fig. 32), durante biofacies oligotróficas de *Gs. ruber*. En la base del miembro Marlstone and Mudstone, la proporción de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr indica una edad de 5.67 Ma (+0.60/-1.52; Tabla 16) para las rocas de la muestra IM-2, donde se presentan los registros inferiores *Tenuitella anfracta* y *Globorotalia tumida*, junto con ejemplares de *Pulleniatina* con un enrollamiento destral. El registro superior de *Gs.*

bulloideus y el inferior de *Streptochilus latus* y *S. macdougallae* sp. nov. se producen en la muestra IM-3, con ejemplares de *Pulleniatina* con un enrollamiento siniestral. Por encima, se presenta el registro de *S.inglei* sp. nov. (IM-4) y todos los eventos antes mencionados ocurren durante las biofacies oligotóxicas de *Gs. ruber*.

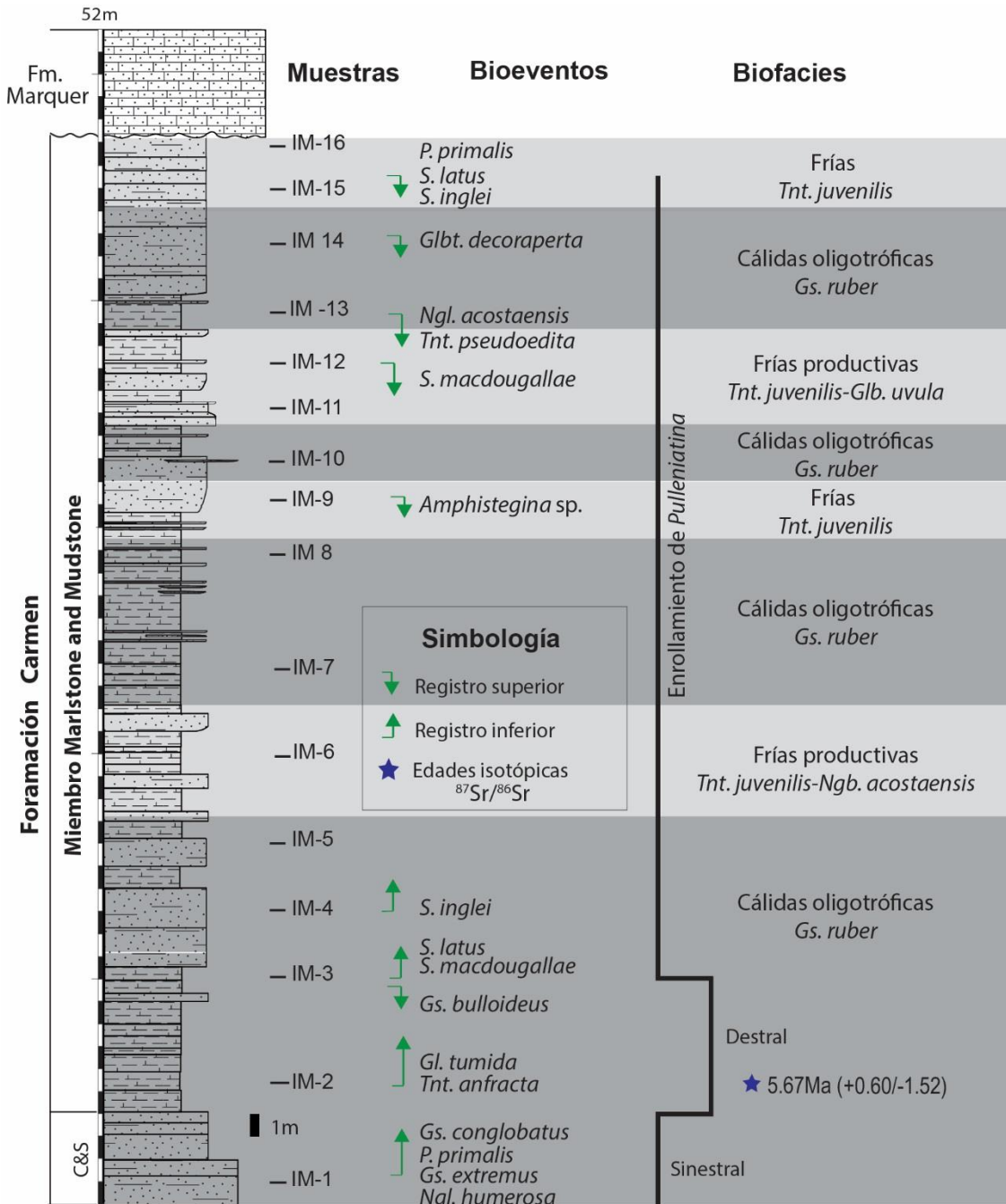


Figura 32. Bioeventos y biofacies identificados en la Formación Carmen en Isla Monserrat, BCS. Se presenta la edad isotópica obtenida en el análisis de estroncio.

Columna arriba, el registro superior de *Amphistegina* ocurre en la muestra IM-9 en biofacies productivas de *Tnt. juvenilis*- *Glb. uvula*. Seguido de los registros superiores hacia la cima de columna de *S. macdougallae* sp. nov. (IM-12), *Tenuitella pseudoedita* y *Neogloboquadrina acostaensis* en la muestra IM-13, así como de *Globoturborotalia decoraperta* en IM-14 en biofacies oligotróficas de *Gs. ruber*. En la cima de la columna, en biofacies frías de *Tnt. juvenilis*, se presentan los registros superiores de *Pulleniatina primalis*, *Streptochilus latus* y *S. inglei* sp. nov. en la muestra IM-15 (Fig. 32).

Columna lito-estratigráfica al este de Bahía Salina

Los bioeventos se distribuyen a lo largo de la columna en Bahía Salina que representa la parte superior del miembro Marlstone and Mudstone. En la base de la columna medida se presenta el registro inferior de *Neogloboquadrina humerosa* y *Pulleniatina primalis* con un enrollamiento destral (BS-1). En los siguientes estratos, *Pulleniatina* cambia de enrollamiento y se presenta el registro inferior de *Globorotalia tumida* (BS-2) y *Globigerinoides conglobatus* (BS-3). Los eventos antes mencionados ocurren en biofacies oligotróficas de *Gs. ruber* (Fig. 33).

Columna arriba, en biofacies productivas de *Tnp. glutinata*, el registro inferior de *Tenuitella anfracta* ocurre en la muestra BS-5 y de *Streptochilus latus* y *S. macdougallae* sp. nov. en la muestra BS-6, que de acuerdo con la relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tienen una edad de 5.21 Ma (+0.68/-1.84; Tabla 16), seguidas por el registro superior de *Tenuitella pseudoedita* (BS-8). Por encima de estas rocas, ocurre el registro superior de *Amphistegina* y *S. macdougallae* sp. nov. en la muestra BS-10 en biofacies productivas de *G. bulloides*-*Prg.incompta*. Hacia la cima están los registros superiores de *Streptochilus latus* junto con *Globoturborotalia decoraperta* en la muestra BS-11, junto con el registro inferior de *Sphaeroidinella dehiscens* en biofacies oligotólicas de *Gs. ruber*.

Columna lito-estratigráfica en Punta Perico

Los bioeventos identificados en la columna estratigráfica medida en Punta Perico se distribuyen en su mayoría en el miembro Marlstone and Mudstone de la Formación Carmen y algunos identificados en la unidad Dacita Breccia.

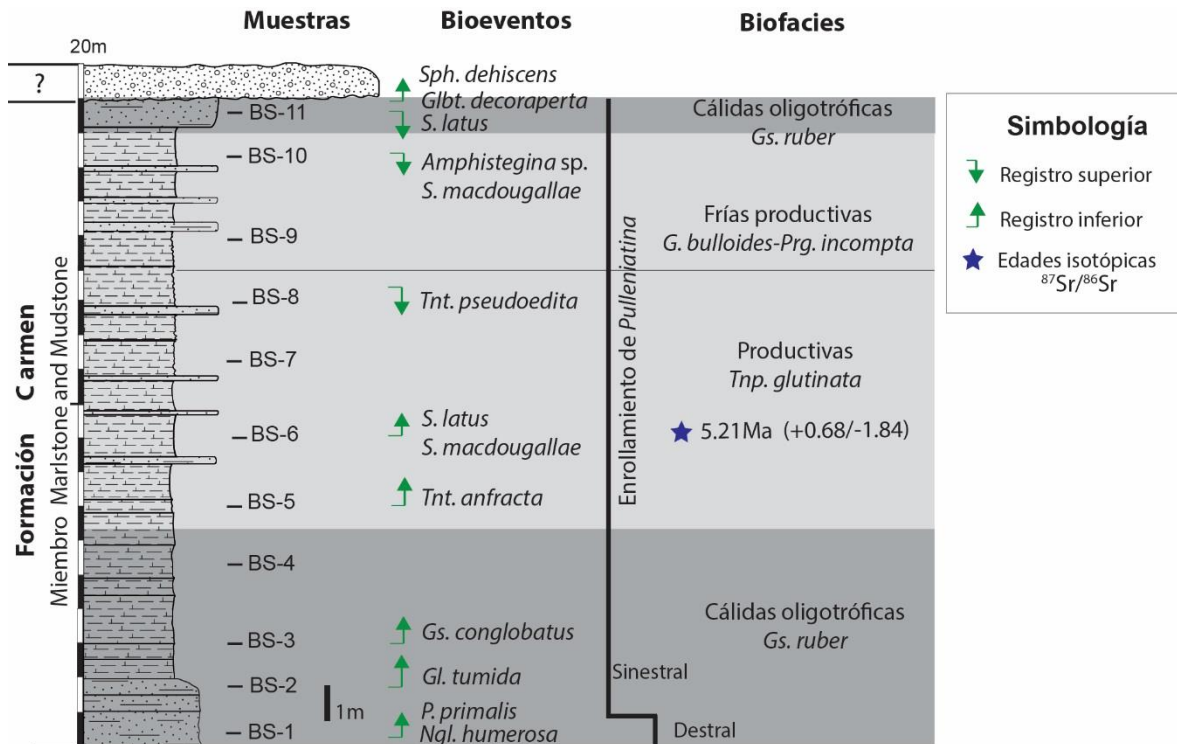


Figura 33. Bioeventos y biofacies identificados en la Formación Carmen al este de Bahía Salina, Isla Del Carmen. Se presenta la edad isotópica obtenida en el análisis de estroncio.

En la base de la columna, la proporción de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las testas de foraminíferos indica una edad de 5.65 Ma (+0.41/-0.89; Tabla 16) en rocas de la muestra PP-1, donde se presentan el registro inferior de *Neogloboquadrina humerosa*, *Globigerinoides extremus*, *Streptochilus latus*, *S.inglei* sp. nov. y *Tenuitella anfracta* en biofacies oligotóxicas de *Gs. ruber* (Fig. 34). Por encima, se da el registro inferior de *S. macdougallae* sp. nov. (PP-2) y el superior de *S.inglei* sp. nov. (PP-4) y *Tenuitella pseudoedita* (PP-5) en biofacies productivas de *Tnp. glutinata*. En los estratos sobreyacentes ocurre el registro inferior de *Pulleniatina primalis* con un enrollamiento siniestral, seguida del registro inferior de *Globigerinoides conglobatus* (PP-7). En la muestra PP-9, se presentan los registros superiores de *Streptochilus latus*, *S. macdougallae* sp. nov. y *Pulleniatina primalis* en biofacies productivas de *G. bulloides-Prg. incompta* (Fig. 34). Por encima de este estrato, los foraminíferos planctónicos son remplazados por microfósiles silíceos y es hasta la muestra PP-39 de la unidad Dacita Breccia que se tiene el registro superior de *Neogloboquadrina humerosa* y *Globigerinoides obliquus*.

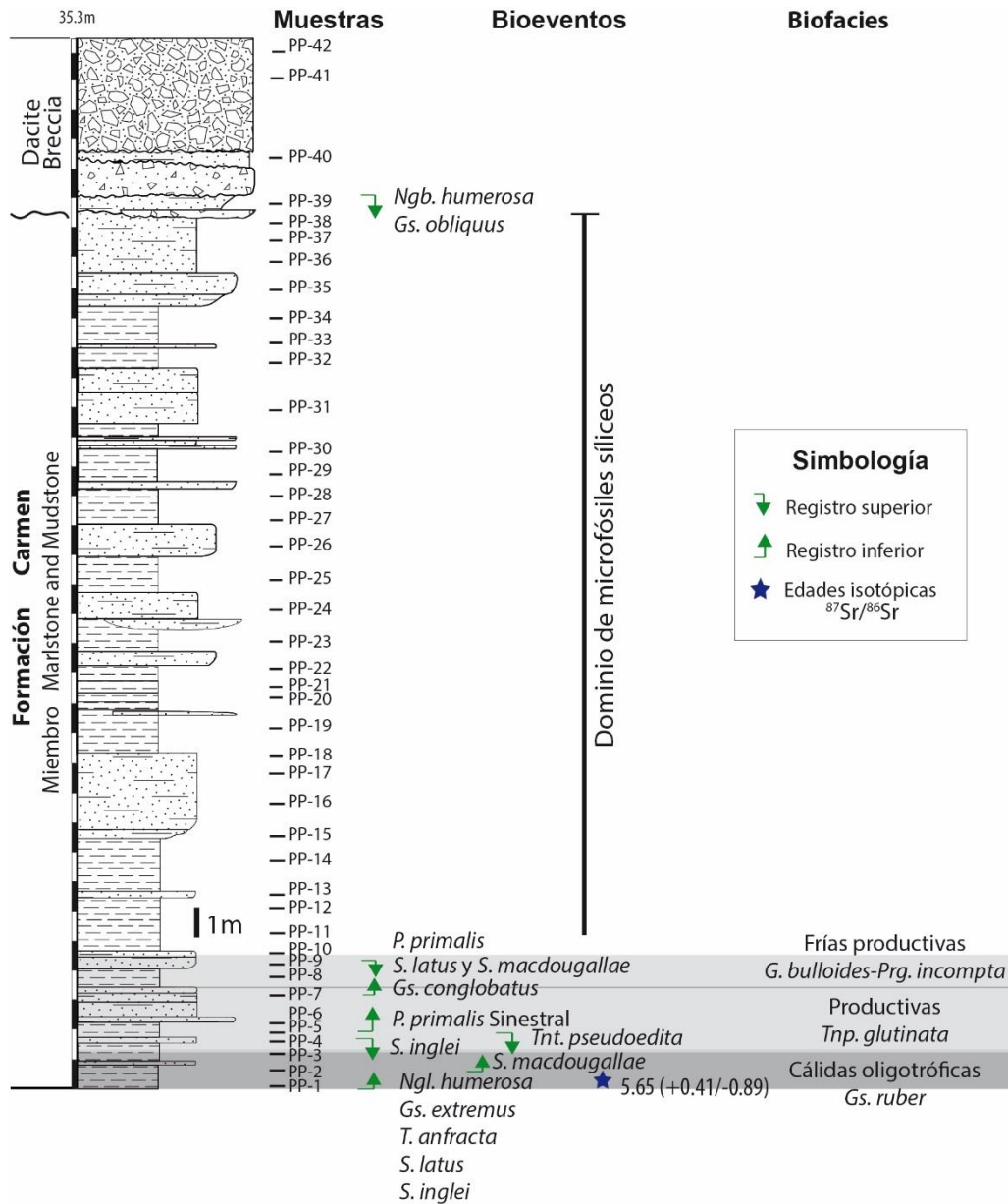


Figura 34. Bioeventos y biofacies identificados en la Formación Carmen en Punta Perico, Isla Del Carmen. Se presenta la edad isotópica obtenida en el análisis de estroncio.

Columna lito-estratigráfica en cuenca San José del Cabo

Los bioeventos se distribuyen en el miembro medio de la Formación Trinidad, en la unidad no hay edades isotópicas reportadas y se toman como referencias los bioeventos de nanoplacton calcáreo identificados por Carreño (1992), con calibraciones en sitios cercanos al Golfo en el Pacífico Este Ecuatorial (Anthonissen y Ogg, 2012), donde se esperaría que fueran sincrónicos.

En el primer estrato de la columna medida cerca de Rancho El Torote, se presentan los registros inferiores de *Neogloboquadrina humerosa* y *Streptochilus globigerus* (DS-1). En los estratos sobreyacentes, es evidente la ocurrencia inferior de *Pulleniatina primalis* sinistral en la muestra DS-3, por debajo del LO del nanoplacton calcáreo *Discoaster quinqueramus* que indica una edad igual o mayor de 5.59 Ma (Anthonissen y Ogg, 2012) para la muestra DS-5 (Fig. 35).

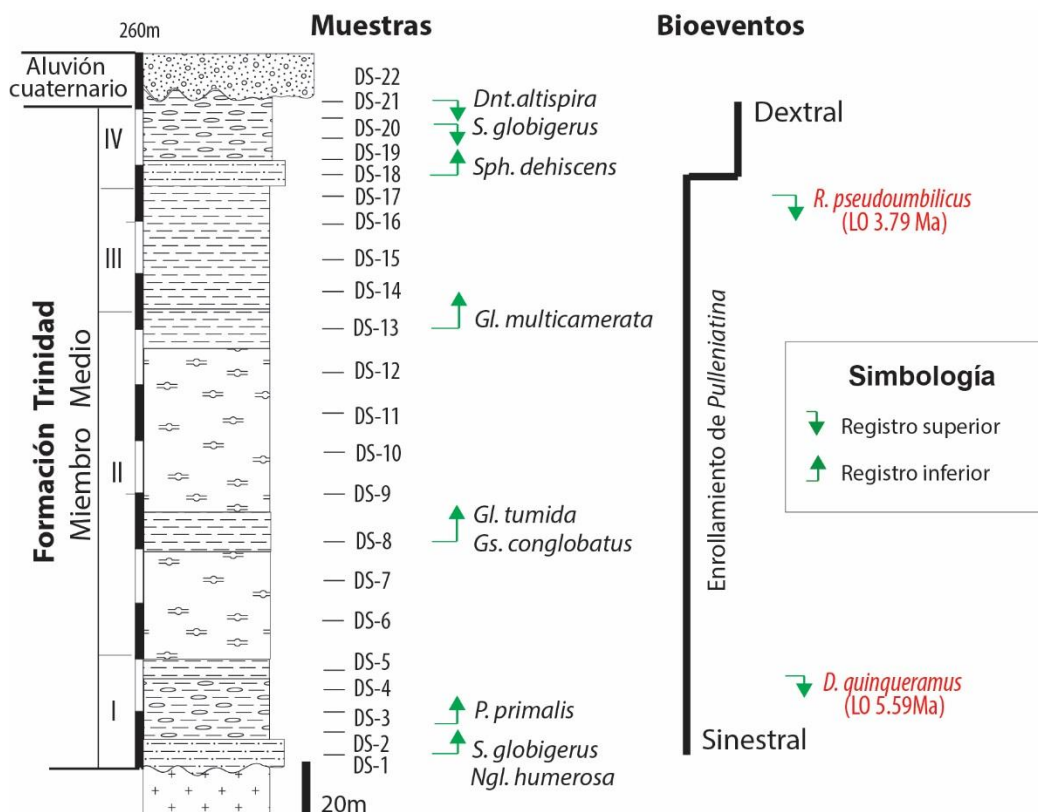


Figura 35. Bioeventos identificados en la Formaci3n Trinidad en la cuenca San Jos3 de Los Cabos, BCS. Se muestran bioeventos de nanoplacton identificados por Carre3o (1992). LO: 3ltimas ocurrencias.

En la parte media de la columna, se presentan los registros inferiores de *Globigerinoides conglobatus* (DS-8), *Globorotalia tumida* (DS-8) y *Globorotalia multicamerata* (DS-13), por debajo del LO del nanoplacton calcáreo *Reticulofenestra pseudoumbilicus* que indica una edad igual o mayor de 3.79 Ma (LO; Anthonissen y Ogg, 2012) en la muestra DS-17. Por encima ocurre el registro inferior de *Sphaeroidinella dehiscens* (DS-18) y *Pulleniatina* cambia el sentido del enrollamiento de sinistral a dextral.

Hacia la cima de la columna, *Streptochilus globigerus* y *Dentoglobigerina altispira* (Fig. 35) presentan su registro superior.

Columna lito-estratigráfica Arroyo Hondo

Los bioeventos se distribuyen en el Miembro Inferior de la Unidad Ojo de Buey en la columna medida en Isla María Madre y se toman como referencias cronológicas los bioeventos de radiolarios identificados por Pérez-Guzmán (1985), calibrados en sitios cercanos al Golfo en el Pacífico Este Ecuatorial (Barron *et al.*, 1985a,b), donde se espera que sean sincrónicos.

En la base de la columna, no se presentan foraminíferos planctónicos, sin embargo, la LO del radiolario *Diartus petterssoni* (LO, Barron *et al.*, 1985b), en la muestra AH-11, indica una edad igual o mayor de 8.2 Ma (Fig. 36). Por encima, el registro inferior de *Neogloboquadrina humerosa* (AH-16) ocurre después de la LO del radiolario *Didymocyrtis laticonus* (7.9 Ma LO, Barron *et al.*, 1985a y b) en la muestra AH-15 y antes de la LO de *Diartus huguesi* y la FO de *D. penúltima* en la muestra AH-19; que señalan una edad de 7.9 Ma (Fig. 37). Por encima de estas rocas se presenta el registro inferior de formas sinistralas de *Pulleniatina primalis* en la muestra AH-20. Estos eventos ocurren en biofacies cálidas interpretadas por Carreño (1985).

En los estratos sobreyacentes, se presentan los registros inferiores de *Neogloboquadrina acostaensis* y *Sphaeroidinella dehiscens* (AH-24), seguidos columna arriba de los de *Globigerinoides conglobatus* y *Globorotalia tumida* (AH-25) y *Streptochilus latus* (AH-28), en biofacies productivas de *G. bulloides*. Columna arriba, en la muestra AH-30' ocurre el registro superior de *Globorotalia multicamerata* y se presentan formas dextrales de *Pulleniatina* en biofacies cálidas. Hacia la cima de la columna, en la unidad V, *Streptochilus latus*, *Pulleniatina primalis* y *Neogloboquadrina acostaensis* tienen sus registros superiores (Fig. 36).

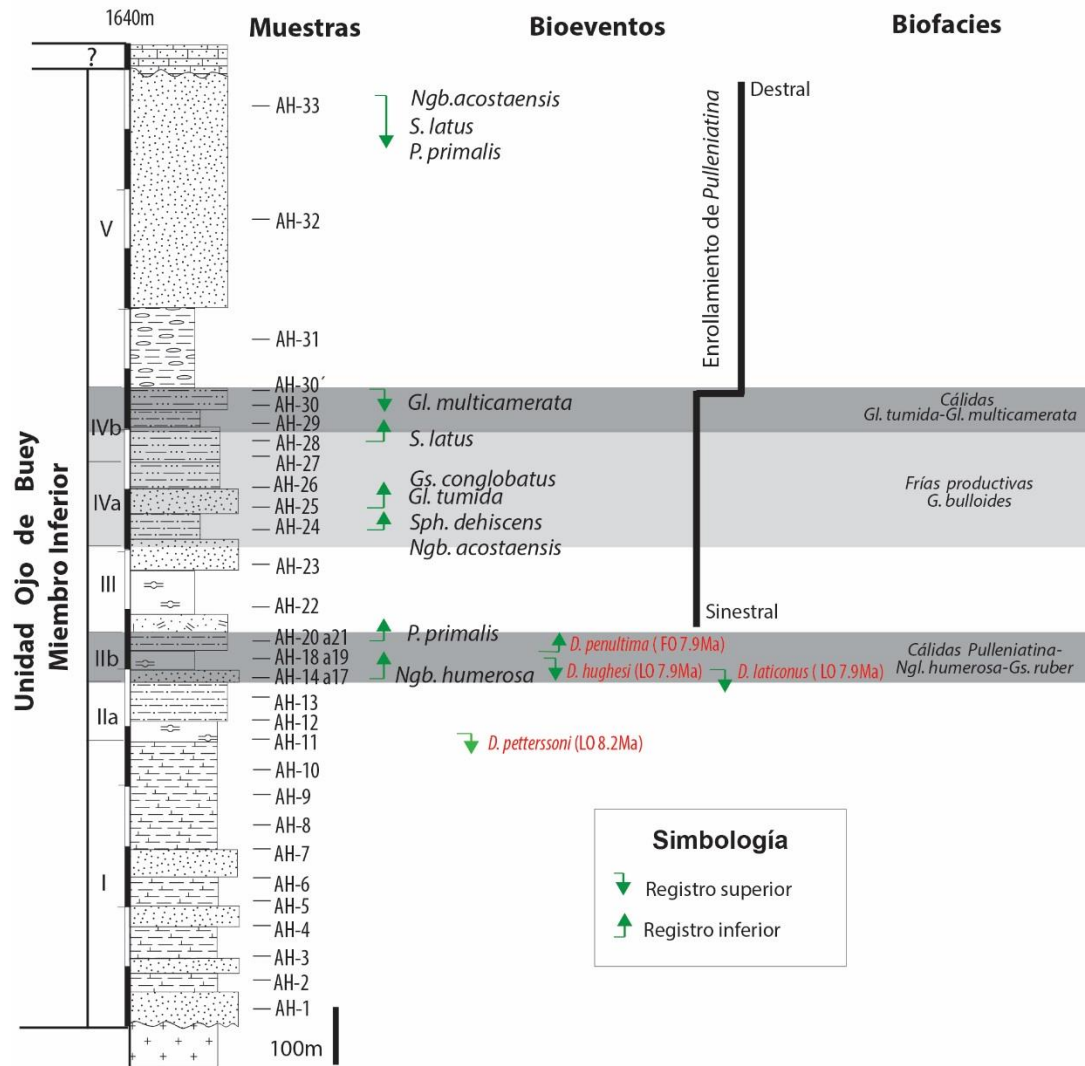


Figura 36. Bioeventos y identificados en la unidad Ojo de Buey en Arroyo Hondo, Isla María Madre. Se presentan los bioeventos de radiolarios identificados por Pérez-Guzmán (1985).

7.4 Discusión

7.4.1 Bioeventos locales y correlación regional

I. FO de *Globigerinoides conglobatus* (6.2 Ma)

Gs. conglobatus se presenta en la cuenca del Salton Trough y en las islas Del Carmen y María Madre (Lámina VII: 13). En la Formación Imperial su registro inferior ocurre entre rocas con una edad isotópica de 10.1 ± 1.2 Ma (K/Ar; Peterson, 1975) y 6.04 ± 0.18 Ma (K/Ar; Matti *et al.*, 1985; Matti y Morton, 1993) en San Gorgonio Pass (Fig. 28). En la Formación Carmen (Fig. 33), su registro inferior ocurre por encima de rocas con una edad isotópica de 5.21 Ma (+0.68/-1.84; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Mientras que en la unidad Ojo de Buey (Fig. 36), el registro inferior ocurre por encima de rocas que contienen el registro inferior del radiolario *Didymocyrtis penúltima* (FO 7.9 Ma; Barron *et al.*, 1985a) y el superior de *Diartus hughesi* (LO 7.9 Ma; Barron *et al.*, 1985a).

La especie se origina hace 6.2 Ma en el Atlántico Ecuatorial, de acuerdo con su calibración en el Sitio 925 del ODP (FAD; Chaisson y Pearson, 1997; Anthonissen y Ogg, 2012) y después aparece en el Pacífico Central entre 5.5 Ma y 5.2 Ma (Saito *et al.*, 1975; Ryan *et al.*, 1974; Thunell, 1981), presentando un biohorizonte altamente diacrónico. En el Golfo, los registros inferiores más antiguos de la especie en las unidades Imperial y Ojo de Buey limitan su FO local a ser más joven de 7.9 Ma y más antigua de 6.04 Ma (Fig. 37), más relacionada con su FAD en el Atlántico Ecuatorial, antes de la elevación del Istmo de Panamá (4.7 a 2.5 Ma; Schmidt, 2007), debido a su cercanía geográfica.

Por lo cual su reconocimiento local indicaría una edad máxima de 6.2 Ma y sería equivalente en tiempo a la parte media de la subzona N17 de Blow (1979; de acuerdo con Gradstein *et al.*, 2012), a la parte superior de la Biozona de *Globorotalia humerosa* del esquema de Bolli y Saunders (1985) y a la parte superior de la subzona M13b del esquema de Wade *et al.* (2011).

II. LO de *Paragloborotalia linguaensis* (6.14 Ma)

La especie se distribuye a los extremos del Golfo en las cuencas Blythe y San José del Cabo (Lámina I: 4). El registro superior de *Prg. linguaensis* en la Formación Bouse (Fig. 27) ocurre por encima de rocas con una edad de ~6.3 Ma en la base del miembro Basal Carbonate (Dorsey *et al.*, 2018) y por debajo de rocas con una edad de 5.05 ± 0.11 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Harvey, 2014) y de rocas depositadas por el arribo del Río Colorado entre ~5.4 a 5.3 Ma (Dorsey *et al.*, 2018). McCloy (1984) reporta la especie en la Unidad B de la Formación Trinidad, estratigráficamente por debajo de la columna analizada en el presente estudio que contiene a *Pulleniatina primalis* (FO 5.8Ma, pág. 185).

Paragloborotalia linguaensis desaparece en el Atlántico Ecuatorial hace 8.97 Ma (Tabla 17), de acuerdo con su calibración en los Sitios 925 y 926 del ODP (Chaisson y Pearson, 1997; Anthonissen y Ogg, 2012); mientras que en el Pacífico Ecuatorial y Sur se extingue hace 6.14 Ma (Tabla 17), según su calibración en el Sitio 806 del ODP en Java Plateau y en el Sitio 840 en la Plataforma Tonga (LAD; Berggren *et al.*, 1995; Anthonissen y Ogg, 2012). En el Golfo, sus registros en ambas columnas limitan su LO local a ser más joven de ~6.3 Ma y más antigua o igual de 5.8 Ma (Fig. 37), indicando que la desaparición de la especie estaría principalmente relacionada con su LAD en el Pacífico Ecuatorial debido a la historia compartida entre cuencas dentro de la misma latitud.

De tal manera que su identificación local indicaría una edad mínima de 6.14 Ma, equivalente en tiempo a la edad correspondiente a la parte media superior de la subzona N17 de Blow (1979; de acuerdo con Gradstein *et al.*, 2012), así como a la parte superior de la Biozona *Globorotalia humerosa* de Bolli y Saunders (1985). De acuerdo con el esquema de Wade *et al.* (2011), el cual considera las recalibraciones de Lourens *et al.* (2004), sería cercana al límite entre las biozonas M13 y M14 (Fig. 37).

III. FO de *Pulleniatina primalis* (5.8 Ma)

Pulleniatina se distribuye en la región central y sur del Golfo en Santa Rosalía, Isla Monserrat, Del Carmen, San José del Cabo e Isla María Madre (Láminas VI: 5; VII: 6, VIII: 17). El registro inferior de *P. primalis* en la Formación Tirabuzón (Fig. 30), se ubica estratigráficamente por encima de rocas con una edad entre 6.27 a 6.13 Ma (Holt *et al.*, 2000) y por debajo de rocas de 5.56 Ma (+0.51/-1.33; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), no se ha registrado en rocas más antiguas de la Formación Boleo. En la Formación Carmen (Fig. 32), el registro inferior de la especie se presenta en el miembro Conglomerate and Sandstone por debajo de rocas de 5.67 Ma (+0.6/-1.52; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Mientras que su registro inferior en la Formación Trinidad ocurre por debajo del registro superior de *Discoaster quinquerramus* (LO: 5.59 Ma; Anthonissen y Ogg, 2012) y en Ojo de Buey se ubica por encima del registro superior de *Diartus hughesi* (LO: 7.9 Ma; Barron *et al.*, 1985a) y del inferior de *D. penúltima* (FO: 7.9 Ma; Barron *et al.*, 1985a).

La especie se origina hace 6.6 Ma en el Océano Índico (FAD; Tabla 17), posteriormente aparece en el Pacífico Oeste Ecuatorial hace 6.4 Ma, de acuerdo con el sitio 586b del DSDP (Srinivasan y Sinha, 2000) y en el Pacífico Este Ecuatorial hace 5.8 Ma por su calibración en el Sitio 503 del DSDP (Keigwin, 1982; Berggren *et al.*, 1985). En el Golfo, los registros más antiguos de *P. primalis* en las formaciones Carmen y Tirabuzón restringen su FO local a ser más joven de 6.13 Ma y más antiguo de 5.67 Ma (Fig. 37), teniendo una mayor relación con su FO en el Pacífico Este Ecuatorial debido a su cercanía geográfica.

Por lo que su reconocimiento local pudiera indicar una edad máxima de 5.8 Ma; equivalente a la parte superior de la subzona N17 de Blow (1979), de acuerdo con Gradstein *et al.* (2012); así como a la parte superior de la biozona de *Globorotalia humerosa* del esquema de Bolli y Saunders (1985) y por último, a la parte media superior de la Biozona M14 calibrada para el Pacífico y la parte superior de la misma biozona calibrada para el Atlántico en el esquema de Wade *et al.* (2011), de acuerdo con cronología de Lourens *et al.* (2004).

IV. LO de *Globigerinoides kennetti* (5.7 Ma)

La distribución de *Gs. kennetti* está restringida a las cuencas Salton Trough y Santa Rosalía (Láminas III: 18 y V: 20). En la Formación Imperial (Fig. 28), su registro superior se presenta por debajo de rocas con edades isotópicas de 6.04 ± 0.18 Ma de la Formación Painted Hill (Matti *et al.*, 1985; Matti y Morton, 1993). Mientras que en la Formación Tirabuzón (Fig. 30), ocurre en rocas ubicadas por encima de la cima de la Formación Boleo entre 6.27 a 6.13 Ma (Holt *et al.*, 2000) y por debajo de rocas de 5.56 Ma ($+0.51/-1.33$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

La especie sólo tiene un registro calibrado en la margen del Pacífico Noreste lo cual apunta su extinción hace 5.7 Ma (Keller y Poore, 1980; Kennet y Srinivasan, 1983). En el Golfo, su registro en las columnas limitan su LO local a ser más joven de 6.13 Ma y más antigua de 5.56 Ma (Fig. 37), por lo que no descarta que la desaparición de *Gs. kennetti* en el Golfo pudo ser sincrónica con la del Pacífico Noreste debido a su cercanía geográfica.

En consecuencia, la identificación local del bioevento indicaría una edad mínima de 5.7 Ma, equivalente al límite entre las Biozonas N17 y N18/N19 del esquema de Blow (1979; de acuerdo con Gradstein *et al.*, 2012) y a la parte superior de la Biozona *Globorotalia humerosa* de Bolli y Saunders (1985). En el esquema de Wade *et al.* (2011), sería equivalente a la parte superior de la Biozona M14 para el Pacífico o a la cima de la misma biozona calibrada en el Atlántico (Fig. 37).

V. FO de *Globorotalia tumida* (5.67 Ma)

Globorotalia tumida se distribuye en la región central y sur del Golfo, en Santa Rosalía, Isla Monserrat, Isla Del Carmen, San José del Cabo y la Isla María Madre (Láminas V: 17; VI: 1; VII: 11). El registro inferior de *Globorotalia tumida* en la Formación Tirabuzón (Fig. 30) se ubica por encima de la cima de la Formación Boleo de entre 6.27 a 6.13 Ma (Holt *et al.*, 2000) y por debajo de rocas de 5.56 Ma ($+0.51/-1.33$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). En la Formación Carmen (Figs. 32 y 33), el registro inferior de la especie ocurre en rocas de 5.67 Ma ($+0.6/-1.52$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) y por debajo de rocas de 5.21 Ma ($+0.68/-1.84$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). En la Formación

Trinidad, se sitúa entre los registros superiores de *Discoaster quinquerramus* (LO: 5.59 Ma; Anthonissen y Ogg, 2012) y *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (LO: 3.79 Ma; Anthonissen y Ogg, 2012); mientras que en se presenta en la unidad Ojo de Buey por encima del registro inferior *Sphaeroidinella dehiscens* (FO: 5.2 Ma; Anthonissen and Ogg, 2012) y por debajo del superior de *Streptochilus latus* (LO: 5.2 Ma, Resig, 1989; 1993).

La especie se origina hace 5.72 Ma en el Atlántico Ecuatorial, de acuerdo con su calibración en los sitios 925 y 926 del ODP (FAD; Chaisson y Pearson, 1997; Anthonissen y Ogg, 2012) y posteriormente aparece de manera sincrónica en el Pacífico Oeste Ecuatorial y Sur hace 5.57 Ma por su presencia en el Sitio 806 del ODP en Java Plateau y en el Sitio 840 en la Plataforma Tonga (Berggren *et al.*, 1995; Anthonissen y Ogg, 2012). En el Golfo, el registro más antiguo en Santa Rosalía limitaría su FO a ser más joven de 6.13 Ma y más antigua de 5.56 Ma, sin embargo el fechamiento de este evento en Isla Monserrat indica que éste ocurre localmente hace 5.67Ma, muy cercano a su aparición en el Atlántico Ecuatorial debido a su cercanía geográfica.

El reconocimiento en el Golfo de este bioevento indicaría una edad máxima de 5.67 Ma, equivalente en tiempo a la base de la Biozona N18/N19 del esquema de Blow (1979), de acuerdo con Gradstein *et al.*, 2012), y a la parte superior de la Biozona *Globorotalia humerosa* de Bolli y Saunders (1985). En el esquema zonal de Wade *et al.* (2011), el evento corresponde con la parte superior de la Biozona M14 calibrada en el Pacífico y a la parte inferior de la Biozona PL1 calibrada en el Atlántico (Fig. 37).

VI. LO de *Globigerinoides bulloideus* (5.6 Ma)

Globigerinoides bulloideus se distribuye en las cuencas del Salton Trough, Santa Rosalía y en Isla Monserrat (Lámina III: 9; V: 9). En la Formación Imperial (Fig. 28), su registro superior se presenta por debajo de rocas de 6.04 ± 0.18 Ma (K/Ar; Matti *et al.*, 1985; Matti y Morton, 1993). Mientras que en la Formación Tirabuzón (Fig. 30), su registro superior se presenta por debajo de rocas de 5.56 Ma ($+0.51/-1.33$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) y en la Formación Carmen (Fig. 32) se presenta inmediatamente por encima de rocas con una edad de 5.67 Ma ($+0.6/-1.52$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

En el Atlántico Ecuatorial, *Gs. bulloideus* tiene una LO en el Sitio 502 del DSDP hace 5.72 Ma y posteriormente se extingue hace 5.6 Ma en el Sitio 503 del Pacífico Este Ecuatorial (Keigwin, 1982). En el Golfo, el registro superior más reciente de la especie en las formaciones Tirabuzón y Carmen indica que la LO local es más joven de 5.67 Ma y más antigua de 5.56 Ma (Fig. 37), lo cual indicaría su desaparición en el Golfo ocurre al mismo tiempo que en el Pacífico Ecuatorial debido a su cercanía geográfica.

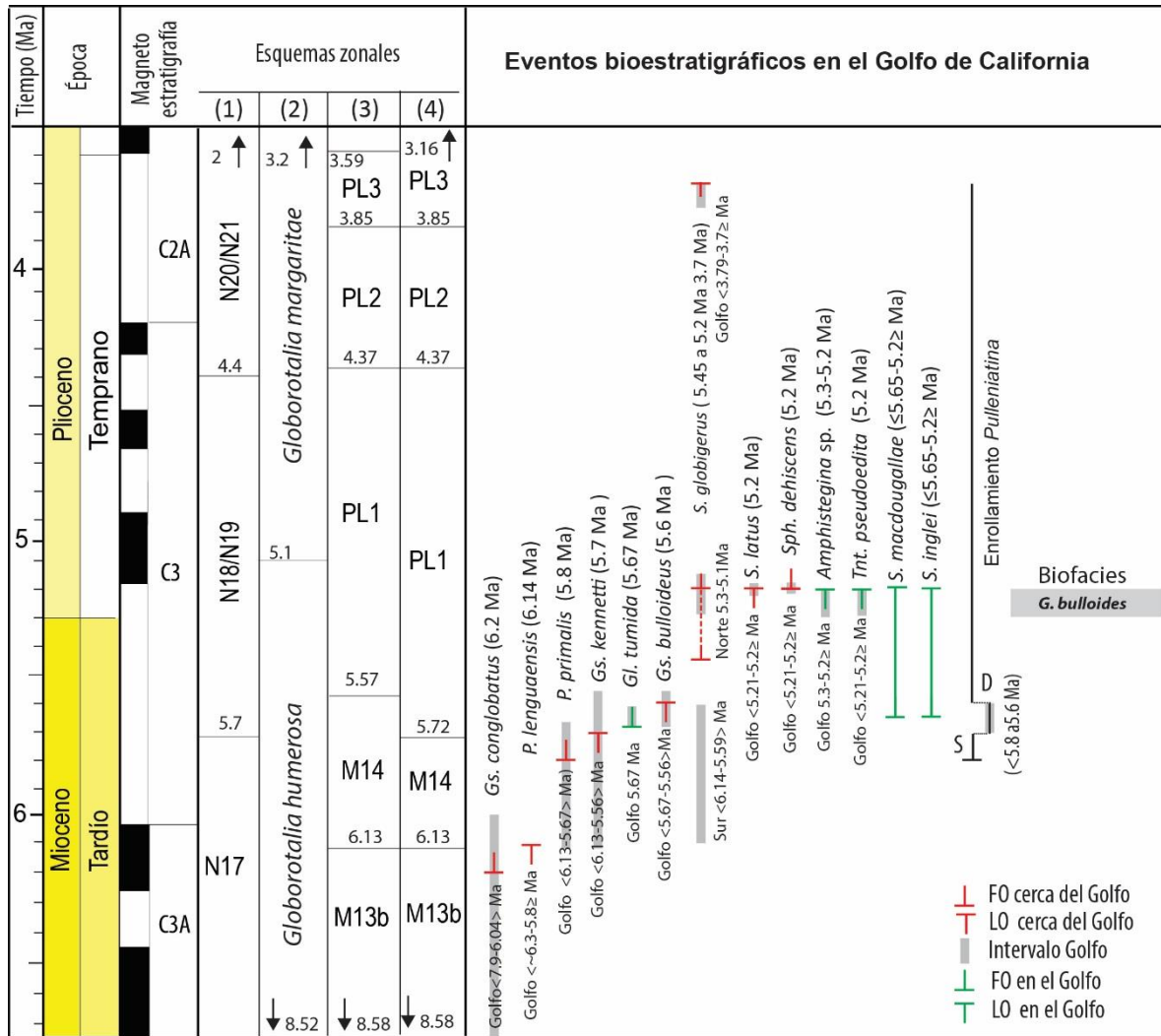


Figura 37. Secuencia de bioeventos y biofacies de foraminíferos planctónicos identificados en el Golfo de California. Se muestran las primeras (FO) y últimas (LO) ocurrencias calibradas en el Golfo de manera puntual (verde) y aquellas acotadas a un intervalo de tiempo (gris), así como las calibradas por otros autores en sitios cercanos al Golfo (rojo). Se presenta su equivalencia con los esquemas zonales de (1) Blow (1979), (2) Bolli y Saunders (1985), (3) Wade *et al.* (2011) para el Atlántico y para el Pacífico (4). S sinetral y D destal.

La identificación del bioevento señalaría una edad de mínima de 5.6 Ma, equivalente a la parte inferior de la Biozona N18/N19 del esquema de Blow (1979; de acuerdo con Gradstein *et al.*, 2012) y a la parte superior de la Biozona de *Globorotalia humerosa* de Bolli y Saunders (1985). De acuerdo con el esquema de Wade *et al.* (2011), equivalente también a la parte superior cercana a la cima de la Biozona M14 calibrada en el Pacífico y a la base de la Biozona PL1 calibrada en el Atlántico.

VII. Formas dextrales de *Pulleniatina* (<5.8 a 5.6 Ma)

Se identifica un cambio en el sentido del enrollamiento de *Pulleniatina* en Santa Rosalía y las islas Monserrat, Del Carmen y María Madre (Láminas VI: 8, VII: 5), sin embargo la baja resolución de las columnas analizadas no permitió constreñir con exactitud dicho cambio, por lo cual se propone como bioevento local el dominio de poblaciones dextrales.

En la Formación Tirabuzón (Fig. 31), formas dextrales se presentan estratigráficamente por encima de rocas con una edad 6.2 a 6.13 Ma (Holt *et al.*, 2000). Mientras que en la Formación Carmen (Fig. 32 y 33) se presentan por debajo de rocas con una edad isotópica de 5.21 Ma (+0.68/-1.84, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) y por encima del registro inferior de *P. primalis* (FO: 5.8 Ma; Berggren *et al.*, 1985), coincidiendo con rocas de 5.67 Ma (+0.6/-1.52; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) y se presentan por última vez junto con el registro superior de *Gs. bulloideus* (LO: 5.6 Ma; Keigwin, 1982). Las formas dextrales en la unidad Ojo de Buey se presentan sobre el registro inferior de *P. primalis* (FO: 5.8 Ma; Berggren *et al.*, 1985) y desaparecen junto con el registro superior de *Streptochilus latus* (LO: 5.2 Ma, Resig, 1989; 1993).

En el Pacífico Ecuatorial, las poblaciones dextrales y los cambios en el sentido del enrollamiento ocurren a partir del Plioceno temprano (Bandy, 1960; Bolli, 1966; Saito, 1976; Keigwin, 1976; Thompson y Sciarrillo, 1978). Cerca del Golfo, Kaneps (1973) registra un cambio de siniestral a dextral entre la primera ocurrencia de *Globorotalia tumida* (5.57 Ma; Anthonnisen y Ogg, 2012) y la extinción de *Dentoglobigerina altispira* (3.47 Ma; Anthonnisen y Ogg, 2012). Saito (1976) identifica el primer cambio de siniestral a dextral o evento L9 hace ~3.6 Ma (3.95 Ma; Anthonnisen y Ogg, 2012); sin embargo, el autor ilustra en sus gráficas un breve intervalo entre 5.7 a 5.4 Ma, donde al menos el 10%

de la población es destral en el núcleo RC12-66 en el Pacífico Ecuatorial. Keigwin (1976) reporta un cambio por debajo del evento L9 (Saito, 1976), pero sin calibrarlo. En el Golfo, la información estratigráfica en las unidades Carmen y Ojo de Buey, señala que las formas destrales de *Pulleniatina* ocurren localmente durante el Mioceno tardío en rocas más jóvenes de 5.8 Ma e iguales a 5.6 Ma.

Si bien es necesaria más información bioestratigráfica para calibrar con mayor precisión las biofacies en el Golfo, su reconocimiento entre rocas más jóvenes de 5.8 Ma e iguales a 5.6 Ma posibilitaría el respaldo y/o la constricción local de edades del Mioceno tardío (Fig. 37). Este intervalo sería equivalente en tiempo a la base de la Biozona N18/N19 del esquema de Blow (1979; modificado por Gradstein *et al.*, 2012), así como a la parte superior de la Biozona de *Globorotalia humerosa* de Bolli y Saunders (1985). En el esquema de Wade *et al.* (2011) sería equivalente a la parte superior de la Biozona M14 para el Pacífico o a la parte inferior de la Biozona PL1 para el Atlántico.

VIII. FO de *Streptochilus globigerus* (5.45 a 5.2 Ma).

Streptochilus globigerus se presentaba en los extremos del antiguo Golfo en las cuencas del Salton Trough y San José del Cabo (Láminas IV: 14-19; IX). En la Formación Imperial (Fig.29) su registro inferior coincide con el superior de *Amphistegina* (LO: 5.3 Ma, Dorsey *et al.*, 2005; 2007; McDougall, 2008), así como con el retrabajo y arena (C-Suite) provenientes del arribo del Río Colorado entre ~5.3 a 5.1 Ma (Dorsey *et al.*, 2018). Mientras que en la Formación Trinidad (Fig. 35) su registro inferior ocurre por encima del superior de *Paragloborotalia linguaensis* (LO: 6.14 Ma; Anthonissen y Ogg, 2012) y por debajo del superior de *Discoaster quinqueramus* (LO: 5.59 Ma; Anthonissen y Ogg, 2012).

La especie aparece en el Pacífico Oeste Ecuatorial entre 5.45 a 5.2 Ma, de acuerdo con su calibración en los Sitios 806 y 807 de la ODP en Ontong Java Plateau y en el Sitio 62 del DSDP en Euripik Rise (Resig, 1989; 1993). En la región norte del Golfo, su registro inferior entre 5.3 a 5.1 Ma aparenta ser sincrónica con el FO en el Pacífico, sin embargo en el sur es ligeramente más antigua entre 6.14 a 5.59 Ma, probablemente debido a la baja resolución cronológica por la falta de edades isotópicas en las columnas.

De tal manera que su reconocimiento local indicaría una edad máxima entre 5.45 a 5.2 Ma (Fig. 37), equivalente en tiempo a la parte inferior de la Biozona N18/N19 del esquema de Blow (1979; modificado por Gradstein *et al.*, 2012) y a la parte superior de la Biozona de *Globorotalia humerosa* del esquema zonal de Bolli y Saunders (1985), así como a la parte inferior de la Biozona PL1 del esquema de Wade *et al.* (2011).

IX. LO de *Streptochilus latus* (5.2 Ma)

La especie se presenta en las cuencas Blythe y Santa Rosalía, así como en las islas Monserrat, Del Carmen y María Madre (Láminas I: 5, VI: 15, VII: 3, X: 1). En la Formación Bouse (Fig. 27), el registro superior de *S. latus* ocurre por debajo de rocas de 5.05 ± 0.11 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Harvey, 2014), en biofacies relacionadas con el arribo del Río Colorado (~5.4-5.3 Ma; Dorsey *et al.*, 2018). Mientras que en la Formación Tirabuzón (Fig. 30), su registro superior está por encima del registro inferior de *Globorotalia tumida* (FO: 5.67 Ma; Golfo). En la Formación Carmen (Figs. 32 y 33) ocurre por encima de rocas de 5.67 Ma (+0.6/-1.52; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) y de 5.21 Ma (+0.68/-1.84; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Su registro superior en la unidad Ojo de Buey coincide con poblaciones de *Pulleniatina* con enrollamiento dextral (<5.8 a 5.6 Ma; Golfo).

Streptochilus latus desaparece en el Pacífico Oeste Ecuatorial entre 5.4 a 5.2 Ma de acuerdo con su calibración en los sitios 806 y 807 de la ODP en Ontong Java Plateau y en el sitio 62 del DSDP en Euripik Rise (Resig, 1989; 1993). En la región norte del Golfo, el registro superior entre 5.4 a 5.3 Ma fue afectado por factores ecológicos; mientras que en la parte centro y sur el registro más reciente de la especie en la Formación Carmen sugiere que la FO local es más joven de 5.21 Ma y podría ser sincrónica con su LAD en el Pacífico Ecuatorial por su ubicación en la misma latitud.

La identificación local de este bioevento indicaría una edad mínima de 5.2 Ma, equivalente a la parte media inferior de la Biozona N18/N19 del esquema de Blow (1979, modificado por Gradstein *et al.* 2012) y correspondería con la parte superior de la Biozona de *Globorotalia humerosa* de Bolli y Saunders (1985), así como a la parte inferior de la Biozona PL1 para el Pacífico y a la parte media de la misma biozona calibrada en el Atlántico, de acuerdo con el esquema zonal del Wade *et al.* (2011).

X. FO de *Sphaeroidinella dehiscens* s.l. (5.2Ma)

Sphaeroidinella dehiscens se presenta en la Isla Del Carmen, San José del Cabo e Isla María Madre (Lámina VII: 7). El registro inferior de la especie en la Formación Carmen (Fig. 33) ocurre por encima de rocas de 5.21 Ma (+0.68/-1.84; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) y coincide con el registro superior de *Streptochilus latus* (LO: 5.2 Ma, Golfo). En la Formación Trinidad se presenta por encima del registro superior de *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (LO: 3.79 Ma; Anthonissen y Ogg, 2012). Mientras que en la unidad Ojo de Buey se ubica por encima de los registros inferiores de *Pulleniatina primalis* (FO: 5.8 Ma; Berggren *et al.*, 1985) y *Globorotalia tumida* (FO: 5.67 Ma; Golfo).

La especie se origina en el Atlántico Ecuatorial hace 5.53 Ma (FAD), de acuerdo con su presencia en los Sitios 925 y 926 del ODP (Chaisson y Pearson, 1997; Anthonissen y Ogg, 2012) y migra al Pacífico Este Ecuatorial donde se presenta por primera vez en rocas con una edad de 5.2 Ma en el Sitio 503 del DSDP (Keigwin; 1982; Anthonissen y Ogg, 2012). En el Golfo, el registro inferior más antiguo en la Formación Carmen limita su FO local a ser más joven de 5.21 Ma, cercana a su FO en el Pacífico Este Ecuatorial (Fig. 37) debido a su cercanía geográfica.

De este modo, la identificación local del bioevento indica una edad máxima de 5.2 Ma y es equivalente cronológicamente a la parte media inferior de Biozona N18/N19 de Blow (1979; modificada por Gradstein *et al.*, 2012); así como a la parte superior cercana a la cima de la Biozona *Globorotalia humerosa* de Bolli y Saunders (1985) y a la parte media inferior de la Biozona PL1 del esquema de Wade *et al.* (2011).

XI. LO de *Amphistegina* (5.3-5.2 Ma)

El foraminífero bentónico *Amphistegina* se presenta de las cuencas del Salton Trough y Santa Rosalía, así como en Isla Del Carmen (Lámina VIII: 8). En la Formación Imperial (Fig. 28), el registro inferior de *Amphistegina* ocurre por debajo de rocas de 6.04 ± 0.18 Ma (K/Ar; Matti *et al.*, 1985; Matti y Morton, 1993) en San Gorgonio Pass y en Split Mountain Gorge coincide con el retrabajo y arena (C-Suite) producto del arribo del Río Colorado

entre ~5.3 a 5.1 Ma (Dorsey *et al.*, 2018) y se presentan en un intervalo de polaridad inversa entre 5.89 a 5.24 Ma. El registro inferior de la especie en la Formación Tirabuzón (Fig. 30) se presenta por encima de la edad isotópica de 5.56 Ma (+0.51/-1.33; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), mientras que en la Formación Carmen (Fig. 33) ocurre por encima de rocas de 5.21Ma (+0.68/-1.84; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). En ambas localidades el registro superior de *Amphistegina* es sincrónica al registro superior de *Streptochilus latus* (LO: 5.2 Ma; Golfo).

Actualmente, *Amphistegina* vive en el Atlántico en aguas claras, cálidas y de poca profundidad por su relación simbiótica con algas (Crouch y Poag, 1979; Talge y Hallock, 2003; BouDagher-Fadel, 2008). En el Pacífico, las poblaciones de *Amphistegina gibbosa* desaparecen hace 2.5 Ma debido al regreso de masas de agua fría durante el Plioceno (LAD; Crouch y Poag, 1979). En la parte central del Golfo, el registro superior más reciente de *Amphistegina* en la Formación Carmen limita su LO local a ser más joven de 5.21Ma e igual o menor de 5.2 Ma, su desaparición coincide con biofacies frías y productivas de *Gl. bulloides* relacionadas a un enfriamiento global a principios del Plioceno temprano (Ingle, 1974) y sucede por debajo de discordancias asociadas a una regresión importante hace 5.3 Ma (Miller *et al.*, 2005). En la región norte, las poblaciones pudieron desaparecer ligeramente antes entre 5.3 a 5.24 Ma debido a las descargas del Río Colorado que provocaron cambios de salinidad y temperatura, así como un aumento en la turbidez que afectó a las algas simbióticas de la especie.

Se propone que la LO local de *Amphistegina* ocurre entre 5.3 a 5.2 Ma y sería equivalente a la edad en la parte media inferior de la Biozona N18/N19 del esquema de Blow (1979; según Gradstein *et al.* 2012) y correspondería con la parte superior de la Biozona de *Globorotalia humerosa* de Bolli y Saunders (1985), así como a la parte media inferior de la Biozona PL1 del esquema zonal del Wade *et al.* (2011).

XII. LO de *Tenuitella pseudoedita* (5.2 Ma)

La especie se presenta en la Cuenca del Salton Trough, Santa Rosalía e Isla Del Carmen (Lámina II: 13; VIII: 9). En la Formación Imperial (Fig. 28), *Tenuitella pseudoedita* tiene un registro superior por debajo de rocas de 6.04 ± 0.18 Ma (K/Ar; Matti *et al.*, 1985; Matti y Morton, 1993). En la Formación Tirabuzón (Fig. 30) ocurre por encima

del registro inferior de *Globorotalia tumida* (5.67 Ma; pág. 186) y por debajo de rocas de 5.56 Ma (+0.51/-1.33; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). En la Formación Carmen el registro superior se presenta por encima de rocas de 5.21 Ma (+0.68/-1.84; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) y por debajo del registro superior de *Streptochilus latus* (LAD: 5.2 Ma, Resig, 1989; 1993).

BouDagher-Fadel (2013) considera la extinción de *Tenuitella pseudoedita* en el límite Mioceno/Plioceno hace 5.3 Ma, sin especificar la cuenca dónde fue calibrado el bioevento. En el Golfo, su registro superior más reciente en la Formación Carmen limita su FO local a ser más joven de 5.21 Ma y más antiguo o igual a 5.2 Ma.

Desafortunadamente es un bioevento que no ha sido calibrado globalmente, por lo que tentativamente se considera que la especie desaparece en el Golfo hace 5.2 Ma y su identificación sería equivalente en tiempo a la parte media inferior de la Biozona N18/N19 del esquema de Blow (1979; modificado de Gradstein *et al.*, 2012) y correspondería con la parte superior de la Biozona de *Globorotalia humerosa* de Bolli y Saunders (1985), así como a la parte inferior de la Biozona PL1 del esquema zonal del Wade *et al.* (2011).

XIII. Biohorizonte superior de biofacies de *G. bulloides* (5.2 Ma)

En este estudio se identifican biofacies de alta productividad asociada a masa de aguas frías en el Golfo, la de *G. bulloides* se presenta en rocas de Santa Rosalía e Isla Del Carmen (Lámina VI: 13; VIII: 20). En la Formación Tirabuzón (Fig. 30), las biofacies se presentan por encima del primer registro de *Gl. tumida* (FO: 5.67 Ma; Golfo), coincidiendo en su parte inferior con rocas con una edad isotópica de 5.56 Ma (+0.51/-1.33) y en la parte superior con la ocurrencia superior de *Tenuitella pseudoedita* (LO: 5.2 Ma; Golfo). En la Formación Carmen, las biofacies se presentan por encima de rocas de 5.65 Ma (+0.41/0.89) y de 5.21 Ma (+.68/-1.84), mientras que su límite superior coincide o se presenta por debajo del registro superior de *Streptochilus latus* (LO: 5.2 Ma, Resig, 1989; 1993).

El biohorizonte que marca el límite inferior de la biofacies es diacrónico o no existe la resolución suficiente para calibrarlo, mientras que el límite superior parece ocurrir hace 5.2 Ma en ambas localidades, es por ello que se propone como marcador para respaldar y/o constreñir localmente edades del Plioceno temprano. Asociado a estas biofacies se identifica la desaparición de formas tropicales y subtropicales como *Amphistegina*,

Streptochilus latus y *Tnt. pseudoedita* en el Golfo, debido a su influencia por un enfriamiento global a principios del Plioceno temprano (Ingle, 1974) que también causó una regresión importante hace 5.3Ma (Miller *et al.*, 2005).

La identificación del biohorizonte superior de las biofacies indica una edad de 5.2 Ma y es equivalente en tiempo a la parte media inferior de la Biozona N18/N19 del esquema de Blow (1979; de acuerdo con Gradstein *et al.*, 2012), a la parte superior de la Biozona de *Globorotalia humerosa* del esquema zonal de Bolli y Saunders (1985), así como a la parte inferior de la Biozona PL1 para el Pacífico y a la parte media de la misma biozona en el Atlántico, según el esquema zonal del Wade *et al.* (2011).

XIV. *Streptochilus macdougallae* y *S.inglei* (≤ 5.65 - $5.2 \geq$ Ma).

Streptochilus macdougallae se presenta en las cuencas Blythe y Santa Rosalía, así como en las islas Del Carmen y Monserrat (Láminas I: 16; V: 24; VI: 23; VII: 15; X: 18). En la Formación Bouse, se encuentra por encima del registro superior de *Prg. linguaensis* (LO: 6.14 Ma; Anthonissen y Ogg, 2012) y por debajo de rocas de 5.05 ± 0.11 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Harvey, 2014). En la Formación Carmen, su registro inferior ocurre en rocas de 5.21 Ma (+0.68/-1.84; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) y por encima de rocas de 5.65 Ma (+0.41/-0.89; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) y 5.67 Ma (+0.6/-1.52; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), mientras que su registro superior se ubica por debajo del registro superior de *S. latus* (LO: 5.2 Ma; Resig, 1989; 1993).

Streptochilusinglei se limita a la región centro, ya que solo está presente en Santa Rosalía y en las islas Del Carmen y Monserrat (Láminas V: 22; VI: 18; VIII: 10). En la Formación Tirabuzón se presenta por encima del registro inferior de *Gl. tumida* (FO; 5.67Ma Golfo) y su registro superior coincide con formas destrales de *Pulleniatina* (< 5.8 a $5.6 \geq$ Ma, pág 189). Su registro inferior en la Formación Carmen ocurre en rocas de 5.65 Ma (+0.41/-0.89; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) y por encima de rocas de 5.67 Ma (+0.6/-1.52; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), mientras que el superior coincide o se presenta por debajo del registro superior de *S. latus* (LO: 5.2 Ma; Resig, 1989; 1993).

La distribución en las columnas indica que el alcance estratigráfico local de ambas especies es menor o igual a 5.65 Ma y mayor o igual de 5.2 Ma (Fig. 37), su presencia sería equivalente en tiempo a la parte inferior de la Biozona N18/N19 de Blow (1979;

modificado por Gradstein *et al.*, 2012), así como a la parte superior de la Biozona *Gl. humerosa* de Bolli y Saunders (1985). En el esquema de Wade *et al.* (2011) sería equivalente a la cima de la M14 y la parte inferior de la PL1 para el Atlántico y a la parte inferior de la PL1 para el Pacífico.

XV. LO de *Streptochilus globigerus* (3.7Ma).

La distribución de *S. globigerus* se restringe a los extremos del antiguo Golfo, a las cuencas del Salton Trough y San José del Cabo (Láminas IV: 14-19; IX). En la Formación Imperial (Fig. 29), el registro superior de *Streptochilus globigerus* coincide con la cima del evento paleomagnético Thvera (5 Ma; Dorsey *et al.* 2007). Mientras que en la Formación Trinidad (Fig. 35), se presenta por encima del último registro de *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (LO: 3.79 Ma; Anthonissen y Ogg, 2012).

La especie desaparece en el Pacífico Oeste Ecuatorial entre 4.09 y 3.95 Ma en Ontong Java Plateau (806 y 807 de la ODP; Resig, 1993) y se extingue hace 3.7 Ma en el sitio 62 del DSDP en Euripik Rise (Resig, 1989). En el Golfo, su desaparición en la región norte está afectada por el arribo del Río Colorado; sin embargo en el sur su registro más reciente indica que su LO local es más joven de 3.79 Ma y por lo tanto su desaparición en el Golfo podría estar más relacionada con su LAD en el Euripik Rise.

El reconocimiento local de este bioevento indicaría una edad mínima de 3.7 Ma y sería equivalente en tiempo a la parte media superior de la Biozona N20/N21 (Fig. 37) del esquema zonal de Blow (1979; recalibrado por Gradstein *et al.*, 2012), corresponde a la parte superior de la Biozona *Globorotalia margaritae* del esquema zonal de Bolli y Saunders (1985) y es similar a la edad en la parte superior de la Biozona PL3 del esquema zonal de Wade *et al.* (2011) calibrado en el Pacífico y a la parte media de la misma biozona calibrada en el Atlántico.

7.4.2 Marcadores bioestratigráficos

El análisis bioestratigráfico permite reconocer dieciocho bioeventos que se correlacionan entre las dieciocho columnas de las ocho localidades analizadas, los cuales son considerados marcadores bioestratigráficos confiables para interpretar edades en el Golfo. La FO de *Gs. conglobatus* y las LO de *Amphistegina* y *S. latus* presentan una distribución continua a lo largo del Golfo y pueden ser utilizados como marcadores en cualquier región. Otros registros que potencialmente pudieran tener una distribución continua, pero se localizan a los extremos del Golfo, son las FO y LO de *S. globigerus*, junto a las LO de *P. linguaensis* y *Gs. bulloideus*. Cuatro bioeventos se limitan a la región centro y norte, a saber la FO y LO de *S. macdougalle* sp.nov. y las LO de *Gs kennetti* y *Tnt. pseudoedita*. Mientras que siete se limitan a la región centro y sur: la FO y LO de *S.inglei* sp. nov. y las FO de *P. primalis*, *Gl. tumida*, *S. dehiscens*, formas destrales de *Pulleniatina* y el biohorizonte superior de las biofacies de *G. bulloides*.

Se calibraron localmente las FO de *Gs. conglobatus* (<6.2-6.04> Ma), *P. primalis* (<5.8-5.67> Ma), *Gl. tumida* (5.67 Ma), *S. globigerus* (5.3 a 5.1 Ma) y *Sph. dehiscens* s.l. (<5.21-5.2≥ Ma), junto con las LO locales de *Prg. linguaensis* (<6.3-5.8≥ Ma), *Gs. kennetti* (<6.13-5.56> Ma), *Gs. bulloideus* (<5.67-5.56> Ma), *Amphistegina* (<5.21-5.2≥ Ma), *Tenuitella pseudoedita* (<5.21-5.2≥ Ma), *S. latus* (<5.21-5.2 ≥ Ma) y *S. globigerus* (<3.79-3.7≥ Ma), así como los alcances de *S. macdougallae* sp. nov. y *S.inglei* sp. nov. (≤5.65-5.2≥ Ma), formas destrales de *Pulleniatina* (<5.8-5.6≥ Ma), el biohorizonte superior biofacies de *G. bulloides* (<5.21-5.2≥ Ma).

Algunos eventos fueron calibrados puntualmente o dentro de un intervalo de tiempo corto (Fig. 37), sin embargo, sólo fue posible acotar la mayoría a un intervalo amplio debido a la baja resolución de las columnas analizadas. Por esta razón los bioeventos locales sólo se discuten y comparan con bioeventos calibrados cerca del Golfo donde se espera sean sincrónicos, de acuerdo con estudios biocronológicos del Neógeno (Dowsett, 1989; Hills y Tierstein, 1989; Spencer-Cervato *et al.*, 1994), sin ser posible comprobar su sincronía por métodos estratigráficos cuantitativos debido al poco espesor que presentan las columnas y a las escasas edades isotópicas o paleomagnéticas asociadas.

Los resultados indican que las FO locales de *Gs. conglobatus* y *Gl. tumida* son potencialmente sincrónicas con su FAD en el Atlántico Ecuatorial (Sitio ODP 925;

Chaisson y Pearson, 1997) y la FO de *S. globigerus* lo es con su FAD en el Pacífico Oeste Ecuatorial (Resig, 1989, 1993); mientras que las FO de *P. primalis* y *S. dehiscens* lo son con su FO en el Pacífico Este Ecuatorial (Sitio 503 DSDP; Keigwin, 1982). En el caso de las LO locales, las de *Gl. bulloideus* y *Gs. kennetti* son potencialmente sincrónicas con su LAD en el Pacífico Este Ecuatorial (Keigwin, 1982) y Noreste (Keller y Poore, 1980), mientras que las LO local de *Paragloborotalia linguaensis*, *S. latus* y *S. globigerus* lo son con su LAD en el Pacífico Oeste Ecuatorial (Berggren *et al.*, 1995; Resig, 1989, 1993).

Las FO y LO locales son potencialmente sincrónicas con bioeventos en sitios cercanos en el Pacífico y en el Atlántico Ecuatorial, antes de la emergencia del Istmo de Panamá (Tsuchi, 2002; Nisancioglu *et al.*, 2003; Schmidt, 2007); asimismo, lo son con bioeventos lejos del Golfo en el Pacífico Oeste Ecuatorial, probablemente por la influencia en las poblaciones de condiciones oceanográficas iguales dentro de la misma latitud. Las FO en el Golfo pudieran ser sincrónicas con sitios cercanos debido a que a las poblaciones les tomó menos tiempo migrar entre cuencas cercanas, mientras que las LO locales pudieran ser sincrónicas con aquellas en sitios cercanos o al menos en la misma latitud debido a la contracción simultánea de las poblaciones afectadas, de igual forma por factores ambientales, ecológicos y biológicos regionales.

El análisis también revela una diferencia local entre los bioeventos de *S. globigerus* en las regiones norte y sur del Golfo, la diacronía en su FO se atribuye a la baja resolución de las columnas en la región sur, mientras que en su LO se atribuye al arribo del Río Colorado en la región norte. De tal manera que a nivel local también será necesario considerar las condiciones de cada región que limiten la distribución de las especies en el tiempo.

Si bien es necesaria una mayor resolución de las columnas para calibrar localmente los bioeventos, en este estudio se plantea la potencial sincronía con otros bioeventos regionales, tomando en consideración los cambios en la distribución de las poblaciones, puesto que estos bioeventos representan marcadores confiables y con valor bioestratigráfico para establecer la edad de los depósitos marinos en el Golfo de California.

7.4.3 Edad de los depósitos marinos

Formación Imperial

San Gorgonio Pass, Cuenca del Salton Trough.

La presencia de *Globigerinoides conglobatus* sugiere una edad igual o menor a 6.2 Ma (FO: Anthonissen y Ogg, 2012) en la base de las columnas Cabazon y por encima de la discordancia en Whitewater (WPP). Mientras que la ocurrencia superior de *Globigerinoides bulloideus* (LO, Keigwin, 1982) limita la edad en las columnas Cabazon, WWP y WWA a ser igual o mayor de 5.6 Ma (Fig. 38). Una edad igual o mayor a 5.2 Ma se puede interpretar para las rocas en la columna WWII, debido a la presencia de *Tenuitella pseudoedita* (LO, Golfo). Es evidente en todas las columnas la presencia de *Amphistegina* que indica una edad igual o mayor a 5.2 Ma (LO, Golfo).

Los bioeventos en la Formación Imperial indican una edad máxima de 6.2Ma y mínima de 5.6Ma para la parte inferior del miembro Latrania, señalando una edad mayor de 6.2 Ma para las rocas marinas más antiguas en Whitewater que probablemente correspondan a facies transicionales o marinas muy someras de las primeras incursiones, debido a la ausencia de microfósiles (Fig. 38). En las asociaciones no se encontraron ejemplares retrabajados del Mioceno medio como ha sido reportado en el nanoplacton calcáreo por McDougall *et al.* (1999).

La edad establecida es más acotada que la interpretada por McDougall *et al.* (1999) entre 7.4 a 3.5 Ma para las mismas rocas, con base en las biozonas de nanoplacton calcáreo CN9a-CN11 (Okada y Bukry, 1980) por la presencia de *Sphenolitus abies* y *Discoaster* aff. *D. surculus* (FO: 7.4 Ma) y las biozonas de foraminíferos N17-N19 (Blow, 1979) por *Globigerina nepenthes* (LO: 3.5 Ma). Es parcialmente correlacionable con la edad establecida por los mismos autores entre 6.5 a 6.04 Ma a partir del reconocimiento de las biofacies cálidas W10 calibradas en el Pacífico Norte (6.5 a 6.3 Ma; Barron y Keller, 1983) y las edades isotópicas en la unidad Painted Hill 6.04±0.18 Ma (K/Ar; Matti *et al.*, 1985; Matti y Morton, 1993). Así como también lo es con las edades entre 6.5 a 5.3 Ma de McDougall (2008) para las mismas columnas analizadas, con base en la identificación del evento oceanográfico cálido W10 (6.5 a 6.3 Ma; Barron y Keller, 1983) y la presencia de

Amphistegina, antes del arribo del Río Colorado en la Cuenca del Salton Trough hace 5.32 Ma (Dorsey *et al.*, 2005).

Sin embargo, en los conjuntos analizados en este estudio no se presentan ninguno de los marcadores de las biozonas identificadas previamente por los autores antes mencionados. Además de que la identificación de las biofacies cálidas es poco confiable, así como su correlación directa con las biofacies del Pacífico Noreste (pag. 148) y como no han sido recalibradas, se desconoce qué edad representan actualmente. La presencia de *Gs. conglobatus* (FO: 6.2 Ma; Anthonissen y Ogg, 2012) en los conjuntos limita la edad para las rocas por encima de la discordancia a ser igual o menor de 6.2 Ma, descartando una edad máxima de 6.5 Ma, mientras la ocurrencia de *Globigerinoides bulloideus* (LO: 5.6 Ma) limitan la edad superior del depósito a ser igual o mayor a 5.6 Ma.

Split Mountain Gorge, Cuenca del Salton Trough.

El primer registro de *Streptochilus globigerus* (FO: 5.45-5.2 Ma; Resig, 1993) y el último de *Amphistegina* (LO: 5.3-5.2 Ma) en la columna de Split Mountain, indican una edad de 5.3 a 5.2 Ma en rocas por encima de la Upper Megabreccia en la parte superior del miembro Latrania de la Formación Imperial. Estos bioeventos coinciden con el inicio de las biofacies de *Streptochilus*, relacionada al arribo del Río Colorado (5.3 a 5.1 Ma; Dorsey *et al.*, 2018). Mientras que la ocurrencia superior de *Globoturborotalia decoraperta* (LO: 4.4 Ma; Jenkins y Orr, 1972) en la parte inferior del miembro Deguynos, limita la edad de las rocas a ser igual o mayor a 4.4 Ma (Fig. 39).

Los bioeventos en la Formación Imperial indican una edad del Plioceno entre 5.3 y 5.2 Ma para la parte superior del miembro Latrania, hasta igual o mayor de 4.4 Ma e inferior para la inferior de Deguynos. Lo cual establece una edad del Mioceno tardío para las rocas marinas más antiguas relacionadas a las primeras incursiones marinas en el área y sin microfósiles. No se encontraron evidencias de retrabajo del Mioceno medio como ha sido reportado en la parte inferior de la Formación Imperial (Dean, 1996). La dominancia de *Streptochilus globigerus* (5.45 a 3.7 Ma; Resig, 1989; 1993) en las biofacies de alta productividad señalan que el arribo del río en Split Mountan ocurrió después de que inundara la Cuenca Blythe, cuyas biofacies son dominadas por *S. latus* (8.1 a 5.3 Ma; Resig, 1989; 1993).

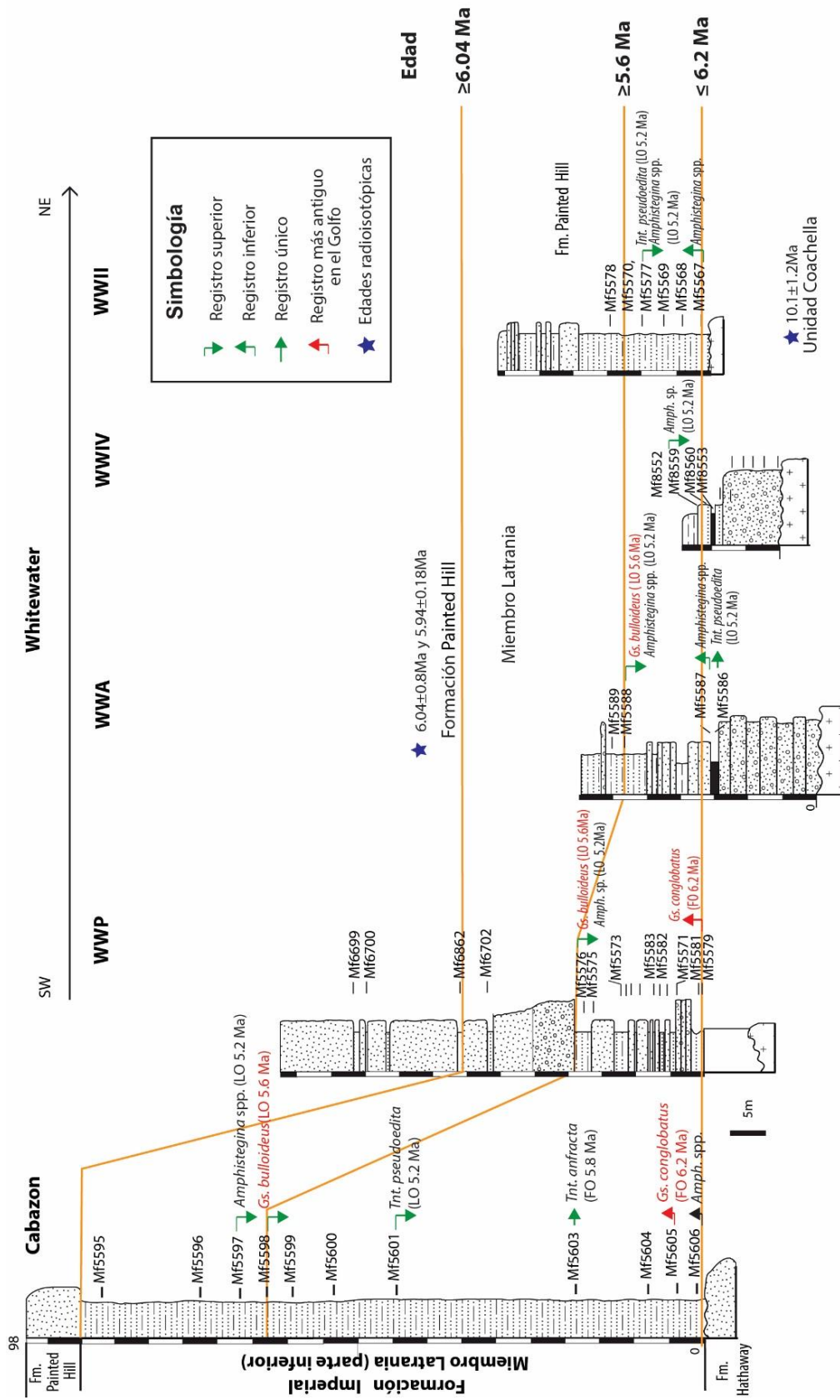


Figura 38. Edad interpretada en la Formación Imperial en Cabazon y Whitewater Canyon en San Geronio Pass, California. Se presentan las edades isotópicas reportadas previamente por Matti *et al.* (1985); Matti y Morton (1993) para la Formación Painted Hill. FO: primera ocurrencia, LO: última ocurrencia.

La edad establecida es más joven que la propuesta por Dorsey *et al.* (2007) para el mismo intervalo de la columna, entre 6.5 a 5.3 Ma con base en la extinción de *Amphistegina gibbosa* (LO: ~5.3 Ma; Ingle, 1974; McDougall *et al.*, 1999) y los eventos cálidos W10 (6.5 y 6.3 Ma) y W11 (5.6 a 5.5 Ma). La identificación de estos eventos cálidos es cuestionable, como se discute en San Gorgonio Pass y en este caso aún más porque los autores no mencionan los indicadores de las biofacies; asimismo, en las asociaciones no hay elementos que indiquen una edad inferior tan antigua.

Formación Bouse

Cuenca Blythe, parte baja del Río Colorado.

En la parte inferior de la unidad Upper Marl, la presencia de *Paragloborotalia linguaensis* en el pozo LCRP 1-38-2 establece una edad mínima de 6.14 Ma (LO; Anthonissen y Ogg, 2012). En el pozo LCRP 1-38-1 el registro aislado de *Streptochilus latus* indica una edad entre 8.1 Ma a 5.2 Ma (Resig, 1989, 1993), mientras que la sinonimia de *Streptochilus* sp. cf. *S. subglobigerus* con *Streptochilus macdougallae* sp. nov. señala que no hay especies que evidencien una edad tan antigua como 7.65 Ma para las rocas.

En Hart Mine Wash (Fig. 39), el registro inferior de *Streptochilus latus* en la parte superior de la unidad Upper Marl señala una edad máxima entre 8.1 a 7.45 Ma (FO; Resig, 1989; 1993), mientras que su registro superior señala una edad mínima de 5.2 Ma (LO; Resig, 1989; 1993) en la parte inferior de la unidad Green Claystone. La presencia de biofacies de alta productividad de *Streptochilus*, coincide con el arribo del Río Colorado a la cuenca Blythe entre ~5.4 a 5.3 Ma (Dorsey *et al.*, 2018). Los cinco ejemplares de *S. aff. macdougallae* en la unidad Red Mudstone son considerados retrabajados por su mala preservación y pobre abundancia, así como por el origen aluvial de la unidad.

Los bioeventos en la base de la Formación Bouse señalan una edad igual o mayor de 6.14 Ma en la parte inferior de la unidad Upper Marl, así como una edad igual o mayor de 5.2 Ma en la parte inferior de la unidad Green Claystone (Fig. 39). Lo cual establece una edad mayor de 6.14 Ma para las rocas marinas más antiguas relacionadas con las primeras incursiones en las unidades Bioclastic Facies y Marl de acuerdo con las facies marino-someras y transicionales descritas por Dorsey *et al.* (2018). En los conjuntos no se presenta retrabajo del Mioceno medio como se ha reportado en otras unidades del Golfo.

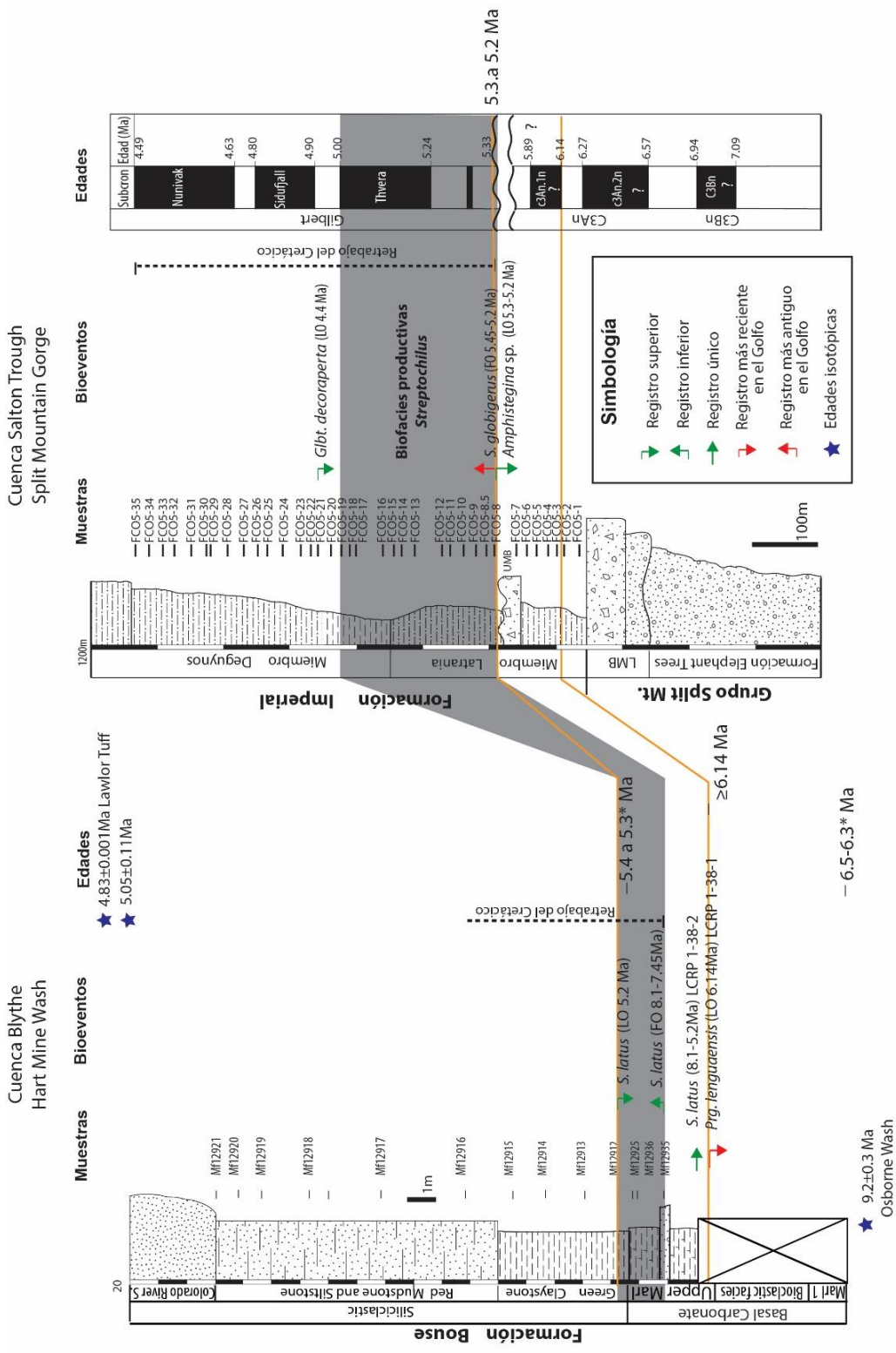


Figura 39. Edad interpretada en la Formación Bouse en Hart Mine Wash (Arizona) y en la Formación Imperial en Split Mountain Gorge (California). Se presentan la biofacies y las edades isotópicas y paleomagnéticas de Dorsey *et al.* (2007; 2011), Reynolds *et al.* (2008); Sarna-Wojcicki *et al.* (2011), Buising y Beratan (1993) y Dorsey *et al.* (2018). FO: primera ocurrencia, LO: última ocurrencia.

La edad propuesta descarta que las rocas más antiguas de la formación se depositaran en el Plioceno temprano, como lo propone Winterer (1975), en tanto es más acotado que la edad entre 8.1 a 5.3 Ma, interpretada por McDougall y Miranda-Martínez (2014) debido a que las autoras no registran la ocurrencia de *Paragloborotalia linguaensis* (LO: 6.14 Ma; Anthonissen y Ogg, 2012). Es similar a la edad de 6 a 5.3 Ma de McDougall y Miranda-Martínez (2016) porque están basada en los mismos bioeventos. Homan (2014) establece una edad entre 5.6 a 5.3 Ma para las unidades Marl y Green Claytone, con base en un análisis sedimentológico y el arribo del Río Colorado a los valles Mohave y Cottonwood (5.6 Ma; House *et al.*, 2008); sin embargo, la identificación de *Prg. linguaensis* (LO: 6.1 Ma; Anthonissen y Ogg, 2012) en la base de la unidad Marl descartaría limitarla a 5.6 Ma.

La dominancia de *Streptochilus latus* (8.1 a 5.3 Ma; Resig, 1989; 1993) y la ausencia de *S. globigerus* (5.45 a 3.7 Ma, Resig, 1989; 1993) en las biofacies de alta productividad indican que el arribo del Río Colorado ocurrió primero en la Cuenca Blythe y posteriormente en la Cuenca del Salton Trough. Dorsey *et al.* (2018) señala que las primeras descargas del río ocurren en la base de la unidad Green Claystone por el cambio sedimentológico abrupto de rocas carbonatadas a siliciclásticas. Sin embargo, las evidencias micropaleontológicas como las biofacies de *Streptochilus*, el primer registro de nanoplancton cretácico retrabajado y escasos ostrácodos y algas (*Chara*) de agua dulce (McDougall y Miranda-Martínez, 2016) se presentan desde la parte superior de la unidad Marl, mostrando que el arribo del río ocurre estratigráficamente antes y no en el límite entre las unidades Marl y Green Claystone.

Formación Tirabuzón

Cuenca Santa Rosalía, Baja California Sur.

El registro inferior de *Pulleniatina primalis* en la base de la columna II indica una edad igual o menor de 5.8 Ma (FO; Anthonissen y Ogg, 2012). Estratigráficamente por encima se presenta el registro inferior de *Globorotalia tumida* que indica una edad igual o menor de 5.67 Ma (FO, Golfo) en la parte media de la columna III, en la base de la de Loma Tirabuzón y la parte inferior de la V (Fig. 40). La ocurrencia superior de *Gs. bulloideus* en las columnas I y V, indica una edad igual o mayor de 5.6 Ma (LO, Keigwin, 1982). Por encima se obtuvo una edad isotópica de 5.56 Ma (+0.5/-1.33; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en la parte superior

de la columna I, que coinciden con formas destrales en la cima de la columna Loma Tirabuzón (≤ 5.8 a 5.6 Ma). Hacia la cima de las columnas, con la interrupción del depósito, se tienen los registros superiores de *Tenuitellinata pseudoedita*, *Amphistegina* (5.2 Ma; Golfo) y *Streptochilus inglei* ($LO \geq 5.2$ Ma), indicadores de una edad igual o mayor de 5.2 Ma. Los cuales coinciden con el límite superior de las biofacies frías productivas de *Gl. bulloides*-*Ngl. acostaensis* (5.56 a 5.2 Ma) en la cima de las columnas I y V.

Los bioeventos y la edad isotópica obtenidos de la Formación Tirabuzón establecen un intervalo de edad igual o menor de 5.8 Ma hasta igual o mayor de 5.2 Ma para la parte media y superior del miembro Arenisca y Limolita (Fig. 40). No se descarta que la parte inferior del miembro contenga rocas más antiguas de 5.8 Ma y más jóvenes de 6.13 Ma, como lo indica la la cima de la Formación Boleo (6.27 - 6.13 Ma; Holt *et al.*, 2000). En los conjuntos no se presentan evidencias del Mioceno medio como han reportado en otras unidades en el Golfo.

El intervalo de tiempo interpretado en las columnas coincide con la edad actualizada de la biozona de nanoplancton calcáreo NN12 del esquema zonal de Martini (1971), identificada por Colleta y Angelier (1981) y que indica una edad del Mioceno tardío entre 5.8 a 5.3 Ma (Gradstein *et al.*, 2012). Sin embargo, la edad establecida es más antigua y descarta edades del Plioceno medio (sic) interpretadas por Wilson (1948), con base en ostras y pectínidos, similar a la establecida con tiburones por Applegate y Espinoza (1981).

Carreño (1981) establece una edad del Plioceno temprano para la base de la columna en Loma Tirabuzón, con base en un conjunto de foraminíferos equivalente a la biozona de *Globorotalia margaritae evoluta* del esquema de Bolli y Premoli-Silva (1973), seguida de una edad del Plioceno medio (sic) por la biozona de *Globigerinoides trilobus fistulosus* y el cambio de enrollamiento en *Pulleniatina* equivalente al evento L9 (~ 3.6 Ma; Saito, 1976), así como una edad del Pleistoceno hacia la cima por la posible presencia de la biozona de *Globorotalia exilis* de acuerdo a la desaparición de *Globigerinoides obliquus extremus*. Sin embargo, los marcadores nominales que definen dichas biozonas no se presentan en los conjuntos. Asimismo, la ocurrencia superior de *S. inglei* limita la presencia de formas destrales de *Pulleniatina* a ser igual o más antiguas de 5.2 Ma y, por tanto, son correlacionables con poblaciones destrales que se presentan en el Golfo después de 5.8 Ma hasta 5.6 Ma. *P. obliquiloculata* también es considerada por Carreño (1981) para limitar la

edad al Plioceno; sin embargo, la especie está presente en el Pacífico e Índico desde el Mioceno tardío (~5.8 Ma; Aze *et al.*, 2011). Por tanto, no hay evidencias para restringir la edad de la columna en Loma Tirabuzón al Plioceno.

Formación Carmen

Isla Monserrat, Baja California Sur.

La presencia de *Pulleniatina primalis* (FO; Berggren *et al.*, 1985) en la cima del miembro Conglomerate and Sandstone indica una edad igual o menor de 5.8 Ma (Fig. 41) en la columna analizada en Isla Monserrat. En la base del miembro Marlstone and Mudstone, la proporción de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ establece una edad de 5.67 Ma (+0.6/-1.52; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), donde se presenta la primera ocurrencia local de *Globorotalia tumida* (FO, Golfo), seguido del último registro de *Globigerinoides bulloideus* que muestra una edad de 5.6 Ma (LO; Keigwin, 1982). En este intervalo se presentan formas destrales de *Pulleniatina* (≤ 5.8 a 5.6 Ma; Golfo). Los últimos registros de *Amphistegina* y *Tnt. Pseudoedita*, con LO de 5.2 Ma en el Golfo, indican esta edad para las rocas entre las muestras IM-9 e IM-13. En la cima de la columna (IM-15), la presencia de *Streptochilus latus* (LO: 5.2 Ma; Resig, 1989, 1993) limita la edad de la sección a ser igual o mayor a 5.2 Ma (Fig.41).

Los bioeventos en la Formación Carmen indican una edad igual o menor de 5.8 Ma para la cima del miembro Sandstone and Conglomerate, mientras que para la parte inferior del miembro Marlstone and Mudstone establecen una edad de entre 5.67 e igual o mayor de 5.2 Ma. Dicha edad es más restringida en tiempo que la propuesta por Hernández (2012) para las mismas rocas al considerar edades máximas entre 5.72 y 5.06 Ma con base en la presencia de *Globorotalia tumida tumida* (FO: 5.72 Ma; Lourens *et al.* 2004) y *Globorotalia crassaformis crassaformis* (FO: 5.06 Ma; Bylinskaya, 2004). La diferencia entre ellas radica en que la autora considera bioeventos calibrados lejos del Golfo.

Por otro lado, Carreño *et al.* (2015) interpreta una edad entre 5.06 a 3.3 Ma para las mismas rocas, por la presencia de *Gl. puncticulata* (LO: 3.6 Ma; BouDagher-Fadel, 2013) y el cambio en el sentido del enrollamiento de *Pulleniatina* equivalente con el primer cambio registrado por Keigwin (1976) en el Sitio 157 del DSDP en el Pacífico, antes de la dominancia de formas siniestras y el segundo cambio dextral ocurrido hace 3.3 Ma (Saito, 1976); así como en la equivalencia de los conjuntos con la Subzona de *Globorotalia margaritae margaritae* del esquema de Bolli y Saunders (1985) y la biozona de nanoplankton calcáreo de NN16 del esquema de Martini (1971). Sin embargo, en el presente estudio existen marcadores que ubican el depósito en el Mioceno tardío y la presencia de formas dextrales de *Pulleniatina* entre 5.8 a 5.6 Ma. Mientras que la presencia de *Gl. puncticulata* (LO: 3.6 Ma; BouDagher-Fadel, 2013) sólo limita el depósito a ser mayor de 3.6 Ma y en los conjuntos no se presentan los marcadores zonales que definen las biozonas de Bolli y Saunders (1985) identificadas por la autora.

Isla Del Carmen, Baja California Sur.

Bahía Salina

La presencia de formas dextrales en la base de la columna en Bahía Salina indica una edad mínima de 5.6 Ma (Golfo; pág. 189). Columna arriba, en la parte media de la columna, la relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ establece una edad de 5.21 Ma (+0.68/-1.84) y hacia la cima de la columna, la desaparición sucesiva de *Tenuitella pseudoedita* y *Amphistegina* (LO: 5.2 Ma, Golfo) revelarían una edad igual o más antigua de 5.2 Ma. El último registro de *S. latus* (LO: 5.2 Ma; Resig, 1989, 1993), el primero de *Sphaeroidinella dehiscens* (FO; Anthonissen y Ogg, 2012) y la presencia de biofacies de *G. bulloides* (5.2 Ma) limitan la edad de las rocas a 5.2 Ma (Fig. 41).

Los bioeventos en la Formación Carmen indican una edad entre 5.6 Ma e igual o mayor de 5.2 Ma para las rocas en la parte superior del miembro Marlstone and Mudstone. Dicha edad descarta la del Plioceno tardío establecida por Natland (1950), con base en la afinidad de los foraminíferos bentónicos de las formaciones Charco Azul (Panamá) e Imperial (California), así como la edad del Plioceno medio (sic) sugerida por Ingle (1974) al reconocer las biozonas N20 y N21 (Blow, 1979), sin mencionar en los conjuntos los bioeventos que las definen. La edad establecida es más antigua que la propuesta por Dorsey

et al. (2001) entre 3.5 a 3.1 Ma, con base en *Pulleniatina primalis*, *P. praecursor* y *P. alticuspis*, así como en *Sphaeroidinellopsis seminulina*, las cuales indican la biozona PL3 de Berggren *et al.* (1995). Sin embargo, no se identifica la LO de *Gl. margaritae* que limita la biozona y la presencia de *Sphaeroidinellopsis* sólo señala una edad mayor de 3.12 Ma. Los autores restringen la edad al Plioceno tardío por *Pulleniatina alticuspis*, la cual originalmente fue descrita en la margen del Pacífico en rocas del Plioceno temprano a medio (sic; Carreño, 1985). Asimismo, ninguna de las especies clave para la determinación de esta edad fue ilustrada para poder discutir su asignación taxonómica.

Punta Perico

La proporción de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en las conchas de foraminíferos indica una edad de 5.65 Ma (+0.41/-0.89) para la base de la columna en Punta Perico. Por encima se presentan formas sinestrales de *Pulleniatina* (<5.6Ma), seguidas del registro superior de *Streptochilus latus* (LO: 5.2 Ma; Resig, 1989, 1993) y las biofaces frías de *Globigerina bulloides*, que limitan la edad a ser igual o mayor a 5.2 Ma (Fig. 41). Hacia la cima, la ausencia de foraminíferos planctónicos no permite interpretar una edad. Sin embargo, su posición estratigráfica por encima de rocas del Mioceno tardío indica una edad para este intervalo de la columna de finales del Mioceno tardío y/o principios del Plioceno temprano. En la unidad Dacita Breccia, la presencia de *Neogloboquadrina humerosa*, con un alcance estratigráfico entre 8.56 a 1.15 Ma (Thompson y Sciarillo, 1978), y de *Globigerinoides obliquus*, extinta hace 2.78 Ma en el Pacífico (Shackleton *et al.*, 1995), indican que las rocas en este intervalo de la sección se depositaron en algún momento entre el Mioceno tardío y el Plioceno.

Los bioeventos en la Formación Carmen indican una edad de 5.65 Ma a igual o mayor de 5.2 Ma para las rocas del miembro Marlstone and Mudstone. Dicha edad es más acotada que la propuesta por Albarrán (2010), entre 9.8 a 4.9 Ma con base en la FO de *Globorotalia acostaensis acostaensis* (9.8 Ma; Lourens *et al.*, 2004) y la LO de *Globorotalia menardii menardii* forma A (4.9 Ma). Es parcialmente correlacionable con la edad entre 5.3 a 4.9 Ma para una muestra analizada por la autora sin control estratigráfico con base en la FO de *Neogloboquadrina dutertrei dutertrei* (5.3 Ma; Lourens *et al.*, 2004). Dichas edades están basadas en bioeventos calibrados lejos de Golfo y se considera a *Globorotalia menardii menardii* forma A, cuando actualmente es reconocida como una variación morfológica

informal de *Gl. menardii menardii* con un alcance estratigráfico hasta el Holoceno (Knappertsbusch, 2007), al igual que el alcance de *Neogloboquadrina dutertrei*.

En este estudio la edad es parcialmente correlacionable con la propuesta por Ledesma *et al.* (2011), entre 5.3 y 4.9Ma, aunque está basada en bioeventos calibrados lejos del Golfo y que además no coinciden con el intervalo asignado, como la presencia del foraminífero bentónico *Galliherina uvigerinaformis* (LO: 4 Ma; Finger, 1992) y la presencia de *Globorotalia tumida* (FO: 5.72 Ma; Lourens *et al.*, 2004) y *Globorotalia crassaformis* (FO: 5.06 Ma; Bylinskaya, 2004).

Edad Formación Carmen

Las edades isotópicas y los bioeventos en las tres columnas estratigráficas de la Formación Carmen indican una edad de igual o menor de 5.8 Ma para la cima de la unidad Conglomerate and Sandstone y de 5.67 Ma para la base del miembro Marlstone and Mudstone e igual o mayor de 5.2 Ma para la cima. No hay evidencia en los conjuntos de retrabajo del Mioceno medio como se ha reportado en otras unidades del Golfo.

Considerando las edades isotópicas obtenidas en la base del miembro Marlstone and Mudstone, los espesores máximos de los miembros (Dorsey *et al.*, 2001) y las tasas de sedimentación promedio en Santa Rosalía (0.2 m/ka; Holt *et al.*, 2000) y Loreto (0.4 m/ka; Umhoefer *et al.*, 1994), se calcula que la unidad Lower Conglomerate comienza a depositarse hace 10.22 o 7.95 Ma, mientras que las rocas en la base de la unidad Conglomerate and Sandstone se depositaron hace 6.47 o 6.07 Ma y su límite con el miembro Marlstone and Mudstone ocurrió hace 5.67 Ma, cuya cima expuesta en Punta Perico tendrían una edad de 5.37 o 5.07 Ma.

Esta información indicaría que las primeras incursiones marinas ocurren hace 10.22 o 7.95 Ma en facies de la unidad Lower Conglomerate, donde no se han registrado microfósiles y por lo tanto se consideran transicionales o marinas muy poco profundas. Dicha edad es más antigua que el inicio de la sedimentación marina calculado por Dorsey *et al.* (2001), entre 8 a 4 Ma, con base en tasas de sedimentación para ambientes de talud continental controlados por un rift (0.2 a 1 m/ka), la edad con bioeventos entre 3.5 a 3.1 Ma y los espesores máximos calculados para las unidades Lower Conglomerate y Conglomerate and Sandstone (900m).

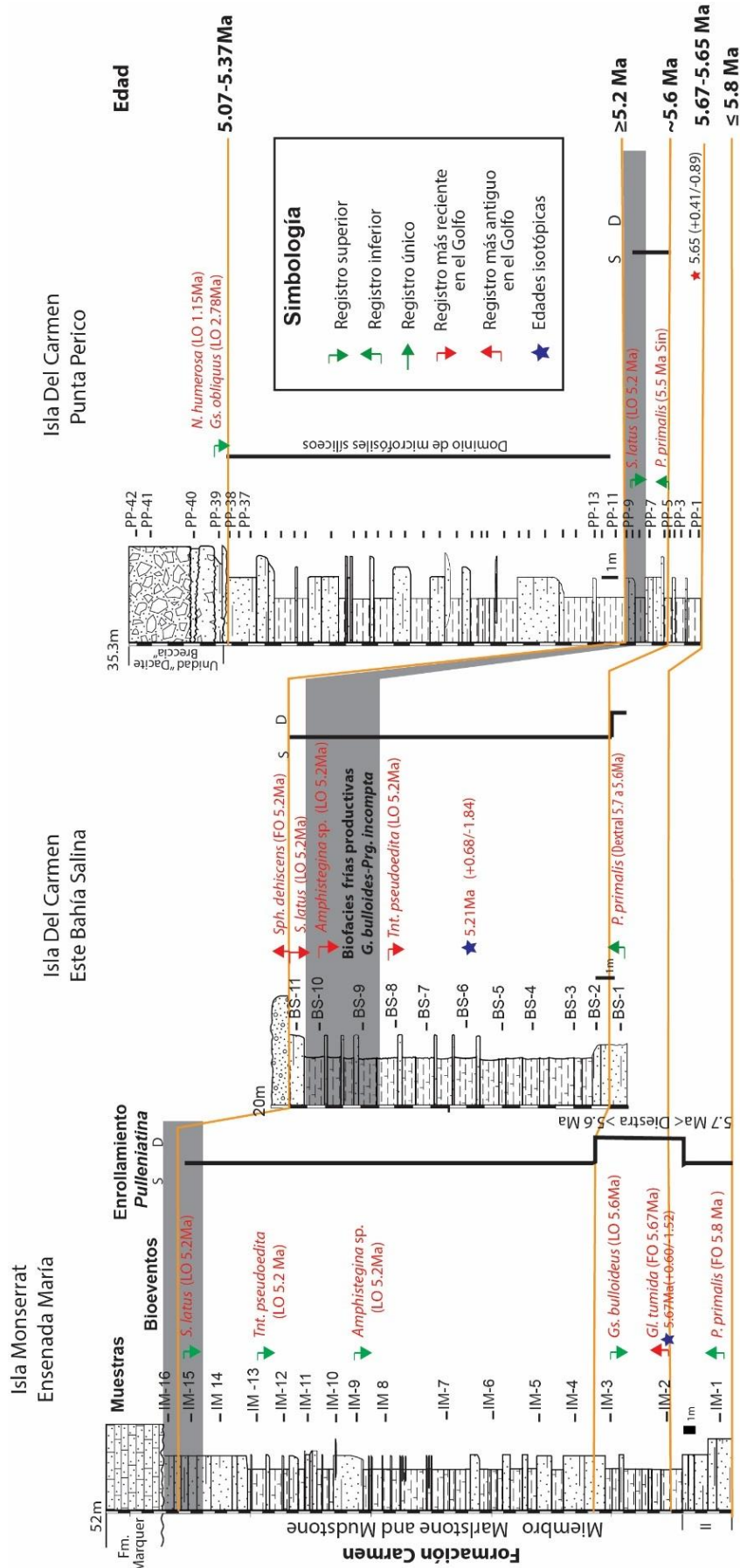


Figura 41. Edad interpretada en la Formación Carmen en las islas Monserrat y Del Carmen, BCS. Se presentan las biofacies y las edades isotópicas del análisis de estroncio. FO: primera ocurrencia, LO: última ocurrencia.

Formación Trinidad

Cerca de Rancho el Torote, Cuenca San José Del Cabo

La presencia de *Streptochilus globigerus* (FO; Resig, 1989; 1993) indica una edad igual o menor de entre 5.45 a 5.2 Ma para la base de la columna en las cercanías de Rancho el Torote. Sin embargo, se presenta el registro superior de *Discoaster quinqueramus* Gartner (LO: 5.59 Ma; Anthonissen y Ogg, 2012) en los estratos superiores señala una edad igual o mayor de 5.59 Ma para la base de la columna. El orden de estos bioeventos no es coherente y no existen edades isotópicas que discriminen alguno o, en general, contribuyan a resolver la edad, por ello se establece tentativamente entre 5.59 y 5.45 Ma para la parte inferior de la columna (Fig. 42). Hacia la cima, el registro superior de *Reticulofenestra pseudoumbilicus* Gartner indica una edad igual o mayor de 3.79 Ma (LO; Anthonissen y Ogg, 2012). Por encima, se presentan un cambio en el enrollamiento de *Pulleniatina* y la presencia de formas destrales, junto con el registro superior de *S. globigerus*, estableciendo una edad mínima de 3.7 a 3.6 Ma para la columna de acuerdo con su LO (Resig, 1989; 1993).

Los bioeventos indican una edad entre 5.5 o 5.45 Ma para la base de la columna e igual o mayor de 3.7 o 3.6 Ma para la cima del depósito correspondiente a la parte superior del miembro medio de la Formación Trinidad. Sin descartar edades mayores de 5.5 Ma para la parte inferior del miembro medio y más antiguas para el medio e inferior, los cuales contienen rocas asociadas a las primeras incursiones marinas de acuerdo con facies descritas por Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997), sin microfósiles asociados. En los conjuntos no se encontraron evidencias del Mioceno medio como los ejemplares retrabajados de *Paragloborotalia mayeri* reportados por McCloy (1984).

Para la columna analizada, Carreño (1992) interpreta una edad entre 5.5 a 3 Ma por un conjunto equivalente a las biozonas CN8 y CN9 del esquema zonal de nanoplancton (Okada y Bukry, 1980) y al reconocimiento de las biozonas de foraminíferos planctónicos *Globorotalia humerosa*, *Gl. margaritae* y *Gl. miocenica* del esquema de Bolli y Saunders (1985), aunque considera que el límite inferior puede extenderse hasta 6.9 Ma, al reconocer la biozona *Bolivina obliqua* del esquema zonal de foraminíferos bentónicos de Kleinpell (1938; recalibrada por Berggren *et al.*, 1985). La edad obtenida en este estudio es similar debido a que se retoman los bioeventos de nanoplancton identificados por Carreño (1992) como referencia cronológica debido a la ausencia de edades isotópicas en la columna y la

sincronía que presentan las LO de especies de nanoplancton calcáreo (Dowsett, 1989; Hills y Thierstein, 1989; Spencer-Cervato *et al.*, 1994). Sin embargo, en las asociaciones analizadas no se encontraron los marcadores de las biozonas reconocidas por la autora; asimismo, la extensión del límite inferior a 6.9 Ma no sería posible debido a que los bioeventos de *R. pseudoumbilicus* y *S. globigerus* limitan la base de la columna a 5.5 o 5.4 Ma.

Pérez-Guzmán (1985) asigna una edad de 7.8 Ma con base en radiolarios en la parte inferior de la misma columna (DS-4), al identificar por un ejemplar *D. penúltima* y señalar con ella el límite de las biozonas radiolarios de *Didymocyrtis penultima* y *D. antepenúltima* del esquema de Riedel y Sanfilippo (1978). No obstante, su presencia sólo indicaría una edad entre 9.8 a 3.7 Ma (Barron *et al.*, 1985a), según su alcance calibrado cerca del Golfo, el cual es más amplio que el intervalo establecido en el presente estudio y de igual forma se descarta un límite inferior tan antiguo como 9.8 Ma por la presencia de *R. pseudoumbilicus* y *S. globigerus* en la base de la columna.

Las edades obtenidas en este estudio son más recientes que las del Mioceno tardío asignadas al miembro medio en Rancho El Torote con base en la biozona *Stichocoris peregrina* del esquema de radiolarios (Riedel y Sanfilippo, 1978) identificada por Trápaga-Martínez (1985) y con base en la presencia conjunta de *D. penultima* y *S. peregrina* por Molina-Cruz (8 a 5 Ma, 1994). Sin embargo, las edades son parcialmente correlacionables con las actualizadas de la biozona *Stichocoris peregrina* entre 6.2 a 3.7 Ma, de acuerdo con su calibración en las cercanías del Golfo (Barron *et al.*, 1985^a). La edad obtenida es más similar a la del Plioceno temprano establecida con base en la biozona N19 del esquema de foraminíferos planctónicos (Blow, 1979) identificada por Ibaraki (1997), que actualmente representa una edad entre 5.7 a 4.4 Ma (Gradstein *et al.*, 2012).

El intervalo de edad interpretado es coherente con edades mayores de 5.5 Ma reportadas en la parte inferior del miembro medio, como las edades del Mioceno tardío obtenidas por Gómez-Sánchez (2013) en Rancho El Torote por el reconocimiento de la biozona de nanoplancton calcáreo NN11B (Mesiniano; Young, 1998), que representa un intervalo de entre 7.24 a 5.3 Ma (Gradstein *et al.*, 2012). Así como la asignada por McCloy (1984) por la presencia de *Prg. linguaensis*, cuya extinción en el Pacífico Este Ecuatorial indica una edad igual o mayor de 6.14 Ma (Anthonissen y Ogg, 2012) y la propuesta por Piña-Arce

(2010) entre 11 a 5 Ma por la FO del nanoplancton calcáreo *D. quinqueringus* y la LO de *Ceratolithus acutus*, las cuales indican las biozonas de NN11 y NN12, cuyo intervalo de tiempo actualizado es entre 8.29 a 5.28 Ma (Gradstein *et al.*, 2012).

Unidad Ojo de Buey

Isla María Madre, Nayarit.

En la parte inferior de la columna analizada en Arroyo Hondo, no hay foraminíferos planctónicos que permitan asignar una edad. En la parte media (AH-20), el registro inferior de *Pulleniatina primalis* indica una edad máxima de 5.8 Ma (FO; Berggren *et al.*, 1985), seguido en estratos de arriba (AH-25) por el de *Globorotalia tumida* que señala una edad de 5.67 Ma (FO, Golfo), en un intervalo de biofacies de *G. bulloides* de masas de aguas frías o altamente productivas. Hacia la cima, la presencia de formas destrales de *Pulleniatina* (≤ 5.8 a 5.6 Ma; Golfo) coincidente con el registro superior de *Streptochilus latus* (5.2 Ma; Resig, 1989; 1993), indica una edad del depósito igual o mayor de 5.6 Ma (Fig. 42).

Los bioeventos indican una edad menor o igual a 5.8 hasta 5.6 Ma para la parte superior del miembro inferior de la unidad Ojo de Buey, e indican edades mayores de 5.8 Ma para la parte inferior de la unidad que contiene las rocas marinas más antiguas relacionadas con las primeras incursiones marinas de acuerdo con las biofacies descritas por Carreño (1985) y sin microfósiles asociados. En los conjuntos no se presentaron evidencias del Mioceno medio como han sido documentadas por Carreño (1985) y McCloy *et al.* (1988) por la presencia de ejemplares retrabajados de *Paragloborotalia cf. mayeri*, *Prgl. mayeri* y *Prg. cf. obesa*.

La edad interpretada descarta el depósito de la unidad en el Plioceno y es más acotada que la propuesta por Carreño (1985) entre ~ 7.5 a 3.6 Ma, por el reconocimiento de un conjunto de foraminíferos planctónicos equivalente a las biozonas *Globorotalia humerosa*, *Gl. margaritae* y *Gl. miocenica* del esquema de Bolli y Premoli-Silva (1973), la biozona de foraminíferos bentónicos *Bolivina wissleri* del esquema de Kleinpell (1938) con una edad máxima de ~ 7.5 Ma y hacia la cima la biozona de nanoplancton NN16 del esquema de Martini (1971). Sin embargo, en los conjuntos no se presentan los marcadores zonales y el cambio en el sentido del enrollamiento de *Pulleniatina* que es correlacionada por Carreño

(1985) al evento L9 de Saito (3.6 Ma; 1976), se asigna a poblaciones destrales locales entre 5.8 a 5.6 Ma (pág. 189).

Para el mismo intervalo de la columna, Pérez-Guzmán (1985) indica una edad entre 7.8 a 5.5 Ma en las muestras AH-20 a AH-33, por la biozona *Didymocyrtis penúltima* del esquema de Riedel y Sanfilippo (1978), la cual es parcialmente correlacionable con la edad obtenida y coinciden en limitar la parte superior de la unidad a 5.6 a 5.5 Ma. La edad también es consistente con la del Mioceno tardío establecida por McCloy *et al.* (1988) para la parte superior de la unidad con base en la presencia de *Gl. margaritae* y la Biozona de diatomeas *Nitzchia miocenica* del esquema de Burckle (1972), que actualmente indicaría una edad entre 6.5 a 5.6 Ma por el alcance de *Gl. margaritae* (6.5 a 3.85 Ma; Anthonissen y Ogg, 2012) y la LO de *Nitzchia miocenica* (5.6 Ma; Barron *et al.*, 1985a).

Edades mayores de 5.8 Ma para la parte inferior del miembro son coherentes con las establecidas por Pérez-Guzmán (1985) con base en radiolarios, cuyos bioeventos calibrados cerca del Golfo indica una edad entre 8.2 a 7.9 Ma como las LO de *Diartus petterssoni* (8.2 Ma, Barron *et al.*, 1985b), *Didymocyrtis laticonus* y *Diartus huguesi* (7.9 Ma, Barron *et al.*, 1985a y b), junto con la FO de *Didymocyrtis penultima* (7.9 Ma, Barron *et al.*, 1985a). Así mismo son coherentes con la edad entre 8.2 a 7.5 Ma por McCloy *et al.* (1988) con base en la identificación de la subzona B de *Coscinodiscus yabei* y la biozona de *Nitzchia porteri* del esquema de diatomeas de Burckle (1972), que actualmente representan una edad entre 8.6 a 7.2 Ma (Barron *et al.*, 1985a y b).

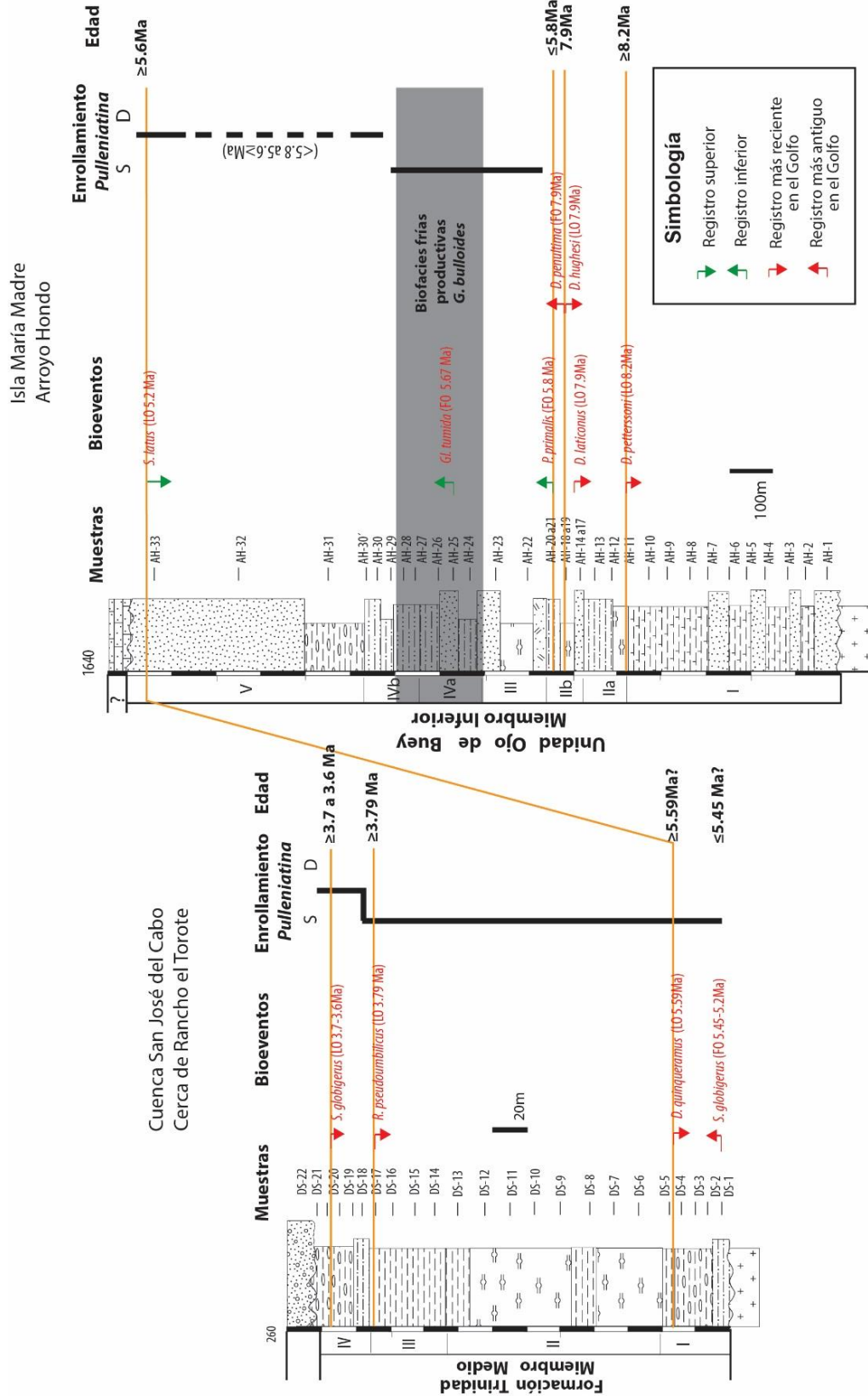


Figura 42. Edad interpretada en la Formación Trinidad en la cuenca San José de Los Cabos (BCS) y en la unidad Ojo de Buey en Isla María Madre (Nayarit). Se presentan las biofacies y los bioeventos de nanoplankton calcáreo identificados por Carreño (1992) y de radiolarios por Pérez-Guzmán (1985).

7.4.4 Correlación local

Los bioeventos de foraminíferos y edades isotópicas obtenidas en este estudio permiten identificar líneas de crono-correlación entre las unidades lito-estratigráficas Bouse, Imperial, Tirabuzón, Carmen, Trinidad y Ojo de Buey. A la correlación se agregan edades isotópicas y paleomagnéticas, junto con bioeventos de radiolarios y nanoplancton identificados por otros autores, así como ambientes sedimentarios interpretados previamente y en este estudio con la finalidad de discutir la configuración del Golfo (Fig. 43).

8.2 Ma

El último registro del radiolario *Diartus pettersoni* (McCloy *et al.*, 1988) en el miembro inferior de la unidad Ojo de Buey y los primeros del nanoplancton calcáreo *Discoaster berggrenii* y *Discoaster quinqueramus* (Piña-Arce, 2010) en el miembro medio de la Formación Trinidad, marcan una línea de correlación con una edad de 8.2Ma entre rocas depositadas en el talud medio a superior en Isla María Madre (McCloy *et al.*, 1988) y en la plataforma interna en la cuenca de San José Del Cabo (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997).

7.9 Ma

El primer registro del radiolario *Didymocyrtis penultima* en el miembro inferior de la unidad Ojo de Buey y en el miembro medio de la Formación Trinidad, permite la correlación entre rocas con una edad máxima de 7.9 Ma depositadas en el talud medio a superior en Isla María Madre (McCloy *et al.*, 1988) y en la plataforma en la cuenca de San José Del Cabo (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997). De acuerdo con la reinterpretación del ambiente de depósito y la edad establecida en este estudio para el miembro Lower Conglomerate en la Formación Carmen, la línea de correlación coincidiría con el cambio a ambientes transicionales en las islas Del Carmen y Monserrat.

6.2 a 6.14 Ma

El último registro de *Paragloborotalia linguaensis* (6.14 Ma) correlaciona rocas de la Formación Trinidad en la cuenca San José del Cabo y la Formación Bouse en la cuenca Blythe, las cuales son cercanas en tiempo a rocas de la Formación Imperial en San Gorgonio Pass que contienen el primer registro de *Globigerinoides conglobatus* (6.2Ma). Ambos bioeventos son contemporáneos a rocas de 6.27 y 6.14 Ma de la Formación Imperial en Split Mountain (Dorsey *et al.*, 2007), así como a rocas en la base del miembro Sandstone and Conglomerate (6.47 a 6.07 Ma) de la Formación Carmen y en la base de la Formación Tirabuzón en Santa Rosalía (6.2 o 6.1 Ma; Holt *et al.*, 2000). Las rocas de entre 6.2 a 6.14Ma fueron depositadas en la plataforma externa en San José Del Cabo (McCloy, 1984; Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997), en la plataforma interna en las islas Del Carmen y Monserrat , así como en ambientes transicionales o marinos someros en Santa Rosalía (Ochoa-Landín *et al.*, 2000), mientras que en la región norte se correlacionan con ambientes marinos de menor profundidad en Split Mountain (0-37 m; Dorsey *et al.*, 2007) y en la cuenca Blythe (0-50 m; McDougall y Miranda-Martínez, 2014), siendo más profundas en San Gorgonio Pass (100 m; McDougall *et al.*, 1999).

5.8 Ma

El primer registro de *Pulleniatina primalis* en el miembro inferior de la unidad Ojo de Buey, en la cima del miembro Bedded Conglomerate and Sandstone de la Formación Carmen y la parte media de la Formación Tirabuzón, correlaciona rocas con una edad mínima de 5.8 Ma depositadas en el talud medio en Isla María Madre (Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1998) y en la plataforma interna en la Isla Monserrat y en Santa Rosalía (este estudio). Las cuales son contemporáneas a rocas con una edad paleomagnética de 5.89 Ma del miembro Latrania de la Formación Imperial en Split Mountain Gorge, depositadas en ambientes marinos poco profundos (0-37 m; Dorsey *et al.*, 2007).

5.67 Ma

El primer registro de *Globorotalia tumida* en el miembro inferior de la unidad Ojo de Buey, en el miembro Marlstone and Mudstone en la Formación Carmen y en el miembro Arenisca y Limolita de la Formación Tirabuzón permite correlacionar rocas con una edad

máxima de 5.67 Ma, depositadas en el talud medio en Isla María Madre (Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1998) y en la plataforma interna a externa en las islas Del Carmen y Monserrat (Dorsey *et al.*, 2001; Hernández, 2012, Carreño *et al.*, 2015; este estudio), así como de plataforma externa en Santa Rosalía (Carreño, 1981).

5.6 a 5.59 Ma

El último registro de formas destrales de *Pulleniatina* durante el Mioceno tardío (5.6 Ma) en la unidad Ojo de Buey se correlaciona con la LO del nanoplancton calcáreo *D. quinqueramus* (5.59 Ma) en la Formación Trinidad (Carreño, 1992), así como con formas destrales de *Pulleniatina* y el último registro de *Gs. bulloideus* (5.6 Ma) en el miembro Marlstone and Mudstone de la Formación Carmen, y el último registro de esta última especie en la Formación Tirabuzón. Las rocas de entre 5.6 a 5.59 Ma fueron depositadas en el talud medio en Isla María Madre (Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1998) y en la plataforma externa al talud superior en la cuenca de San José Del Cabo (Carreño, 1992), así como en la plataforma en Santa Rosalía y en las islas Del Carmen y Monserrat (Carreño, 1981; Dorsey *et al.*, 2001; Hernández, 2012, Carreño *et al.*, 2015).

5.2 Ma

Los últimos registros de *Amphistegina*, *Tenuitella pseudoedita*, y *Streptochilus latus*, junto con la primera de *Sphaeroidinella dehiscesns* y el límite superior de las biofacies de *G. bulloides* marcan una línea de correlación con una edad de 5.2 Ma entre las Formaciones Carmen y Tirabuzón, junto con rocas de la misma edad en la Formación Imperial en Split Mountain Gorge (Dorsey *et al.*, 2007). Estas rocas fueron depositadas en la plataforma en las islas Del Carmen y Monserrat (Dorsey *et al.*, 2001; Hernández, 2012, Carreño *et al.*, 2015), en Santa Rosalía (Carreño, 1981) y en la cuenca del Salton Trough.

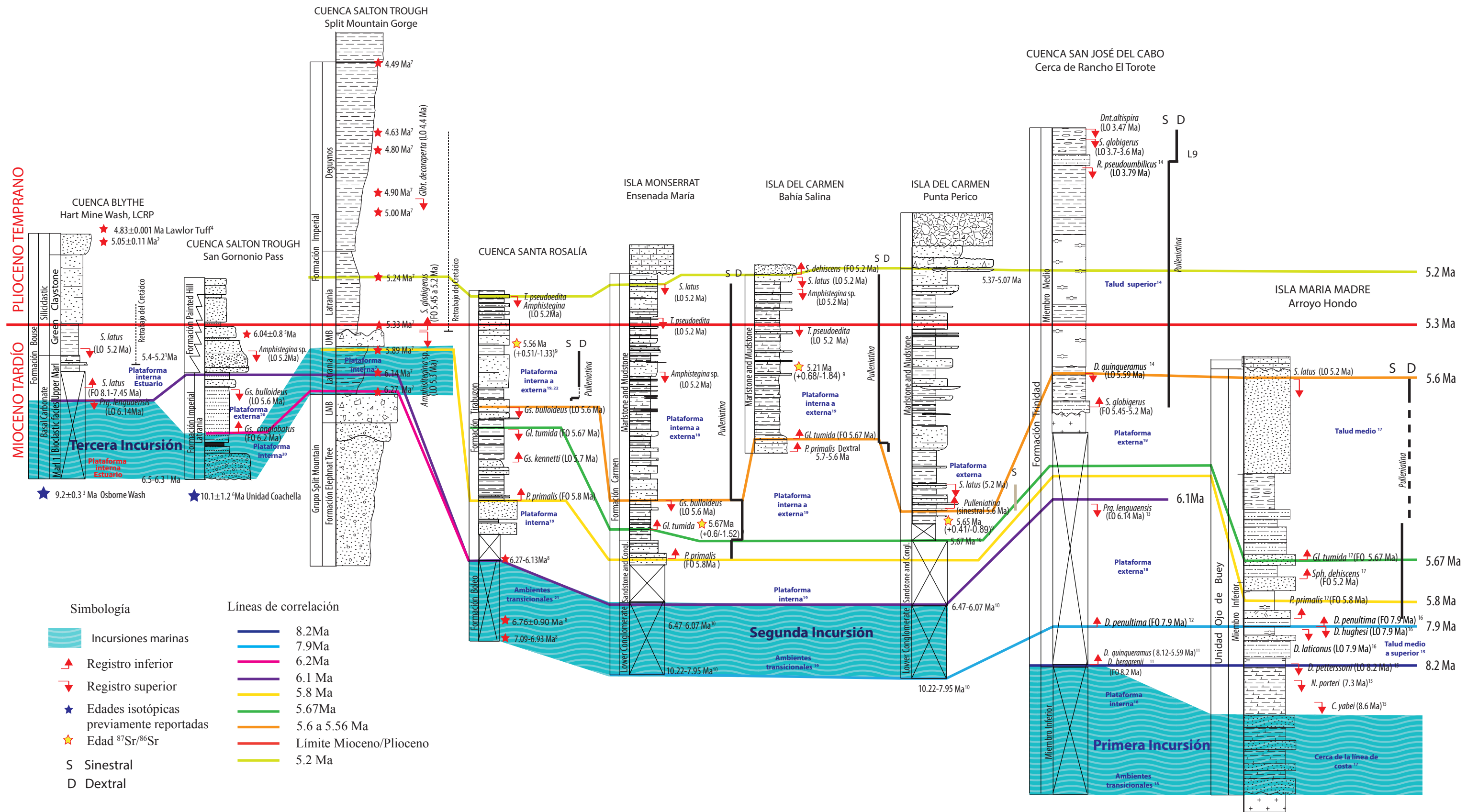


Figura 43. Líneas de correlación entre las unidades Bouse, Imperial, Tirabuzón, Carmen, Trinidad y Ojo de Buey. 1. Dorsey et al. (2018), 2. Harvey (2014), 3. Reynolds et al. (1986) en Busing (1988), 4. Sarna-Wojcicki et al. (2011), 5. Matti y Morton (1993), 6. Peterson (1975), 7. Dorsey et al. (2007), 8. Holt et al. (2000), 9. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en este estudio, 10. Calculadas con base en edades, espesores y tasas de sedimentación, 11. Piña-Arce (2010), 12. Molina-Cruz (1994), 13. McCloy (1984), 14. Carreño (1992), 15. McCloy et al. (1988), 16. Pérez-Guzmán (1985), 17. Carreño (1985), 18. Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997), 19. este estudio, 20. McDougall et al. (1999), 21. Ochoa-Landín et al. (2000), 22. Carreño (1981).

7.4.5 Incursiones marinas

Se considera que la primera incursión marina en las cuencas del Golfo está relacionada con la presencia de rocas depositadas en ambientes transicionales (playa, laguna, delta) o marinos muy someros reportados previamente por otros autores y en este estudio, en la unidad Ojo de Buey (Carreño, 1985), en el miembro inferior de la Formación Trinidad (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997), en el miembro Lower Conglomerate de la Formación Carmen (este estudio), en la Formación Boleo (Ochoa-Landín *et al.*, 2000) y en la base de la Formación Imperial (McDougall *et al.*, 1999; Dorsey *et al.*, 2007). No se han reportado microfósiles asociados a estos depósitos probablemente por la disminuida columna de agua, se presentan cuando las cuencas han aumentado su profundidad.

La crono-correlación entre rocas de diferentes ambientes sedimentarios a lo largo del Golfo permitió reconocer tres incursiones marinas acompañadas de un aumento de la profundidad en las cuencas ya inundadas, así como una regresión marina; dichas incursiones se encuentran relacionadas con cambios tectónicos regionales, el arribo del Río Colorado y cambios en el nivel del mar globales durante el Neógeno.

Primera incursión entre 8.9-8.8 a 8.2 Ma

En el miembro inferior de la Unidad Ojo de Buey en Isla María Madre se presentan rocas marinas depositadas cerca de la línea de costa (Carreño, 1985) con una edad mayor de 8.6 Ma de acuerdo con McCloy *et al.* (1988) o de 8.2 Ma de acuerdo con Pérez Gúzman (1985). Al interior del Golfo, las únicas rocas contemporáneas relacionadas con su evolución se presentan en el miembro inferior en la Formación Trinidad en San José del Cabo, las cuales fueron depositadas hace 8.2 Ma (Piña-Arce, 2010) en un ambiente somero de aguas salobres (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997), lagunar (Rodríguez- Quintana, 1988) o incluso han sido interpretados como depósitos que van desde playa a plataforma interna (McCloy, 1984). La distribución de estas rocas señala la restricción de las condiciones marinas a la región sur cuando ambas localidades estaban muy cercanas geográficamente (Moore y Curray, 1982; Umhoefer *et al.*, 2018). Es posible que la inundación haya sido resultado de la subsidencia de las cuencas por la extensión cortical (Fletcher y Munguía, 2000) y haya iniciado tras un aumento del nivel del mar de hasta 20 m con respecto al nivel actual, que ocurrió globalmente entre 8.9 a 8.8 Ma (Miller *et al.*, 2011).

Segunda incursión entre 8 a 7 Ma

La segunda incursión marina está marcada por el depósito de rocas de ambientes transicionales o marinos someros en las islas Carmen y Monserrat hace aproximadamente 7.9 Ma en la base del miembro Lower Conglomerate de la Formación Carmen (en este estudio) y, posteriormente, por rocas de ambientes lagunar costero y marino intermareal (Miranda-Avilés *et al.*, 2005) en la base de la Formación Boleo en Santa Rosalía con una edad máxima de 7.09 a 6.93 Ma (Holt *et al.*, 2000). La incursión está acompañada por un aumento en la profundidad de las cuencas en la región sur a partir de 8.2 Ma, que ya presenta un registro de microfósiles asociados a ambientes de plataforma externa a talud continental en la base del miembro medio de la Formación Trinidad en San José del Cabo (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997) y del talud medio superior en la parte media de la unidad Ojo de Buey en la Isla María Madre (McCloy *et al.*, 1988).

Se considera que el avance del Golfo hacia la región central y el aumento de profundidad en la región sur es producto de la continua subsidencia relacionada con la tectónica extensional y ligeros aumentos del nivel del mar menores a 10 m, respecto al actual, sucedidos entre 8 a 7 Ma (Miller *et al.*, 2011). De acuerdo con Umhoefer *et al.* (2018), la inundación en las islas Carmen y Monserrat ocurrió hace 8 Ma cuando las aguas marinas avanzaron desde el sur a través del traslape de las cuencas marinas por el crecimiento de las fallas de rumbo que fueron conectando las cuencas Alarcón, Pescadero y Farallón; mientras que la inundación en Santa Rosalía ocurrió hace 7 Ma cuando las aguas marinas traspasaron la barrera formada en la zona transtensional entre las futuras fallas transformes de Farallón y Carmen, en una parte muy oblicua del rift.

Tercera incursión entre 6.3 a 6.1 Ma

En la Formación Imperial, las rocas marinas más antiguas fueron depositadas en ambientes someros y tienen una edad de 6.27 Ma en Split Mountain Gorge (0-37 m; Dorsey *et al.*, 2007), de 6.3 Ma en Fish Creek Gypsum (Dean, 1996) y mayor a 6.2 Ma (este estudio) en San Gorgonio Pass (0-37 m; McDougall *et al.*, 1999). En la Formación Bouse, las rocas marinas más antiguas son mayores a 6.1 Ma (este estudio) y fueron depositadas en un ambiente de estuario, marisma intermareal, playa y marino somero (Dorsey *et al.*, 2018). La incursión marina en la región norte ocurre entre 6.5 a 6.3 Ma de acuerdo con Dorsey *et*

al. (2018) al considerar que coincide con la implantación del sistema transtensivo moderno (Oskin y Stock, 2003).

El avance de las incursiones marinas al norte va acompañado por un posterior aumento de la profundidad de las cuencas a lo largo del Golfo entre 6.2 a 6 Ma. En la Formación Imperial ocurre un cambio abrupto de la profundidad en rocas por encima de una discordancia que separa rocas de ambientes someros de rocas depositadas entre 100 a 200 m de profundidad en San Gorgonio Pass hace 6.2 Ma (McDougall *et al.*, 1999) y de hasta 500 m en Split Mountain hace 5.8 Ma (Dorsey *et al.*, 2007). En la Isla Tiburón, se presentan rocas depositadas en la plataforma externa entre 6.44 a 6 Ma (<150 m; Gastil *et al.*, 1999; Oskin y Stock, 2003; Bennett *et al.*, 2015) y del talud continental en San Felipe con una edad ente 6 a 5.5 Ma (500 y 1,500 m; Bohem, 1984). En la región central se presenta un cambio de ambientes de plataforma interna a externa entre las formaciones Boleo y Tirabuzón hace 6.2 o 6.13 Ma en Santa Rosalía (Holt *et al.*, 2000; Ochoa-Landín *et al.*, 2000; Carreño, 1981), así como entre los miembros Lower Conglomerate y Conglomerate and Sandstone hace 6.47 o 6.07 Ma en la Formación Carmen en la Isla Monserrat (este estudio). Al sur, se presentan los ambientes sedimentarios más profundos registrados para las unidades Trinidad y Ojo de Buey con ambientes del talud medio superior de hasta 500 m de profundidad en la cuenca de San José del Cabo (Carreño, 1992) y del talud medio inferior de hasta 1,000 m y 1,500 m de profundidad en Isla María Madre (Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1988).

Las evidencias indican que la tercera incursión marina ocurrió entre 6.3 a 6.1 Ma, provocando la máxima extensión del Golfo que cubría hasta la cuenca del Salton Trough y la parte baja del Río Colorado, acompañada posteriormente por un aumento en la profundidad de las cuencas entre 6.2 a 6 Ma. Estos eventos sucedieron durante una caída del nivel del mar entre 6.3 a 5.5 Ma (Miller *et al.*, 2011), de tal manera que Dorsey *et al.* (2018) indica que la transgresión marina pudo estar controlada por la subsidencia tectónica relacionada al establecimiento del sistema transtensivo moderno entre 6.5 a 6 Ma (Oskin *et al.*, 2001; Oskin y Stock, 2003). De acuerdo con Umhoefer *et al.* (2018), la inundación repentina de la región norte ocurrió cuando el agua marina logró traspasar la barrera formada por el estrecho canal en la zona transtensional de la futura Falla Transforme Tiburón hace 6 Ma.

Retroceso del Golfo hace 5.3-4.9 Ma

En la región sur y centro, la cima de las unidades Tirabuzón, Carmen y Ojo de Buey en las columnas analizadas está marcada por una interrupción en el depósito por una discordancia, la cual marca un cambio a ambientes más someros inmediatamente después de los bioeventos que indican una edad mínima de 5.2 Ma. Mientras que en la región norte, está evidenciada por el arribo del Río Colorado y la interrupción de las condiciones marinas en las cuencas del Salton Trough (5.3 a 5 Ma) y Blythe (>5.2 Ma). Dichos eventos podrían relacionarse con una baja del nivel del mar que inició hace 5.3 Ma y llegó a ser mayor de 30 m hace 4.9 Ma (Miller *et al.*, 2011) y con el arribo del Río Colorado a la cuenca Blythe (~5.4 a 5.3 Ma) y posteriormente a la cuenca del Salton Trough (~5.3 a 5.1 Ma; Dorsey *et al.*, 2018), lo cual en conjunto provocó el retroceso del agua marina y la ubicación actual de la cabeza del Golfo entre los estados de Baja California y Sonora.

¿Mioceno medio?

Las evidencias del Mioceno medio en depósitos marinos relacionados con la evolución del Golfo corresponden a dieciocho taxa de foraminíferos, nanoplancton y dinoflagelados, reportados como retrabajados o *in situ* en varias localidades (Tabla 18). Los fósiles reportados como *in situ* son escasos ejemplares que se presentan en conjuntos que en su mayoría indican una edad del Mioceno tardío al Plioceno, representados por dinoflagelados y nanoplancton calcáreo en pozos del Delta del Río Colorado y de las Cuencas Wagner, Consag y Tiburón (Helenes *et al.*, 2009), así como el foraminífero planctónico *Gl. mayeri* en San Felipe (Bohem, 1984), en Sonora (Gómez-Ponce, 1971) y en la Cuenca San José del Cabo (McCloy, 1984). Los ejemplares retrabajados del Mioceno medio se presentan en conjuntos del Mioceno tardío al Plioceno (Mcdougall *et al.* 1999; Dean, 1996; Cotton y Van Der Haar, 1980; Martín-Barajas *et al.*, 2001; Helenes *et al.*, 2009; Bohem, 1984; Calmus *et al.*, 2008, McCloy, 1984; Carreño, 1985, McCloy *et al.* 1988) y han sido considerados por algunos autores como evidencia de incursiones marinas más antiguas.

El alcance estratigráfico actualizado de estos taxa indica que ocho llegan a presentarse hasta el Mioceno tardío, Plioceno u Holoceno, mientras que ocho de ellos se extinguen durante el Mioceno temprano y medio. De tal manera que si la presencia de retrabajo es evidencia de incursiones marinas más antiguas, el retrabajo indicaría una o varias fuentes

de rocas marinas al interior del Golfo con edades igual o mayores de 17.95, 14.91, 12.43, 11.6 y 10.84 Ma (Tabla 18), por tanto, incursiones marinas desde el Mioceno temprano.

Tabla 18. Microfósiles del Mioceno medio reportados como *in situ* o retrabajo en diferentes localidades con en el Golfo de California.

Localidad/Tipo de muestra	Autor	Edad rocas	Grupo	Taxa	Status reportado	Alcance estratigráfico Autor	Alcance estratigráfico Literatura	Edad Fuente retrabajo
Whitewater Canyon/Superficial	McDougall <i>et al.</i> (1999)	6.5-6Ma	Nanoplancton	<i>Cyclicargolithus floridanus</i>	Retrabajo	Mioceno medio	46.29-10.89Ma *	Mio. temprano a medio 18-12Ma
				<i>Sphenolithus heteromorphus</i>		13.7-11.5Ma	17.95*-12.43Ma ¹	
Fish Creek Gypsum/Superficial	Dean (1996)	Entre 6.3-3.4Ma	Nanoplancton	<i>Sphenolithus moriformis</i>	Retrabajo	Mioceno medio	55.95-8.29Ma*	Eoceno al Mioceno tardío
Cerro Prieto/Pozo	Cotton y Van der Haar (1979), Ingle (1982)	Pliocene (Ingle, 1982)	Foraminífero	<i>Cassigerinella cf. chipolensis</i>	Retrabajo	Mio. medio Aprox. 15Ma	33.9-11.6Ma ²	Oligo-Mioceno medio
Cerro Colorado, Laguna Salada/ Pozo	Martin-Barajas <i>et al.</i> (2001)	Mioceno tardío-Plioceno tempr.	Dinoflagelados	<i>Cribrerodinium tenuitabulatum</i>	Retrabajo	54.8-11.6Ma.	54.8-11.6Ma ³	Eoceno a Mioceno medio
Yuma/Pozo	McDougall (2008)	Mio.medio? o Mio. tar? al Holoceno	Foraminíferos	<i>Globigerinita uvula</i> , <i>Globigerina quinqueloba</i>	In situ?	Alcance hasta el Mio. Medio	Mioceno medio al Holoceno	
Altar Basin A-2/Pozo	Helenes <i>et al.</i> (2009)	8.7-5.3Ma.	Nanoplancton	<i>Sphenolithus dissimilis</i>	Retrabajo	29.9-19.2Ma	33.89-17.95Ma*	Oligo.-Mioceno temprano.
Altar Basin A-3/Pozo		11.3-5.3Ma.						
Delta Río Colorado/Pozo	Helenes <i>et al.</i> (2009)	Mio. Medio a tardío.	Dinoflagelados	<i>Selenopemphix quanta</i>	In situ	15.97Ma al reciente.	15.97Ma al reciente ⁴	
San Felipe / Superficial	Bohem (1982)	Entre 6 a 4.6Ma.	Foraminíferos	<i>Globorotalia mayeri</i>	In situ	Hasta Plioceno	33.9-11.6Ma ²	Mioceno temprano a medio ²
				<i>Globorotalia mayeri (continua)</i>	In situ	Hasta Plioceno	Mioceno temp. a medio ²	
Wagner Basin W-1 /Pozo	Helenes <i>et al.</i> (2009)	15.9-11.6Ma. Mio. Medio	Dinoflagelados	<i>Dyphies latiusculum</i>	In situ	23.03-11.6Ma	23.8-11.6Ma ³	Mioceno tempr.-medio
				<i>Impagidinium cf. paradoxum</i>		23 a 15.9Ma.	23Ma al Holo. ⁴	
Consag Basin/ Pozo	Helenes <i>et al.</i> (2009)	23-11.6Ma Mio. tempr.-medio	Dinoflagelados	<i>Spiniferites cf. pseudofurcatus</i>	In situ	60-11.6Ma	60.9-5.3Ma ⁴	Eoceno al Mio. Tardío. Eoceno-Mio. medio
			Nanoplancton	<i>Cyclicargolithus floridanus</i>		37-11.61Ma	46.29-10-89Ma*	
Tiburón Basin/Pozo	Helenes <i>et al.</i> (2009)	23-11.6Ma Mioceno temprano a medio	Dinoflagelados	<i>Cribrerodinium tenuitabulatum</i>	In situ	54.8-11.6Ma	54.8-11.6Ma ³	Eoceno-Mio. medio
				<i>Baticasphaera cf. micropapillata</i>		33.7-11.6Ma	33.7-Plioceno ⁵	
				<i>Spiniferites pseudofurcatus</i>		60.9-11.6Ma	60.9-5.3Ma ⁴	
Coastal Sonora/Pozo	Gómez-Ponce (1971)	Mioceno medio	Foraminífero	<i>Globorotalia mayeri</i>	In situ	Mioceno medio	33.9-11.6Ma ²	Oligo-Mio. medio.
Isla San Estebán/Superficial	Calmus <i>et al.</i> , (2005)	Plioceno 5.3-3.6Ma	Nanoplancton y foraminíferos	<i>Helicosphaera cf. ampiaperta</i>	Retrabajo	Oligoceno-Mio. Medio	22.82-14.91Ma*	Oligoceno-Mio. Medio
Cuenca San José del Cabo	McCloy (1984)	Mioceno tardío	Foraminífero	<i>Globorotalia mayeri</i>	In situ	—————	33.9-11.6Ma ²	Oligo-Mio. medio.
María Madre, Arroyo Hondo/Superficial	Carreño (1985)	Mioceno tardío	Foraminífero	<i>Paragloborotalia cf. mayeri</i>	Retrabajo	Mioceno medio	33.9-11.6Ma ²	Oligo-Mio. medio.
				<i>Paragloborotalia cf. obesa</i>	Retrabajo	Mioceno medio	28.4-Holoceno ²	
	McCloy (1988)	Mio. tardío 8.2-7.5 a 5.3Ma	Foraminífero	<i>Paragloborotalia mayeri</i>	Retrabajo	Mioceno medio	33.9-11.6Ma ²	Oligo-Mio. medio.

*Young, 1998, ¹ Spencer-Cervato *et al.* (1994), ² BouDaguer (2013), ³ Powell (1992) y Williams *et al.* (1993), ⁴ Helenes *et al.* (2009), ⁵ Fensome *et al.* (2009).

Las especies de foraminíferos, nanoplancton y radiolarios reportadas como retrabajo son ejemplares de tallas muy pequeñas que fácilmente pudieron ser transportados al interior del Golfo por medio de corrientes marinas, como lo propone Bennett *et al.* (2015). Sin embargo, cabe destacar que ninguno de los taxa del Mioceno medio reportados por otros autores ha sido ilustrado en la literatura ni resguardado en alguna colección científica para permitir su análisis, así como discutir su identificación, edad y proveniencia. Asimismo, en el presente análisis micropaleontológico, el cual fue minucioso en la parte fina de las

muestras, no se encontró ningún ejemplar retrabajado del Mioceno temprano o medio, incluso en localidades donde previamente se han reportado como San Gorgonio Pass (McDougall *et al.*, 1999), cerca de Split Mountain (Dean, 1996), en la cuenca San José del Cabo (McCloy, 1984) e Isla María Madre (Carreño, 1985; McCloy *et al.*, 1988).

La distribución de las incursiones marinas al interior del Golfo indica un patrón de inundación de sur a norte durante el Mioceno tardío, su edad y la pobre evidencia del Mioceno medio hace innecesaria invocar un pasaje marino transpeninsular para explicar la presencia de rocas del Mioceno medio restringidas al norte (Helenes y Carreño, 1999).

7.5 Conclusiones

El análisis micropaleontológico revela que las asociaciones al interior del Golfo tienen una constitución propia, dichas características locales y la ausencia de marcadores zonales impiden la correlación en el Golfo con biozonas de esquemas estándares para regiones tropicales y subtropicales. Las primeras (FO) y últimas (LO) ocurrencias locales son potencialmente sincrónicas con aquellas calibradas en sitios cercanos en el Pacífico Este y en el Atlántico Ecuatorial, antes de la emergencia del Istmo de Panamá, pero también los son con los del Pacífico Oeste Ecuatorial, debido a que sus poblaciones comparten una historia biogeográfica que anteriormente no se había considerado.

La correlación regional define bioeventos con valor bioestratigráfico para establecer edades precisas y confiables para las rocas relacionadas con la evolución del Golfo de California. Dentro de estos bioeventos destacan aquellos de especies menores de 150 μ , que señalan la necesidad de su inclusión en los estudios bioestratigráficos. Otros bioeventos registrados localmente como los cambios de enrollamiento de *Pulleniatina* durante el Mioceno tardío y biofacies de alta productividad de *G. bulloides*, se proponen como bioeventos locales útiles para apoyar y respaldar edades establecidas con otros bioeventos, sin embargo es necesario una calibración local de mayor precisión.

La distribución de las incursiones marinas al interior del Golfo indica un patrón de inundación de sur a norte durante el Mioceno tardío. Los microfósiles no se presentan asociados a los ambientes transicionales o marinos someros de las primeras incursiones marinas que invadieron en tres pulsos las cuencas a lo largo del Golfo, están relacionados a

un aumento en la profundidad de las cuencas cuando existe una columna de agua suficiente para soportar el desarrollo de comunidades planctónicas.

Las especies registradas, sus afinidades paleo-ecológicas y la edad asignada a los depósitos marinos permiten concluir que no hay evidencia en ninguna de las localidades estudiadas de foraminíferos planctónicos de aguas templadas a frías asociadas al Pacífico Norte que pudieran haber llegado al Golfo vía un pasaje transpeninsular en la parte central de Baja California. La edad asignada a los depósitos marinos en el presente estudio y la ausencia de especies de edad restringida al inicio del Mioceno tardío o más antiguas, excepto por el retrabajo Cretácico asociado al arribo del Río Colorado, constituyen una prueba documentada a favor de la inexistencia de incursiones marinas asociadas al Golfo antes de 8.9 Ma.

Si bien son necesarias más herramientas que permitan localmente calibrar los bioeventos de foraminíferos planctónicos con mayor precisión, este estudio contribuye a establecer un marco cronoestratigráfico que permite elucidar la historia del Golfo y su biota asociada.

8. Referencias

- Adams, D. D., Hurtgen, M. T., y Sageman, B. B. (2010). Volcanic triggering of a biogeochemical cascade during Oceanic Anoxic Event 2. *Nature Geoscience*, 3 (3), 201.
- Adler, M., Hensen C., Wenzhöfer, F., Pfeifer, K., Schulz, H.D., (2001). Modeling of calcite dissolution by oxic respiration in supralysoclinial deep-sea sediments: *Marine Geol.*, 177, 167–189.
- Albarrán-Linares, C. (2010). *Bioestratigrafía de la localidad tipo de la Formación Carmen, Isla del Carmen, Baja California Sur, México*: México, Facultad de Ciencias. Tesis de licenciatura. UNAM.
- Álvarez-Borrego, S. (1983). Gulf of California. *Ecosystems of the World*, 26, 427-449.
- Álvarez-Borrego, S. (2010). Physical, chemical, and biological oceanography of the Gulf of California, en: Brusca, R. C. (ed.), *The Gulf of California: biodiversity and conservation*: University of Arizona Press, 1, 24-48.
- Álvarez-Borrego, S. y Lara-Lara, J. (1991). The physical environment and primary productivity of the Gulf of California, en: Simoneit, B. y Douphin, J. (eds.), *The Gulf and Peninsula Province of California: American Association of Petroleum Geologist Memoir* 47, 555-568.
- Anderson, Ch. A. (1950). Part I. Geology of Islands and Neighboring Land Areas, en: Anderson, Ch. A., Durham, J. W., Shepard, F. P., Natland, M. L. y Revelle, R. (eds). *1940 E. W. Scripps cruise to the Gulf of California: The Geological Society of America Memoir* 43, 1-23.
- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L., y Rangin, C. (1981). Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. *Journal of Structural Geology*, 3(4), 347-357.
- Anthonissen, D. E., y Ogg, J.G. (2012). Appendix 3. Cenozoic and Cretaceous Biochronology of Planktonic Foraminifera and calcareous nannofossils, en: Gradstein, F., et al. (eds.). *The Geologic Time Scale 2012*. Elsevier Publications, 1083-1128.
- Antonarakou, A., Drinia, H., Tsaparas, N. y Dermizakis, M. D. (2007). Assessment of micropaleontological sedimentary parameters as proxies of surface water properties and paleoclimate in Gavdos island, eastern Mediterranean. *Geodiversitas*, 29, 379-399.
- Applegate, S. P. y Espinosa-Arrubarrena, L. (1981). The geology and selachian paleontology of Loma del Tirabuzon (Corkscrew Hill), Santa Rosalia, BCS, en: Ortlieb L. y Roldan, Q. J., (eds.). *Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona: field trip for the Geological Society of America*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional Noreste, 257-263.
- Arnal, R.E., Quintero, P.J., Conomos, T.J. y Gram, R. (1980). Trends in the distribution of recent foraminifera in San Francisco Bay, 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* 19, 17–39.
- Arnold, R. E. (1904). The faunal relations of the Carrizo Creek beds of California. *Science*, 19, 503.
- Atwater, T. (1970). Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin*, 81(12), 3513–3536.
- Aubry, M. P. y van Couvering, J. A. (2004). Buried time: Chronostratigraphy as a research tool, en: Koutsoukos, E. (ed.) *Applied Stratigraphy*. Cambridge, Cambridge University Press, 23-53.
- Aubry, M. P., Matoba, Y., Molina-Cruz, A., y Schrader, H. (1982). Synthesis of Leg-64 biostratigraphy, en: Aubry, M. P., et al. (eds.). *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 64, 1057-1064.
- Axen, G. (1995). Extensional segmentation of the main Gulf escarpment, Mexico and United States. *Geology*, 23(6), 515-518.
- Axen, G. J. y Fletcher, J. M. (1998). Late Miocene-Pleistocene extensional faulting, northern Gulf of California, Mexico and Salton Trough, California. *International Geology Review*, 40 (3), 217-244.
- Aze, T., Ezard, T. H. G., Purvis, A., Coxall, H. K., Stewart, D. R. M., Wade, B. S. y Pearson, P. N. P. (2011). A phylogeny of Cenozoic macroperforate planktonic foraminifera from fossil data. *Biological Reviews*, 86, 900-927.
- Bandy, O. L. (1960). The geologic significance of coiling ratios in the foraminifer *Globigerina pachyderma* (Ehrenberg). *Journal of Paleontology*, 34 (4), 671-681.
- Bandy, O. L. (1961) Distribution of foraminifera, radiolarian, and diatoms in sediments of the Gulf of California. *Micropaleontology*, 7(1), 1-26.

- Bandy, O. L. (1964). Cenozoic planktonic foraminiferal zonation. *Micropaleontology*, 10, 1-17.
- Barron, J. A. y G. Keller (1983). Paleotemperature oscillations in the middle and late Miocene of the northeastern Pacific. *Micropaleontology*, 29 (2), 150-181.
- Barron, J. A., Bukry, D., y Bischoff, J. L. (2004). High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology*, 50(3), 185-207.
- Barron, J. A., Bukry, D., y Dean, W. E. (2005). Paleoceanographic history of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15,000 years based on diatoms, silicoflagellates, and biogenic sediments. *Marine Micropaleontology*, 56(3-4), 81-102.
- Barron, J. A., Keller, G. y Dunn, D. A. (1985a). A multiple microfossil biochronology for the Miocene. *Geological Society of America Memoirs*, 163, 21-36.
- Barron, J. A., Nigrini, C. A., Pujos, A., Saito, T., Theyer, F., Thomas, E. y Weinrich, N. (1985b) Synthesis of biostratigraphy, central equatorial Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 85: refinement of Oligocene to Quaternary biochronology, en: Barron, J. A., *et al.* (eds.), *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 85: 905-934.
- Baumgartner, T. R., Ferreira-Bartrina, V., y Moreno-Hentz, P. (1991). Varve formation in the central Gulf of California: a reconsideration of the origin of the dark laminae from the 20th century varve record. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 47, 617-635.
- Bennett, S. E., Oskin, M. E., Dorsey, R. J., Iriondo, A., y Kunk, M. J. (2015). Stratigraphy and structural development of the southwest Isla Tiburón marine basin: Implications for latest Miocene tectonic opening and flooding of the northern Gulf of California. *Geosphere*, 11(4), 1-31.
- Berger, W. H. (1968). Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep-Sea Research*, 15, 31-43.
- Berger, W. H. (1970). Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline. *Marine Geology*, 8, 111-138.
- Berger, W. H., Bonneau, M. C., y Parker, F. L. (1982). Foraminifera on the deep-sea floor-lysocline and dissolution rate. *Oceanologica Acta*, 5(2), 249-258.
- Berger, W. H., y Diester-Haass, L. (1988). Paleoproductivity: the benthic/planktonic ratio in foraminifera as a productivity index. *Marine Geology*, 81(1-4), 15-25.
- Berggren W. A., Kent D. V., Aubry M.-P., y Hardenbol J. (1995) Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. *Special Publications of SEPM*, 54, 129-212.
- Berggren, W. A. (1973) The Pliocene time scale: calibration of planktonic foraminiferal and calcareous nannoplankton zones. *Nature*, 243, 391-397.
- Berggren, W. A. y Van Couvering, J. A. (1978) Biochronology, en: Cohee G. V., Glaessner M. F., y Hedberg H. D. (eds.), *Contributions to the Geologic Time Scale: Tulsa, AAPG Special* 6, 39-55.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J. y Van Couvering, J. A. (1985) Cenozoic geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, 96 (11), 1407-1418.
- Bernal-Franco, G. C. (2001) *Registro paleoceanográfico en los sedimentos laminados de la Cuenca de La Paz, margen occidental del bajo Golfo de California*. Tesis doctoral. Ensenada, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Bernhard, J. M., y Sen-Gupta, B. K. (1999) Foraminifera of oxygen-depleted environments, en: Sen-Gupta, B. K. (ed.), *Modern foraminifera*. Dordrecht, Springer, 201-216.
- Bigioggero, B., Chiesa, S., Zanchi, A., Montrasio, A. y Vezzoli, L. (1995). The Cerro Mencenares volcanic center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift. *Geological Society of America Bulletin*, 107 (9), 1108-1122.
- Blow, W. H., (1969), Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy, en: Brönnimann, P. y Renz, H. H. (eds.). *Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils*. Geneva, 1, 199-422.
- Blow, W.H. (1979). A study of the morphology, taxonomy, evolutionary relationship and the stratigraphical distribution of some Globigerinidae (mainly Globigerinacea), en: Brill, E.J. (ed.). *The Cainozoic Globigerinidae*. Netherlands, Leiden, 3, 1-1413.
- Boehm, M. C. (1984). An overview of the lithostratigraphy, biostratigraphy, and paleoenvironments of the late Neogene San Felipe Marine Sequence, Baja California, Mexico, en: Frizzell, V.A. (ed.). *Geology of the Baja California Peninsula. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, 39, 253-265.

- Bolli, H y Saunders, J. B. (1985). Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera, en: Bolli, H.M., Saunders, J.B. y Perch-Nielsen, K. (eds). *Plankton Stratigraphy: Cambridge Earth Science Series*, 155-262.
- Bolli, H. M. (1966). Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera. *Venezuela Geol. Min. Petrol. Bol. Inf.*, 9 (1), 3-32.
- Bolli, H. M. (1970). The foraminifera of sites 23-31, Leg 4, en: Barder, R.C., Gerard, R. D. (eds.). *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 4, 557-643.
- Bolli, H. M. y Premoli-Silva, I. (1973). Oligocene to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg 15 sites in the Caribbean Sea, en: Edgar, N. T., et al. (eds.). *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 15, 475-497.
- Boltovskoy, E., Boltovskoy, D., y Brandini, F. (2000). Planktonic foraminifera from southwestern Atlantic epipelagic waters: abundance, distribution and year-to-year variations. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 80(2), 203-213.
- BouDagher-Fadel, M. K. (2008). *Evolution and geological significance of larger benthic foraminifera*. London, UCL Press, Elsevier.
- BouDagher-Fadel, M. K. (2013) *Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera*. London, UCL Press, Elsevier.
- Bradshaw, J. S. (1959). *Ecology of living planktonic Foraminifera in the north and equatorial Pacific Ocean*. Cushman Found. Foram. Res. Contrib., 10, 25-64.
- Brenner, G. J., (1962). A Zoogeographic Analysis of Some Shallow-water Foraminifera in the Gulf of California. *American Museum of Natural History Bulletin*, 123 (5), 249-298.
- Bright, J., Cohen, A.S., Dettman, D.L., Pearthree, P.A., Dorsey, R.J. y Homan, M.B. (2016). *Did a catastrophic lake spillover integrate the late Miocene early Pliocene Colorado River and the Gulf of California?: Microfaunal and stable isotope evidence from Blythe Basin, California–Arizona, USA*. *Palaios*, 31, 81–91.
- Brinton, E. y Douglas S. C. (1986). The temperate and tropical planktonic biotas of the Gulf of California. *CalCOFI Rep.*, 27, 228-266.
- Brönnimann, P. y Resig, J. (1971). A Neogene globigerinacean biochronologic time-scale of the southwestern Pacific, en: Winterer, E., Riedel, W., et al. (eds.). *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office 7, 1235-1469.
- Brunner, P. (1971) Sobre los ebrideos y silicoflagelados de las diatomitas de la Isla María Madre. *Rev. Inst. Mexicano Petróleo*, 3(3), 18-25.
- Brusca, R. C. (2010). Introduction, en: Brusca, R. C. (Ed.). *The Gulf of California Biodiversity and Conservation*. The University of Arizona Press y The Arizona-Sonora Desert Museum, 1-5.
- Buising, A. V. (1988). *Depositional and tectonic evolution of the northern proto-Gulf of California and lower Colorado River, as documented in the Mio-Pliocene Bouse Formation and bracketing units, southeastern California and western Arizona*. Tesis doctoral. Santa Barbara, University of California.
- 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: Solid Earth*, 95(B12), 20111-20132.
- Buising, A. V., y Beratan, K. K. (1993). Preliminary stratigraphic reevaluation of upper Tertiary units, Osborne Wash area, La Paz county, Arizona. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 2053, 159-163.
- Bukry, D. (1981) Pacific coast coccolith stratigraphy between Point Conception and Cabo Corrientes, en: Yeats, R. S., Haq, B. U., et al. (eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 63, 445-471.
- Burckle, L. H. (1972). Late Cenozoic planktonic diatom zones from the eastern equatorial Pacific, en: Simonsen R. (ed.). *Symposium on Recent and Fossil Marine Diatoms*. Nova Hedwegia, 39, 217-256.
- Buzas, M. A., y Culver, S. J. (1990) Recent benthic foraminiferal provinces on the Pacific continental margin of North and Central America. *Journal of Foraminiferal Research*, 20 (4), 326-335.
- Bylinskaya, M. E. (2004). Range and stratigraphic significance of the *Globorotalia crassaformis* plexus. *Journal of Iberian Geology*, 31, 51-63.
- Calmus, T., Pallares, C., Maury, R. C., Bellon, H., Pérez-Segura, E., Aguillón-Robles, A. L. Carreño, J. Bourgois, J. Cotten, M. Benoit (2008). Petrologic diversity of Plio-Quaternary post-subduction volcanism in northwestern Mexico: An example from Isla San Esteban, Gulf of California. *Bulletin de la Société géologique de France*, 179 (5), 465-481.

- Carr, W. J., y Dickey, D. D. (1980). *Geological map of the Vidal California and Parker, SW, California-Arizona quadrangles*. U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Series Map I-1125, escala: 1:24,000.
- Carreño, A. L. (1979). Biostratigraphy at the Loma del Tirabuzón, Santa Rosalía, BCS. México. *Montreal. North Am. Paleont. Convention*, 3, 1, 67-69.
- Carreño, A. L. (1985). Biostratigraphy of the Late Miocene to Pliocene on the Pacific island María Madre, Mexico. *Micropaleontology*, 31 (2), 139-166.
- Carreño, A. L. (1992). Neogene microfossils from the Santiago Diatomite, Baja California Sur, Mexico. *Paleontología Mexicana*, 59 (1), 1-37.
- Carreño, A. L., (1981). Ostrácodos y foraminíferos planctónicos de la loma del Tirabuzón, Santa Rosalía, Baja California Sur, e implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 5(1), 55-64.
- Carreño, A. L., Ledesma-Vázquez, J., Hernández-Pérez, C. F., y Gio-Argáez, F. R. (2015). Microfossils from the Early Pliocene Carmen Formation, Monserrat Island, Baja California Sur, Mexico. *Micropaleontology*, 61(3), 199-225.
- Carreño, A. L., y Smith, J. T. (2007). Stratigraphy and correlation for the ancient Gulf of California and Baja California peninsula, Mexico. *Bulletins of American Paleontology*, 371, 146 pp.
- Chaisson, W. P. (1995). Planktonic foraminiferal assemblages and paleoceanographic change in the trans-tropical Pacific Ocean: A comparison of West (Leg 130) and East (Leg 138), latest Miocene to Pleistocene, en: Pisias, N. G., Mayer, L. A., Janecek, T. R., Palmer-Julson, A., van Andel, T. H. (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 138, 555-597.
- Chaisson, W. P. y Leckie, R. M. (1993). High-resolution Neogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Site 806, Ontong Java Plateau (western equatorial Pacific), en: Berger, W.H., Kroenke, L.W., Mayer, L.A. (eds.) *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 130, 137-178.
- Chaisson, W. P., Pearson, P. N. (1997). Planktonic foraminifer biostratigraphy at Site 925: Middle Miocene-Pleistocene, en: Shackleton, N.J., Curry, W.B., Richter, C., Bralower, T.J. (eds.). *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 154, 3-31.
- Chin, J. L., Woodrow, D. L., McGann, M., Wong, F. L., Fregoso, T., y Jaffe, B. E. (2010). Estuarine sedimentation, sediment character, and foraminiferal distribution in central San Francisco Bay, California. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 2010-1130, 58p.
- Chiñas, L. R. (1963). *Bosquejo geológico de las Islas Marías*. Tesis de Licenciatura. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura.
- Colleta, B., y Angelier, J. (1981). Faulting evolution of the Santa Rosalia Basin, Baja California, Mexico, en: Ortlieb, L. y Roldán, J. (eds.). *Geology of Northwestern Mexico and Southern Arizona: Hermosillo*. Instituto de Geología, UNAM, 265-274.
- Collins, L. S., Coates, A. G., Berggren, W. A., Aubry, M. P. y Zhang, J. (1996). The late Miocene Panama isthmian strait. *Geology*, 24(8), 687-690.
- Conly, A. G., Brenan, J. M., Bellon, H., y Scott, S. D. (2005). Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(3), 303-341.
- Contreras-Pérez, J., Ramírez-Zerpa, N., y Negrete-Aranda, R. (2012). Modelos tectonoestratigráficos de las cuencas de Tiburón y Wagner en el norte del Golfo de California. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 29(1), 140-157.
- Coria-Monter, E., Monreal-Gómez, M. A., Salas-de-León, D. A., Aldeco-Ramírez, J., y Merino-Ibarra, M. (2014) Differential distribution of diatoms and dinoflagellates in a cyclonic eddy confined in the Bay of La Paz, Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 119(9), 6258-6268.
- Cotton, M. L., y Vander-Haar, S. (1980) Microfossils from Cerro Prieto Geothermal wells, Baja California, Mexico. *Lawrence Berkeley Laboratory Report*, LBL 10303, 8p.
- Coulbourn, W. T., Parker, F. L., y Berger, W. H. (1980). Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the North Pacific. *Marine Micropaleontology*, 5, 329-399.
- Crabtree, C.B. (1989). *A new silverside of the genus Colpichthys from the Gulf of California*, Mexico: *Copeia*, 1989, 558-568.
- Crossey, L. C., Karlstrom, K. E., Lopez Pearce, J., y Dorsey, R. (2013). Geochemistry of springs, travertines and lacustrine carbonates of the Grand Canyon region over the past 12 million years: The importance of groundwater on the evolution of the Colorado River system. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 45 (7), 252.

- Crouch, R. W. y Poag, C. W. (1979). *Amphistegina gibbosa* d'Orbigny from the California borderlands: the Caribbean connection. *Journal of Foraminiferal Research*, 9 (2), 85-105.
- Darling, K. F., Thomas, E., Kasemann, S. A., Sears, H. A., Smart, C. W., y Wade, C. M. (2009). Surviving mass extinction by bridging the benthic/planktic divide. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106 (31), 12629-12633.
- De Klasz, I., Kroon, D., y van Hinte, J. E. (1989). Notes on the foraminiferal genera *Laterostomella* de Klasz and *Rerat* and *Streptochilus* Brönnimann and Resig. *Journal of Micropalaeontology*, 8(2), 215-225.
- Dean, M. A. (1996). Neogene Fish Creek Gypsum and associated stratigraphy and paleontology, southwestern Salton Trough, California, en: Abbott, P.L., y Seymour, D.C. (eds.). *Sturzstroms and detachment faults, Anza-Borrego Desert State Park, California*. California, South Coast Geological Society, Annual Field Trip Guidebook 24, 123-148.
- Delgado-Argote, L. A., López-Martínez, M., y Perrilliat, M. C. (2000). Geologic reconnaissance and Miocene age of volcanism and associated fauna from sediments of Bahía de Los Angeles, Baja California, central Gulf of California. *Geological Society of America Special Papers*, 334, 111-121.
- DeMets, C. (1995). A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific Plate and estimates of Pacific-North America motion. *Geophysical Research Letters*, 22 (24), 3545-3548.
- De-Paolo, D. J. (1986). Detailed record of the Neogene Sr isotopic evolution of seawater from DSDP Site 590B. *Geology*, 14(2), 103-106.
- Desonie, D. L. (1992). Geologic and geochemical reconnaissance of Isla San Esteban: post-subduction orogenic volcanism in the Gulf of California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 52 (1), 123-140.
- Dibblee T. W. (1954). Geology of the Imperial Valley region, California. *Geology of southern California, California Division of Mines Bulletin*, 170, 21-28.
- Dibblee, T.W. (1966). Geologic map of the Ludlow quadrangle, San Bernardino County, California. *U.S. Geological Survey, Miscellaneous Geologic Investigations Map 477*, escala 1:62,500.
- Divakar, N. P. (1990). Distribution of upwelling index planktonic-foraminifera in the sediments of the western continental-margin of India. *Oceanologica Acta*, 13 (3), 327-333.
- Dorsey, R. J. (2006). Stratigraphy, tectonics, and basin evolution in the Anza-Borrego Desert region, en: Jefferson, G. T. y Lindsay, L. E. (eds.). *Fossil Treasures of Anza-Borrego Desert*. San Diego, CA., Sunbelt Publications, 89-104.
- Dorsey, R. J. (2010). Sedimentation and crustal recycling along an active oblique-rift margin: Salton Trough and northern Gulf of California. *Geology*, 38 (5), 443-446.
- Dorsey, R. J., Fluette, A., McDougall, K., Housen, B. A., Janecke, S. U., Axen, G. J. y Shirvell, C. R. (2007). Chronology of Miocene–Pliocene deposits at Split Mountain Gorge, southern California: A record of regional tectonics and Colorado River evolution. *Geology*, 35 (1), 57-60.
- Dorsey, R. J., Housen, B. A., Janecke, S. U., Fanning, C. M. y Spears, A. L. F. (2011). Stratigraphic record of basin development within the San Andreas fault system: Late Cenozoic Fish Creek–Vallecito basin, Southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 123 (5-6), 771-793.
- Dorsey, R. J., O'Connell, B., McDougall, K., y Homan, M. B. (2018). Punctuated Sediment Discharge During Early Pliocene Birth of the Colorado River: Evidence from Regional Stratigraphy, Sedimentology, and Paleontology. *Sedimentary Geology*, 363, 1-33.
- Dorsey, R. J., Umhoefer, P. J., Ingle, J. C. y Mayer, L. (2001). Late Miocene to Pliocene stratigraphic evolution of northeast Carmen Island, Gulf of California: implications for oblique-rifting tectonics. *Sedimentary Geology*, 144: 97-123.
- Dorsey, R., Fluette, A., McDougall, K., Housen, B., Janecke, S.U. (2005). Terminal Miocene arrival of Colorado river sand in the Salton Trough, southern California; Implications for initiation of the Lower Colorado river drainage (abstract), in Geological Society of America Annual Meeting, Salt Lake City. *Geological Society of America, Abstracts with programs*, 37(7), p. 109.
- Dorsey, R.J., Castro, R., Fletcher, J., Lizarralde, D. y Umhoefer, P.J. (2006). Report on RCL-Cortez Workshop: Lithospheric Rupture in the Gulf of California – Salton Trough Region. *MARGINS Newsletter*, 16, 9-13.
- Douglas, R., Gonzalez-Yajimovich, O., Ledesma-Vazquez, J., y Staines-Urias, F. (2007). Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews*, 26(1), 115-129.

- Dowsett, H. J. (1988). Diachrony of late Neogene microfossils in the southwest Pacific Ocean: Application of the graphic correlation method. *Paleoceanography*, 3(2), 209-222.
- Dowsett, H. J. (1989). Application of the graphic correlation method to Pliocene marine sequences. *Marine Micropaleontology*, 14(1-3), 3-32.
- Dryden, A. L. (1931). Accuracy in percentage representation of heavy mineral frequencies. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 17(5), 233-238.
- Duggen, S., Croot, P., Schacht, U., y Hoffmann, L. (2007). Subduction zone volcanic ash can fertilize the surface ocean and stimulate phytoplankton growth: Evidence from biogeochemical experiments and satellite data. *Geophysical Research Letters*, 34 (1).
- Durham, J. W. (1950) Part II. Megascopic Paleontology and Marine Stratigraphy, en: Anderson, Ch. A., Durham, J. W., Shepard, F. P., Natland, M. L. y Revelle, R. 1940 E.W. Scripps cruise to the Gulf of California: The Geological Society of America Memoir 43 (2), 1-216.
- Durham, J. W., y Allison, E. C. (1960). The geologic history of Baja California and its marine faunas. *Systematic Zoology*, 9 (2), 47-91.
- Eldredge, L. G., y Kropp, R. K. (1985). Volcanic ashfall effects on intertidal and shallow-water coral reef zones at Pagan, Mariana Islands, en: *Tahiti, Proc 5th Int Coral Reef Congress*, 4, 195-200.
- Ellis, B. F., y Messina, A. R. (1940). *Catalogue of foraminifera: American Museum of Natural History*, 149p.
- Escalona-Alcázar, F. D., Argote, L. A. D., Martínez, M. L., y Márquez, G. R. (2001). Late Miocene volcanism and marine incursions in the San Lorenzo Archipelago, Gulf of California, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 1 (1), 111-128.
- Fairbanks, H.W. (1893). Geology of San Diego County also portions of Orange and San Bernardino Counties. *California State Mineral Bureau, 11th Annual Report of the State Mineralogist*, 88-90.
- Federal Geographic Data, C. (2006). *FGDC Digital Cartographic Standard for Geologic Map Symbolization*. Reston, Va., Federal Geographic Data Committee Document Number FGDC-STD-013-2006, 263p.
- Fensome, R. A., Williams, G. L., y MacRae, R. A. (2009). Late Cretaceous and Cenozoic fossil dinoflagellates and other palynomorphs from the Scotian Margin, offshore eastern Canada. *Journal of Systematic Palaeontology*, 7 (1), 1-79.
- Finger, K. L. (1992). Biostratigraphic atlas of Miocene foraminifera from Monterey and Modelo formations, Central and South California. *Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ.*, 29, 1-179.
- Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O. y Gehrels, G. E. (2007). Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, 119 (11-12): 1313-1336.
- Fletcher, J. M., y Munguia, L. (2000). Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California. *Tectonics*, 19 (6), 1107-1123.
- Frogner, P., Gíslason, S. R., y Oskarsson, N. (2001). Fertilizing potential of volcanic ash in ocean surface water. *Geology*, 29 (6), 487-490.
- Gastil, G., Krummenacher, D., Doupont, J., Bushee, J., Jensky, W., y Barthelmy, D. (1976). La zona batolítica del sur de California y el occidente de México. *Bol. Soc. Geolo. Mex.*, 37, 2, 84-90.
- Gastil, G., Neuhaus, J., Cassidy, M., Smith, J. T., Ingle Jr., J. C. y Krummenacher, D. (1999). Geology and Paleontology of southwestern Isla Tiburón, Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 16(1): 1-34.
- Geraga, M., S. Tsaila-Monopolis, C. Ioakim, G. Papatheodorou, y G. Ferentinos (2000). Evaluation of palaeoenvironmental changes during the last 18,000 years in the Myrtoon basin, SW Aegean Sea, Palaeogeogr. Palaeoclimatol. *Palaeoecol.*, 156, 1-17.
- Gilly, W. F., Beman, J. M., Litvin, S. Y., y Robison, B. H. (2013). Oceanographic and biological effects of shoaling of the oxygen minimum zone. *Annual review of marine science*, 5, 393-420.
- Gómez-Ponce, M. (1971). Sobre la presencia de estratos marinos del Mioceno en el estado de Sonora, México. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, 3 (4), 77-78.
- Gómez-Sánchez, D. P. (2013). *Estratigrafía de la Formación Trinidad en la localidad El Torote, Baja California Sur, México*. Tesis de licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California Sur.

- González-Fernández, A., J. J. Dañobeitia, L. A. Delgado-Argote, F. Michaud, D. Córdoba, and R. Bartolomé (2005), Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfín basins, northern Gulf of California, *J. Geophys. Res.*, 110, B01313.
- González-Yajimovich, O., Douglas, R. G., y Gorsline, D. S. (2005). The preserved carbonate record in Holocene sediments of the Alfonso and Pescadero basins, Gulf of California, Mexico. *Proceedings of the Geologists Association*, 116 (3-4), 315-330.
- Gonzalvo, C. (2002). Metodología: muestreos, técnicas de preparación y métodos de estudio. En: Molina, E. (ed.), *Micropaleontología: España*, Prensas Universitarias de Zaragoza, 27-42.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M., y Ogg, G. (eds.), (2012). *The geologic time scale 2012*. Amsterdam, Elsevier, 2 vols. 1144p.
- Hamilton, W. (1960). Pliocene (?) sediments of salt water origin near Blythe, southeastern California. *U.S. Geological Survey Prof. Paper* 440B, B276-B277.
- Hanna, G. D. y W. M. Grant (1926). Expedition to the Revillagigedo Islands, Mexico, in 1925. II. Miocene marine diatoms from Maria Madre Island, Mexico. *Proc. California Acad. Sci.*, 15, 115-193.
- Hanna, M. A. (1926). Geology of the La Jolla Quadrangle, California. *Department of Geological Sciences, University of California Publications*, 16(7), 187-216.
- Harvey, J. C. (2014). Zircon age and oxygen isotopic correlations between Bouse Formation tephra and the Lawlor Tuff. *Geosphere*, 10, 221-232.
- Hayashi, H., y Takahashi, M. (2008). Numerical age of the planktonic foraminiferal zonal boundary between N15 and N16 in the mid-latitude northwest Pacific region. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, 59 (7-8), 415-422.
- Hays, J. D., Cook, H., Jenkins, G., Orr, W., Goll, R., Cook, F., Millow, D., y Fuller, J. (1972) An interpretation of the geologic history of the eastern equatorial Pacific from the drilling results of Glomar Challenger, Leg 9, en: Hays, J. D., et al., (eds.). *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*, Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 9, 909-931.
- Hays, J., Saito, T., D Opdyke, N., y Burckle, L. H. (1969). Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. *Geological Society of America Bulletin*, 80 (8), 1481-1514.
- Helenes, J. y Carreño, A. L. (1999). Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 589-605.
- Helenes, J., Carreño, A. L. y Carrillo, R. M. (2009). Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California. *Marine Micropaleontology*, 72, 10-25.
- Hemleben, C., Spindler, M. y Anderson O. R. (1989). *Modern planktonic foraminifera*. New York, Springer-Verlag, 363p.
- Hernández-Ayón, J. M., Chapa-Balcorta, C., Delgadillo-Hinojosa, F., Camacho-Ibar, V. F., Huerta-Díaz, M. A., Santamaría-del-Angel, E., Galindo-Bect S., y Segovia-Zavala, J. A. (2013) Dynamics of dissolved inorganic carbon in the Midriff Islands region of the Gulf of California: Influence of water masses. *Ciencias Marinas*, 39(2), 183-201.
- Hernández-Pérez, C., (2012). *Foraminíferos neogénicos de la Formación Carmen, Isla Monserrat, BCS: Bioestratigrafía y Paleoambiente*. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias UNAM.
- Hertlein, L. G. (1968) Three Late Cenozoic Molluscan Faunules from Baja California: With a Note on Diatomite from West of San Felipe. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 30 (19), 401-405.
- Hertlein, L. G., y Emerson, W. K. (1959). Pliocene and Pleistocene megafossils from the Tres Marías Islands, en: *Results of the Puritan-American Museum of Natural History Expedition to Western Mexico*. American Museum novitates, 1940, 15p.
- Hills, S. J., y Thierstein, H. R. (1989). Plio-Pleistocene calcareous plankton biochronology. *Marine Micropaleontology*, 14 (1-3), 67-96.
- Hodell, D. A., Kamenov, G. D., Hathorne, E. C., Zachos, J. C., Röhl, U., y Westerhold, T. (2007). Variations in the strontium isotope composition of seawater during the Paleocene and early Eocene from ODP Leg 208 (Walvis Ridge). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(9), 1-15.
- Holt, J. W., Holt, E. W., y Stock, J. M. (2000). An age constraint on Gulf of California rifting from the Santa Rosalía basin, Baja California Sur, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 112 (4), 540-549.

- Homan, M. (2014). Sedimentology and Stratigraphy of the Miocene-Pliocene Bouse Formation near Cibola, Arizona and Milpitas Wash, California: Implications for the Early Evolution of the Colorado River. Tesis de Maestría. University of Oregon, 128p.
- House, P. K., Pearthree, P. A., Howard, K. A., Bell, J. W., Perkins, M. E., Faulds, J. E., y Brock, A. L. (2005). Birth of the lower Colorado River—Stratigraphic and geomorphic evidence for its inception near the conjunction of Nevada, Arizona, and California. *Field Guides*, 6, 357-387.
- House, P. K., Pearthree, P. A., y Perkins, M. E. (2008). Stratigraphic evidence for the role of lake spillover in the inception of the lower Colorado River in southern Nevada and western Arizona. *Geological Society of America Special Papers*, 439, 335-353.
- Howard, K. A., House, P. K., Dorsey, R. J., y Pearthree, P. A. (2014) River-evolution and tectonic implications of a major Pliocene aggradation on the lower Colorado River: The Bullhead Alluvium. *Geosphere*, 11 (1), 1-30.
- Ibaraki, M. (1997). Planktonic foraminifera from the Trinidad Formation in Baja California and their Paleooceanographic Implications. *Reports of the Faculty of Science, Universidad de Shizuoka*, 31, 35-43.
- Ingle, J. C. (1967). Foraminiferal biofacies variation and the Miocene-Pliocene boundary in southern California. *Bull. Amer. Paleontology*, 52 (236), 217-394.
- Ingle, J. C. (1973). Summary comments on Neogene biostratigraphy, physical stratigraphy, and palaeo-oceanography in the marginal northeastern Pacific Ocean, en: Kulm, L. D. et al. (eds.). *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 18, 949-960.
- Ingle, J. C. (1974). Paleobathymetric history of Neogene marine sediments, northern Gulf of California, en: Gastil R. G. y Lillegraven J., (eds.). *Geology of Peninsular California: Los Angeles, American Association of Petroleum Geologist Guidebook*, 121-138.
- Ingle, J. C. (1977). Summary of late Neogene planktic foraminiferal biofacies, biostratigraphy, and paleoceanography of the marginal north Pacific Ocean, en: *Proc. First Int. Congr. Pacific Neogene Stratigraphy*: Tokyo, Kaiyo Shuppan Company, 177-182.
- Ingle, J. C. (1982). Microfaunal evidence of age and depositional environments of the Cerro Prieto section (Plio-Pleistocene). Baja California, Mexico. *Lawrence Berkeley National Laboratory Report LBL-13897*, 27p.
- Jenkins, D. G., y Orr, W. N. (1972). Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the eastern equatorial Pacific—DSDP Leg 9, en: Hays J. D., et al. (eds.). *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 9, 1059-1193.
- Jordan, E. K., y Hertlein, L. G. (1926). Expedition to the Revillagigedo Islands México, in 1925, IV. A Pliocene fauna from María Madre Island, México. *Proceedings of the California Academia of Sciences*, 4 (15), 209-215.
- Juillet-Leclercq, A., y Schrader H. (1987). Variations of upwelling intensity recorded in varved sediment from the Gulf of California during the past 3,000 years. *Nature*, 329, 146-149.
- Kaneps, A. G. (1973). Cenozoic planktonic foraminifera from the eastern equatorial Pacific Ocean, en: Van Andel T.H., et al. (eds.). *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 16, 713-745.
- Karig, D. E. y Jansky, E. (1972). The Proto-Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters*, 17, 169-174.
- Keigwin, L. D. (1976). Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of the Panama Basin. *Micropaleontology*, 22 (4), 419-442.
- Keigwin, L. D. (1978). Pliocene closing of the Isthmus of Panama, based on biostratigraphic evidence from nearby Pacific Ocean and Caribbean Sea cores. *Geology*, 6 (10), 630-634.
- Keigwin, L. D. (1982). Isotopic paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: role of Panama uplift in late Neogene time. *Science*, 217 (4557), 350-353.
- Keigwin, L. D. (2002). Late Pleistocene-Holocene paleoceanography and ventilation of the Gulf of California. *Journal of Oceanography*, 58 (2), 421-432.
- Keller, G. (1979). Late Neogene paleoceanography of the North Pacific DSDP sites 173, 310, and 296. *Marine Micropaleontology*, 4, 159-172.
- Keller, G. (1980). Middle to late Miocene planktonic foraminiferal datum levels and paleoceanography of the north and southeastern Pacific Ocean. *Marine Micropaleontology*, 5, 249-281.
- Keller, G. (1981). Miocene biochronology and paleoceanography of the North Pacific. *Marine Micropaleontology*, 6 (5-6), 535-551.

- Keller, G. (2005). Impacts, volcanism and mass extinction: random coincidence or cause and effect? *Australian Journal of Earth Sciences*, 52 (4-5), 725-757.
- Keller, G., y Poore, R. Z. (1980). *Globigerinoides kennetti*, a new late Miocene to earliest Pliocene planktonic foraminifer from the Atlantic and Pacific oceans. *Micropaleontology*, 26 (2), 189-192.
- Kennett, J. P. y Srinivasan, M. S. (1983). *Neogene planktonic foraminifera, a phylogenetic Atlas: USA*, Hutchinson Ross Publishing Co., 265p.
- Kennett, J. P., Keller G., y Srinivasan M. S. (1985). Miocene planktonic foraminiferal biogeography and paleoceanography development of the Indo-Pacific region, en: Kennett J. P. (ed.). *The Miocene ocean: paleoceanography and biogeography*: Geological Society of America Memoir 163, 197-236.
- Kew, W. S. (1914). Tertiary echinoids of the Carrizo Creek region in the Colorado Desert. *California University Dept. Geology Bull.*, 8, 39-60.
- Kidwell, S. M., Winker, C. D., y Gyllenhaal, E. D. (1988). Transgressive stratigraphy of a marine rift basin: Neogene Imperial Formation, northern Gulf of California. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 20, A380p.
- Kleinpell, R. M. (1938). *Miocene stratigraphy of California*. Tulsa, Okla, American Association of Petroleum Geologists, 450p.
- Knappertsbusch, M. (2007). Morphological variability of *Globorotalia menardii* (planktonic foraminifera) in two DSDP cores from the Caribbean Sea and the Eastern Equatorial Pacific. *Carnets de Géologie/Notebooks on Geology*, 4, 1-34.
- Kucera, M. (1998) Biochronology of the mid-Pliocene *Sphaeroidinella* event. *Marine Micropaleontology*, 35 (1), 1-16.
- Kucera, M. (2007) Chapter six: planktonic foraminifera as tracers of past oceanic environments, en: Hillaire-Marcel, C. y De Vernal A. (eds.). *Developments in marine geology*: Elsevier, 1, 213-262.
- Kucera, M., y Schönfeld, J. (2007). The origin of modern oceanic foraminiferal faunas and Neogene climate change, en: Williams, M., Haywood A. M., Gregory, F. J., y Schmidt D. N. (eds.). *Deep-Time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*: London, The Geological Society, 2, 409-426.
- Kumar y Srinivasan (2016). *Micropaleontology. Principles and Applications*, Springer, 514p.
- Langmann, B., Zakšek, K., Hort, M., y Duggen, S. (2010). Volcanic ash as fertiliser for the surface ocean. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10 (8), 3891-3899.
- Lara-Lara, J. R., y Álvarez-Borrego, S. (2014). Phytoplankton biomass and production at the entrance to the Gulf of California, en: E. V., Wehncke, J. R., Lara-Lara, S. Álvarez-Borrego y E. Ezcurra (eds.). *Conservation science in Mexico's northwest, Ecosystem status and trends in the Gulf of California: Mexico*, Instituto Nacional de Ecología, 1-16.
- Lavín, M. F., Beier, E., y Badan, A. (1997). Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*, 41-171.
- Lavín, M. F., Castro, R., Beier, E., Godínez, V. M., Amador, A. y Guest, P. (2009) SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *Journal of Geophysical Research*, 11: C02025.
- Lavín, M. F., Castro, R., Beier, E., y Godínez, V. M. (2013) Mesoscale eddies in the southern Gulf of California during summer: Characteristics and interaction with the wind stress. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118 (3), 1367-1381.
- Lavín, M. F., y Marinone, S. G. (2003). An overview of the physical oceanography of The Gulf of California, en: Velasco F., et al. (eds.). *Nonlinear processes in Geophysical fluid dynamics*: Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 173-204.
- Leckie, R. M. (2009). Seeking a better life in the plankton. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106 (34), 14183-14184.
- Juillet-Leclerc, A., y Schrader, H. (1987). Variations of upwelling intensity recorded in varved sediment from the Gulf of California during the past 3,000 years. *Nature*, 329(6135), 146-149.
- Ledesma-Vázquez, J. y Johnson, M. E. (2001). Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution of Bahía Concepción region, Baja California Sur (Mexico). *Sedimentary Geology*, 144, 83-96.
- Ledesma-Vázquez, J., Carreño, A. L., y Guardado-France, R. (2011). Biogenic coastal deposits: Isla del Carmen, Gulf of California, Mexico. *Facies*, 58 (2), 169-178.
- Ledesma-Vázquez, J., Montiel-Boehringer, A., Backus, D., Johnson, M. M., y Fernández-Díaz, V. (2007). Armored mud balls in tidal environments, Pliocene in the Gulf of California. *Cuadernos del Museo Geominero*, 8, 235-238.

- Lee, J., Miller, M. M., Crippen, R., Hacker, B., y Vazquez, J. L. (1996). Middle Miocene extension in the Gulf extensional province, Baja California. *Evidence from the southern Sierra Juarez: Geological Society of America Bulletin*, 108, 505–525.
- Levin, L. A. (2003). Oxygen minimum zone benthos: adaptation and community response to hypoxia. *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review*, 41, 1-45.
- Li, Q., Radford, S. S., y Banner, F. T. (1992). Distribution of microporifera tenuitellid planktonic foraminifers in Holes 747a and 749b, Kerguelen Plateau, en: Wise, S. W. y Schlich, R. (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 120, 569-594.
- Lizarralde, D., Axen, G. J., Brown, H. E., Fletcher, J. M., González-Fernández, A., Harding, A. J., Holbrook, W. S., Kent, G. M., Paramo, P., Sutherland, F. (2007). Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448 (7152), 466-469.
- Lluch-Cota, S. E. (2000). Coastal upwelling in the eastern Gulf of California. *Oceanológica Acta*, 23 (6), 731-740.
- Lluch-Cota, S. E., Aragón-Noriega E. A., Arreguín-Sánchez, F., Aurióles-Gamboa, D., Bautista-Romero, J., Brusca, R. C., Cervantes-Duarte, R., Cortés-Altamirano, R., Monte-Luna, P., Esquivel-Herrera, A., Fernández, M. E., Hendrick, G., Hernández-Vázquez S., Herrera-Cervantes H., Kahru M., Lavín M., Lluch-Belda D., Lluch-Cota D. B., López-Martínez J., Marinone S. G., Nevárez-Martínez M. O., Ortega-García S., Palacios-Castro E., Parés-Sierra A., Ponce-Díaz G., Ramírez-Rodríguez M., Salinas-Zavala C. A., Schwartzlose R. A., y Sierra-Beltrán A. P. (2007). The Gulf of California: Review of ecosystem status and sustainability challenges. *Progress in Oceanography*, 73, 1-26.
- Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California, en: Winterer, E. L., Hussong, D. M. y Decker, R. W. (eds.). *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: The Geology of North America: Geological Society of America, Boulder Co.* 499-521.
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N. J., Laskar, J., y Wilson, J. (2004) Orbital tuning calibrations and conversions for the Neogene Period, en: Gradstein, F. M., Ogg, G. y Smith, A. G. (eds.). *A Geological Time Scale 2004: Cambridge University Press*, 469-471.
- Lucchitta, I., McDougall, K., Metzger, D. G., Morgan, P., Smith, G. R., y Chernoff, B. (2001). The Bouse formation and post-Miocene uplift of the Colorado Plateau, en: Young, R. A., y Spamer, E. E., (eds.). *The Colorado River: Origin and evolution, Grand Canyon, Arizona*. Grand Canyon Association, 173-178.
- Lyle, M., y Baldauf, J. (2015) Biogenic sediment regimes in the Neogene equatorial Pacific, IODP Site U1338: Burial, production, and diatom community. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 433, 106-128.
- Macy, J. P. (2005), *Miocene Rotation and Quaternary Uplift of Carmen Island, Baja California Sur, México*. Tesis de Maestría. Northern Arizona University.
- Malmgren, B. A. (1983). Ranking of dissolution susceptibility of planktonic-foraminifera at high-latitudes of the South-Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 8 (3), 183-191.
- Martín-Barajas, A. (2000). Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53 (1), 72-83.
- Martín-Barajas, A., González-Escobar, M., Fletcher, J. M., Pacheco, M., Oskin, M., y Dorsey, R. (2013). Thick deltaic sedimentation and detachment faulting delay the onset of continental rapture in the northern Gulf of California: Analysis of seismic reflection profiles. *Tectonics*, 32(5), 1294-1311.
- Martín-Barajas, A., Stock, J. M., Layer, P., Hausback, B., Renne, P., y López-Martínez, M. (1995). Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos volcanic province, northeastern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 107(4), 407-424.
- Martín-Barajas, A., Téllez-Duarte, M., y Stock, J. M. (1997) The Puertecitos Formation: Pliocene volcanoclastic sedimentation along an accommodation zone in northeastern Baja California, en: Johnson, M. E. y Ledesma-Vázquez, J. (eds.), Pliocene carbonate and related facies flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 318, 1-24.
- Martín-Barajas, A., Vázquez-Hernández, S., Carreño, A. L., Helenes, J., Suárez-Vidal, F., y Álvarez-Rosales, J. (2001). Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna Salada basin, northern Baja California, Mexico. *Sedimentary Geology*, 144(1), 5-35.
- Martínez-Gutiérrez, G., y Sethi, P. S. (1997). Miocene-Pleistocene sediments within the San José del Cabo Basin, en: Johnson, M. E. y Ledesma-Vázquez, J. (eds.). *Pliocene carbonate and related facies flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico: Geological Society of America Special Paper*, 318, 141-156.

- Martini, E. (1971). Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation, en: Farinacci A. (ed.). *Proceedings II Planktonic Conference*: Roma, 2, 739-785.
- Matoba, V. y Oda, M. (1982). Late Pliocene to Holocene planktonic foraminifers of the Guaymas basin, Gulf of California, sites 477 through 481, en: Curray, J. R., *et al.*, (eds.). *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 64, 1003-1026.
- Matti, J.C., Morton, D.M., y Cox, B.F. (1985). Distribution and Geologic Relations of Fault Systems in the Vicinity of the Central Transverse Ranges. *U.S. Geological Survey Open-File Report* 85-365, 27p.
- Matti, J.C., y Morton, D.M. (1993) Paleogeographic evolution of the San Andreas fault in southern California: A reconstruction based on a new cross fault correlation, en: Powell, R.E., Weldon, R.J., y Matti, J.C. (eds.). *The San Andreas Fault System: Displacement, Palinspastic Reconstruction, and Geologic Evolution*: Geological Society of America Memoir, 178, 107-159.
- Mayoral, E., Santos, A., Ledesma-Vázquez, J., Johnson, M. E., y Baarli, B. G. (2010). Paleocnología de la Loma del Tirabuzón, Plioceno medio de Santa Rosalía, Baja California Sur, México. *Publicaciones del Seminario de Paleontología de Zaragoza*, 9, 172-175.
- McArthur, J. M., Howarth, R. J., y Bailey, T. R. (2001) Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0-509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *The Journal of Geology*, 109(2), 155-170.
- McCloy, C. (1984). Stratigraphy and depositional history of the San Jose del Cabo trough, Baja California Sur, Mexico, en: Frizzell, V. A. (ed.). *Geology of the Baja California Peninsula*: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 39, 267-273.
- McCloy, C., Ingle, J. C., y Barron, J. A. (1988). Neogene stratigraphy, foraminifera, diatoms, and depositional history of Maria Madre Island, Mexico: Evidence of early Neogene marine conditions in the southern Gulf of California. *Marine Micropaleontology*, 13(3), 193-212.
- McConnell, M. C., y Thunell, R. C. (2005). Calibration of the planktonic foraminiferal Mg/Ca paleothermometer: Sediment trap results from the Guaymas Basin, Gulf of California. *Paleoceanography*, 20(2), PA2016.
- McDougall, K. (2008). Late Neogene marine incursions and the ancestral Gulf of California. *Geological Society of America Special Papers*, 439, 355-373.
- McDougall, K. y Miranda-Martínez, A.Y. (2016). Bouse Formation along the lower Colorado River corridor: tracking the transition from marine estuary to saline lake, en: Reynolds, R. (ed.). *Going LOCO, Investigations along the lower Colorado River: 2016 Desert Symposium field Guide and proceedings*, California State University Desert Studies Center, 140-144.
- McDougall, K., Poore, R. Z. y Matti, J. (1999). Age and Paleoenvironment of the Imperial formation near San Gregorio Pass, Southern California. *Journal of Foraminiferal Research*, 29(1):4-25.
- McDougall, K., y Miranda-Martínez, A. Y. (2014). Evidence for a marine incursion along the lower Colorado River corridor. *Geosphere*, 10(5), 842-869.
- McGowran, B. (2005). *Biostratigraphy: microfossils and geological time*: Cambridge, Cambridge University Press, 459 pp.
- McLean, H. (1987). K-Ar ages confirm Pliocene age for oldest Neogene marine strata near Loreto, Baja California Sur, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71 (5), 591.
- McLean, H. (1988). *Reconnaissance geologic map of the Loreto and part of the San Javier quadrangles, Baja California Sur, Mexico*. U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-2000, escala 1:50,000.
- McTeague, M.S. (2006). Marginal strata of the east central San Jose del Cabo basin, Baja California, Mexico. Tesis de maestría Northern Arizona University.
- Mendenhall, W.C. (1910). Geology of Carrizo Mountain, California. *The Journal of Geology*, 18,336-355.
- Metzger, D. G. (1968). The Bouse Formation (Pliocene) of the Parker-Blythe-Cibola area, Arizona and California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 600-D, D126-D136.
- Metzger, D.G., y Loeltz, O.J. (1973). Geohydrology of the Needles area, Arizona, California, and Nevada. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 486-J, 54p.
- Miller, K.G., Mountain, G.S., Wright, J.D., Browning, J.V. (2011). A 180-million-year record of sea level and ice volume variations from continental margin and deep-sea isotopic records. *Oceanography*, 24 (2), 40-53.
- Miller, N. C., y Lizarralde, D. (2013). Thick evaporites and early rifting in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Geology*, 41(2), 283-286.

- Miranda-Avilés, R., Beraldi-Campesi, H., Puy-Alquiza, M. J., & Carreño, A. L. (2005). 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. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 22(2), 148-158.
- Miranda-Martínez, A. Y., Carreño, A. L., y McDougall, K. (2017). The Neogene genus *Streptochilus* (Brönnimann and Resig, 1971) from the Gulf of California. *Marine Micropaleontology*, 132, 35-52.
- Molina-Cruz, A. (1994). Bioestratigrafía y significado paleoceanográfico de los radiolarios de la protoboca del Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 20(4), 441-465.
- Molina-Cruz, A., Pérez-Cruz, L., y Monreal-Gómez, M. A. (2002). Laminated sediments in the Bay of La Paz, Gulf of California: a depositional cycle regulated by pluvial flux. *Sedimentology*, 49(6), 1401-1410.
- Muffler, L. J. P., y White, D. E. (1969). Active metamorphism of upper Cenozoic sediments in the Salton Sea geothermal field and the Salton trough, southeastern California. *Geological Society of America Bulletin*, 80, 157-182.
- Naidu, P. D. (1990). Distribution of upwelling index planktonic-foraminifera in the sediments of the western continental-margin of India. *Oceanologica Acta*, 13(3), 327-333.
- Naidu, P. D., y Malmgren, B. A. (1996) A high-resolution record of late Quaternary upwelling along the Oman Margin, Arabian Sea based on planktonic foraminifera. *Paleoceanography*, 11(1), 129-140.
- Natland, M. L. (1950) Part IV. Report on the Pleistocene and Pliocene Foraminifera, en: Anderson, Ch. A., Durham, J. W., Shepard, F. P., Natland, M. L. y Revelle, R. 1940 E. W. Scripps cruise to the Gulf of California. *The Geological Society of America Memoir* 43, 54p.
- Nisancioglu, K. H., Raymo, M. E., y Stone, P. H., (2003). Reorganization of Miocene deep water circulation in response to the shoaling of the Central American Seaway. *Paleoceanography*, 18(1).
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (2005), North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 89 (11), 1547-1591.
- Ochoa-Landín, L. C., Thierry, Escandón, F., Segura, E. P., y Ruiz, J., (2000). Sedimentology and Stratigraphy of the Upper Miocene El Boleo Fm, Santa Rosalía, Baja California, Mexico. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 17(2), 83-96.
- Okada, H., y Bukry, D. (1980) Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation. *Marine Micropaleontology*, 5, 321-325.
- Olmsted, F.H., Loeltz, O.J., and Irelan, B. (1973) Geohydrology of the Yuma area, Arizona and California. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 486-H, H1-H227.
- Opdyke, N. D., Lindsay, E. H., Johnson, N. M., y Downs, T. (1977). The paleomagnetism and magnetic polarity stratigraphy of the mammal-bearing section of Anza Borrego State Park, California. *Quaternary Research*, 7(3), 316-329.
- Ortlieb, L., y Colletta, B. (1984). Síntesis cronoestratigráfica sobre el Neógeno y el Cuaternario marino de la Cuenca de Santa Rosalía, Baja California Sur, México, en: Malpica-Cruz, V., et al. (eds.). *Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium*: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Contributions volume, 241-260.
- Oskin, M. y Stock, J. (2003). Marine incursions synchronous with plate boundary localization in the Gulf of California *Geology*, 31, 23-26.
- Oskin, M., Stock, M. J. y Martín-Barajas, A. (2001). Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*, 29, 459-463.
- Pacheco, M., Martín-Barajas, A., Elders, W., Espinosa-Cardeña, J. M., Helenes, J., y Segura, A., (2006). Stratigraphy and structure of the Altar basin of NW Sonora: Implications for the history of the Colorado River delta and the Salton trough. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 23(1), 1-22.
- Pantoja-Alor, J., y Carrillo-Bravo, J. (1966) Bosquejo de la región de Santiago-San José del Cabo. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 58, 1-14.
- Pappajohn, S. (1980). *Description of Neogene marine section at Split Mountain, easternmost San Diego County, California*. Tesis de Maestría. San Diego State University.
- Parker, F. L. (1967) Late Tertiary biostratigraphy (planktonic foraminifera) of tropical Indo-Pacific deep-sea cores. *Bulletins of American Paleontology*, 52, 115-203.
- Parker, F. L. (1971). Distribution of planktonic foraminifera in Recent deep-sea sediments, en: Funnel, B. M. y Riedel, W. R. (eds.). *The Micropaleontology of the Oceans*: Cambridge, Cambridge University Press, 289-307.

- Parker, F. L. (1973). Living planktonic Foraminifera from the Gulf of California. *Journal of Foram. Res.* 3(2), 70-77.
- Pérez-Cruz, L. (2006). Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. *Quaternary Research*, 65(3), 401-410.
- Pérez-Cruz, L., y Urrutia-Fucugauchi, J. (2010). Holocene laminated sediments from the southern Gulf of California: geochemical, mineral magnetic and microfossil study. *Journal of Quaternary Science*, 25(6), 989-1000.
- Pérez-Guzmán, A. M. (1983). *Biostratigraphic and paleoceanographic reconstruction of the late Miocene in Baja California and Tres Marias Islands, Mexico*. Tesis de Doctorado Texas, Rice University.
- Pérez-Guzmán, A. M., (1985). Radiolarian biostratigraphy of the late Miocene in Baja California and the Tres Marias Islands, Mexico. *Micropaleontology*, 31, 320-334.
- Perry, C. T., y Taylor, K. G., (2006). Inhibition of dissolution within shallow water carbonate sediments: impacts of terrigenous sediment input on syn-depositional carbonate diagenesis. *Sedimentology*, 53(3), 495-513.
- Peterson, M.S. (1975). Geology of the Coachella Finglomerate, en: Crowell, J.C., (ed.). *San Andreas fault in southern California*: California Division of Mines and Geology Special Report 118, 119–126.
- Phleger, F. B. (1960). *Ecology and distribution of recent foraminifera*: Baltimore, John Hopkins Press, 297p.
- Piazza, M., y Robba, E., (1994). Pectinids and oysters from the Pliocene Loreto Basin (Baja California Sur, Mexico). *Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia*, 100 (1), 33-70.
- Pierce, R. L. (1972). Reevaluation of the late Miocene biostratigraphy of California: summary of evidence, en: Stinmeyer E. H., (ed.). *The Pacific coast Miocene biostratigraphic symposium: Bakersfield, California, Soc. Econ. Paleont. Min. Pacific section 47th proceedings*, 34–340.
- Piña-Arce, M., (2010). *Bioestratigrafía con Nanofósiles Calcáreos en el área del Rancho Los Algodones Baja California Sur, México: La Paz, Baja California Sur*. Tesis de Licenciatura. Universidad Autónoma de Baja California Sur.
- Pompa-Mera, V., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Weber, B., Solís-Pichardo, G., Villanueva-Lascurain, D., y Layer, P., (2013). Geología, geocronología y geoquímica de la Isla María Madre, Nayarit, México: *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 30(1), 1-23.
- Poore, R. Z., (1981). Miocene through Quaternary planktonic foraminifers from offshore southern California and Baja California, en: Orlofsky, S. (ed.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 63, 415-436.
- Poore, R. Z., H. J. Dowsett, S. Verardo, y Quinn T. M., (2003). Millennial- to century-scale variability in Gulf of Mexico Holocene climate records. *Paleoceanography*, 18, 1048.
- Powell, A. J. (1992). Dinoflagellate cysts of the Tertiary System, en: Powell, A. J. (ed.). *A stratigraphic index of dinoflagellate cysts*: London, Chapman & Hall, 155-251.
- Powell, C. L. (1987). The Miocene and Pliocene Imperial Formation of southern California and its molluscan fauna: overview. *Western Society of Malacologists Annual Report*, 20, 11-18.
- Premoli-Silva, I. P., y Sliter, W. V., (1999). Cretaceous paleoceanography: evidence from planktonic foraminiferal evolution. *Special Papers-Geological Society of America*, 301-328.
- Prol-Ledesma, R. M., Torres-Vera, M. A., Rodolfo-Metalpa, R., Angeles, C., Deveze, C. H. L., Villanueva-Estrada, R. E., y Robinson, C. (2013). High heat flow and ocean acidification at a nascent rift in the northern Gulf of California. *Nature communications*, 4, 1388.
- Quinn, H.A., Y Cronin, T.M. (1984). Micropaleontology and depositional environments of the Imperial and Palm Spring Formations, Imperial Valley, California, en: Rigsby, C.A., (ed.). *The Imperial Basin—Tectonics, sedimentation and thermal aspects*: Los Angeles, California, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists Mineralogists, 71–85.
- Quiroz-Barroso, S. A. y M. D. C. Perrilliat. (1989). *Pectínidos del Plioceno del área de Santa Rosalía, Baja California Sur*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, 53, 1–79.
- Rasmussen, T. L., y Thomsen, E. (2008). Warm Atlantic surface water inflow to the Nordic seas 34–10 calibrated ka BP. *Paleoceanography*, 23(1).
- Remeika, P., Jefferson, G. T., y Murray, L. K. (1995). Fossil vertebrate faunal list for the Vallecito-Fish Creek and Borrego-San Felipe Basins, Anza-Borrego Desert State Park and vicinity, California, en: Remeika P. y Sturz A. (eds.). *Paleontology and Geology of the western Salton Trough Detachment*,

- Anza Borrego Desert State Park, California: Field trip guidebook*: San Diego, San Diego Association of Geologists, 82-93.
- Resig, J. M. (1993). Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of biserial planktonic foraminifers, Ontong Java Plateau, en: W. H. Berger, L. W. Kroenke, y L. A. Mayer (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, 130, 231-244.
- Resig, J. M., y Kroopnick, P. M. (1983). Isotopic and distributional evidence of a planktonic habit for the foraminiferal genus *Streptochilus* Brönnimann and Resig, 1971. *Marine Micropaleontology*, 8 (3), 235-248.
- Resig, J. M. (1989). Stratigraphic distribution of late Neogene species of the planktonic foraminifer *Streptochilus* in the Indo-Pacific. *Micropaleontology*, 35(1), 49-62.
- Reynolds, R. E., Miller, D.M., y Bright, J. (2008) Possible Bouse Formation in the Bristol Lake basin, California, en: Reynolds, R.E. (ed.). *Trough to trough: The Colorado River and the Salton Sea: Proceedings of the 2008 Desert Symposium*: Fullerton, California State University, and Desert Studies Consortium and LSA Associates, Inc., 62–67.
- Reynolds, S. J., Florence, F.P., Welty, J.W., Roddy, M.S., Currier, D.A., Anderson, A.V., y Keith, S.B. (1986) Compilation of radiometric age determinations in Arizona. *Arizona Geological Survey Bulletin* 197, 258p.
- Riedel, W. R., y Sanfilippo, A. (1978). Stratigraphy and evolution of tropical Cenozoic radiolarians. *Micropaleontology*, 24(1), 61-96.
- Ripa, P., y Velázquez, G. (1993). Modelo unidimensional de la marea en el Golfo de California. *Geofísica Internacional*, 32(1).
- Roden, G. I. (1964). Oceanographic aspects of the Gulf of California, en: Van Andel, T. H. y Shor, G. G., Jr. (eds.). *Marine Geology of the Gulf of California: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 3, 30-58.
- Rodríguez-Quintana, R. (1988). Estudio paleontológico de la clase gasterópoda (mollusca) de la formación Trinidad, Baja California Sur. Tesis de Licenciatura, La Paz, Universidad Autónoma de Baja California Sur, 97p.
- Rodríguez-Quintana, R., y Segura-Vernis, L.R., (1991). Gasterópodos fósiles de la Formación Trinidad, Baja California Sur, en: Carrillo-Chávez, A. y Álvarez-Arellano, A. (eds.). *Memorias de la Primera Reunión Internacional sobre Geología de la Península de Baja California*: La Paz, Sociedad Geológica Peninsular, Universidad Autónoma de Baja California Sur, 111-133.
- Rozo-Vera, G. A. y Carreño, A. L. (1988). Distribución de foraminíferos planctónicos en sedimentos superficiales del Golfo de California. *Revista del Instituto de Geología*, 7 (2), 217-225.
- Rubel, M. (1978) Principles of construction and use of biostratigraphical scales for correlation. *Computers & Geosciences*, 4 (3), 243-246.
- Ryan, W. B. F., Cita, M. B., Rawson, M. D., Burckle, L. H., y Saito, T. (1974) A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Oceans in order to investigate the response of the world ocean to the Mediterranean salinity crisis. *Riv. Ital. Paleontol.*, 80(4), 631-688.
- Saito, T. (1976). Geologic significance of coiling direction in the planktonic foraminifera *Pulleniatina*. *Geology*, 4(5), 305-309.
- Saito, T. (1977). Late Cenozoic planktonic foraminiferal datum levels: the present state of knowledge toward accomplishing pan-Pacific stratigraphic correlation, en: *First International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy*, Tokio, 1976, Proceedings, 61-80.
- Saito, T., Burckle, L. H., y Hays, J. D. (1975) Late Miocene to Pleistocene biostratigraphy of equatorial Pacific sediments, en: Saito T. y Burckle L. H. (eds.). *Late Neogene Epoch Boundary*: New York, Micropaleontology Press, 226-244.
- Sarna-Wojcicki, A.M., Deino, A.L., Fleck, R.J., McLaughlin, R.J., Wagner, D., Wan, E., Wahl, D., Hillhouse, J.W., y Perkins, M. (2011). Age, composition, and areal distribution of the Pliocene Lawlor Tuff, and three younger Pliocene tuffs, California and Nevada. *Geosphere*, 7, 599–628.
- Sawlan, M. G., y Smith, J. G. (1984) Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico, en: Frizzell, V. A. (ed.). *Geology of the Baja California Peninsula, Society of Econo. Paleont. and Mineralog.*, 39, 239-251.
- Schaaf, P., Solís, G., Manzanilla, L. R., Hernández, T., Lailson, B., y Horn, P., (2012). *Isótopos de estroncio aplicados a estudios de migración humana en el centro de barrio de Teopanaczco*,

- Teotihuacan: Estudios arqueométricos del centro de barrio de Teopanaczo en Teotihuacán*. Mexico, UNAM, 425-448.
- Schiebel, R., Waniek, J., Bork, M., y Hemleben, C. (2001). Planktic foraminiferal production stimulated by chlorophyll redistribution and entrainment of nutrients. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 48(3), 721-740.
- Schiebel, R., y Hemleben, C. (2005). Modern planktic foraminifera. *Paläontologische Zeitschrift*, 79(1), 135-148.
- Schmidt, D. N. (2007). The closure history of the Central American seaway: evidence from isotopes and fossils to models and molecules, en: Williams M., Haywood, A. M., Gregory F. J. y Schmidt D. N. (eds.). *Deep-time perspectives on climate change: marrying the signal from computer models and biological proxies*: London, Geological Society of London, 427-442.
- Schmidt, D. N., Thierstein, H. R., y Bollmann, J. (2004). The evolutionary history of size variation of planktic foraminiferal assemblages in the Cenozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 212(1), 159-180.
- Schmidt, E.K. (1975) *Plate tectonics, volcanic petrology and ore formation of the Santa Rosalía area, Baja California, Mexico*. Tesis de Maestría. Tucson, University of Arizona.
- Schwennicke, T., Santisteban-Mendivil, D. M., Pérez-Venzor, J. A., Cortés-Martínez, M. Y., y Plata-Hernández, E. (2017). Evolución estratigráfica de la cuenca Los Barriles, Baja California Sur, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 34 (3), 212-233.
- Schwennicke, T., y Umhoefer, P. J. (2008). Evolución tectonoestratigráfica a lo largo del margen oriental de la cuenca de San José del Cabo. In *Primer Congreso sobre la Evolución Geológica y Ecológica del Noroeste de México: Hermosillo, Sonora, México, resumen* (Vol. 107).
- Segovia-Zavala, J. A., Delgadillo-Hinojosa, F., Huerta-Díaz, M. Á., Muñoz-Barbosa, A., Galindo-Bect, M. S., Hernández-Ayón, J. M., y Torres-Delgado, E. V. (2013). Concentration of dissolved iron in the oxygen minimum zone off San Esteban sill, Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 39(2), 231-237.
- Serrano, F., González-Donoso, J. M., Palmqvist, P., Guerra-Merchán, A., Linares, D., y Pérez-Claros, J. A. (2007). Estimating Pliocene sea-surface temperatures in the Mediterranean: An approach based on the modern analogs technique. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 243 (1), 174-188.
- Shackleton, N. J., Crowhurst, S., Hageberg, T., Pisias, N. G., y Schneider, D. A. (1995). A new late Neogene time scale: application to Leg 138 sites, en: Pisias, N. G., et al. (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 138, 73-101.
- Shaw, A. B. (1964) *Time in stratigraphy*: New York, McGraw-Hill, 365p.
- Shirvell, C. R., Stockli, D. F., Axen, G. J., y Grove, M. (2009). Miocene-Pliocene exhumation along the west Salton detachment fault, southern California, from (U-Th)/He thermochronometry of apatite and zircon. *Tectonics*, 28 (2).
- Silverberg, N., Aguirre-Bahena, F., y Mucci, A. (2014). Time-series measurements of settling particulate matter in Alfonso Basin, La Paz Bay, southwestern Gulf of California. *Continental Shelf Research*, 84, 169-187.
- Sinha, D. K., y Singh, A. K. (2008). Late Neogene planktic foraminiferal biochronology of the ODP site 763a, Exmouth Plateau, southeast Indian Ocean. *The Journal of Foraminiferal Research*, 38(3), 251-270.
- Sliter, W. V. (1972). Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zoogeography and ecology—eastern Pacific margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 12(1-2), 15-31.
- Smart, C. W., y Thomas, E., (2006). The enigma of early Miocene biserial planktic foraminifera. *Geology*, 34 (12), 1041-1044.
- Smith, J. T. (1989). Contrasting megafaunal and sedimentary records from opposite ends of the Gulf of California: Implications for interpreting its Tertiary History. Paper presented at the Geologic studies in Baja California, en: Abbott, P. L. (ed.). *Geologic studies in Baja California: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, 63, 27-36.
- Smith, J. T. (1991). Cenozoic marine mollusks and paleogeography of the Gulf of California, en: Dauphin, J. P. y Simoneit, B. R. T. (eds.). *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*: Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, 47, 637-666.

- Smith, J.T., Smith, J.G., Ingle, J.C.J., Gastil, R.G., Boehm, M.C., Roldan, Q.J., y Casey, R.E. (1985). Fossil and K-Ar age constraints on upper middle Miocene conglomerate, SW Isla Tiburón, Gulf of California. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 17 (6), 409.
- Smith, P. B. (1960). Fossil Foraminifera from the Southeastern California Deserts. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 400-B, B278–B279.
- Smith, P. B. (1969) Pliocene (?) foraminifera of the lower Colorado River area, California and Arizona. *Geological Society of America Special Paper* 121, 560–561.
- Smith, P. B. (1970). New evidence for a Pliocene marine embayment along the lower Colorado River area, California and Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, 81 (5), 1411-1420.
- Spencer, J. E., Patchett, J.P., Roskowski, J.A., Pearthree, P.A., Faulds, J.E., y House, K. (2011). A Brief Review of Sr Isotopic Evidence for the Setting and Evolution of the Miocene-Pliocene Hualapai-Bouse Lake System, en: Beard, L.S., Karlstrom, K.E., Young, R.A., y Billingsley, G.H. (eds.). *CREvolution 2-Origin and evolution of the Colorado River system, workshop abstracts*: U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1210, 250-259.
- Spencer, J. E., Patchett, P.J., Pearthree, P.A., House, P.K., Sarna-Wojcicki, A.M., Wan, E., Roskowski, J.A., y Faulds, J.E. (2013). Review and analysis of the age and origin of the Pliocene Bouse Formation, lower Colorado River Valley, southwestern USA. *Geosphere*, 9 (3), 444–459.
- Spencer, J. E., Pearthree, P. A., y House, P. K. (2008). An evaluation of the evolution of the latest Miocene to earliest Pliocene Bouse lake system in the lower Colorado River valley, southwestern USA. *Geological Society of America Special Papers*, 439, 375-390.
- Spencer, J. E., y Patchett, P. J. (1997). Sr isotope evidence for a lacustrine origin for the upper Miocene to Pliocene Bouse Formation, lower Colorado River trough, and implications for timing of Colorado Plateau uplift. *Geological Society of America Bulletin*, 109(6), 767-778.
- Spencer-Cervato, C., Thierstein, H. R., Lazarus, D. B., y Beckmann, J. P. (1994). How synchronous are Neogene marine plankton events? *Paleoceanography*, 9 (5), 739-763.
- Spezzaferri, S., Coric, S., Hohenegger, J., y Rögl, F. (2002). Basin-scale paleobiogeography and paleoecology: an example from Karpatian (Latest Burdigalian) benthic and planktonic foraminifera and calcareous nannofossils from the Central Paratethys: *Geobios*, 35, 241-256.
- Srinivasan, M. S., y Sinha, D. K. (1992). Late Neogene planktonic foraminiferal events of the southwest Pacific and Indian Ocean: A comparison, en: Tsuchi R. y Ingle J. C. (eds.). *Pacific Neogene: Environment, Evolution and Events*: Tokyo, University Tokio Press, 203-220.
- Srinivasan, M. S., y Sinha, D. K. (2000). Ocean circulation in the tropical Indo-Pacific during early Pliocene (5.6-4.2 Ma): Paleobiogeographic and isotopic evidence. *Proceedings-indian academy of sciences earth and planetary sciences*, 109 (3), 315-328.
- Stainforth, R. M., Lamb, J. L., Luterbacher, H., Beard, J. H. y Jeffords, R. M. (1975). *Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms*: The University of Kansas paleontological contributions, Article 62, 425 p.
- Stewart, D. R. M., y Pearson, P. N. (2000). *PLANKRANGE: a database of planktonic foraminiferal ranges*: University of Bristol, actualizado Diciembre (2012). disponible en <<http://palaeo.gly.bris.ac.uk/Data/plankrange>. html>, consultado 03 de Septiembre de 2018.
- Stock, J. M. (2006). Correlation of the Tuff of San Felipe from Baja California into the interior of Sonora; A widespread marker horizon for Gulf of California extension, en Lithospheric rupture in the Gulf of California - Salton Trough region, MARGINS-RCL Workshop, Ensenada, B.C., 9-13 enero, p. 72.
- Stock, J. M., y Hodges, K. V. (1989). Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, 8(1), 99–115.
- Stock, J.M., Lewis, C.J., y Nagy, E.A. (1999). The Tuff of San Felipe: an extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 53-74.
- Stump, T. E. (1972). *Stratigraphy and paleontology of the Imperial Formation in the western Colorado Desert*. Tesis de Maestría. California, San Diego State University.
- Stump, T. E., y Stump, J. D. (1972). Age, stratigraphy, paleoecology and Caribbean affinities of the Imperial Faunas of the Gulf of California Depression. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs*, 4 (3), 243.
- Summerhayes, C. P., y Thorpe, S. (1996) Oceanography: an illustrated guide. *Oceanographic Literature Review*, 10 (43), 1068.
- Svensen, H., Hammer, Ø., Mazzini, A., Onderdonk, N., Polteau, S., Planke, S., y Podladchikov, Y. Y. (2009). Dynamics of hydrothermal seeps from the Salton Sea geothermal system (California, USA)

- constrained by temperature monitoring and time series analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114 (B9).
- Swain, F. M. I (1967). Ostracoda from the Gulf of California. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 10, 1-139.
- Talge, H. K., y Hallock, P. (2003). Ultrastructural Responses in Field-Bleached and Experimentally Stressed *Amphistegina gibbosa* (Class Foraminifera). *Journal of Eukaryotic Microbiology*, 50 (5), 324-333.
- Taylor, D.W. (1983). Late Tertiary mollusks from the Lower Colorado River valley. *University of Michigan Contributions from the Museum of Paleontology*, 26, 289-298.
- Thompson, P. R., y Sciarrillo, J. R. (1978). Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the equatorial Pacific. *Nature*, 275, 29-33.
- Thunell, R. C. (1981). Late Miocene-early Pliocene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of low-latitude marine sequences. *Marine Micropaleontology*, 6(1), 71-90.
- Thunell, R. C., y Honjo, S. (1981). Calcite dissolution and the modification of planktonic foraminiferal assemblages. *Marine Micropaleontology*, 6 (2), 169-182.
- Thunell, R., Tappa, E., Pride, C., y Kincaid, E. (1999). Sea-surface temperature anomalies associated with the 1997-1998 El Niño recorded in the oxygen isotope composition of planktonic foraminifera. *Geology*, 27(9), 843-846.
- Toledo, F. A., Costa, K. B., Pivel, M. A., y Campos, E. J. (2008). Tracing past circulation changes in the western South Atlantic based on planktonic foraminifera. *Revista Brasileira de Paleontologia*. 11(3), 169-178.
- Trápaga-Martínez, R. (1985). *Estudio bioestratigráfico e interpretación paleoceanográfica con radiolarios del Mioceno en Diatomita Santiago y Rancho La Ventana, Baja California Sur, México*. Tesis de licenciatura: México, UNAM.
- Tsuchi, R. (2002). Neogene evolution of surface marine climate in the Pacific and notes on related events. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19(3), 260-270.
- Tucker, M. E. (1982). *The field description of sedimentary rocks (Vol. 2)*: Geological Society of London, Handbook Series, 112p.
- Turak, J. (2000). *Re-evaluation of the Miocene/Pliocene depositional history of the Bouse Formation, Colorado River trough, southern Basin and Range (California, Nevada, and Arizona)*. Tesis de Mestría. Laramie, University of Wyoming.
- Umhoefer, P. J., Darin, M. H., Bennett, S. E., Skinner, L. A., Dorsey, R. J., y Oskin, M. E. (2018). Breaching of strike-slip faults and successive flooding of pull-apart basins to form the Gulf of California seaway from ca. 8-6 Ma. *Geology*, 46 (8), 695-698.
- Umhoefer, P. J., Dorsey, R. J., Willsey, S., Mayer, L. y Renne, P. (2001). Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, 144, 125-147.
- Umhoefer, P. J., Dorsey, R. J., y Renne, P. (1994). Tectonics of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico, and evolution of the Gulf of California. *Geology*, 22 (7), 649-652.
- Umhoefer, P. J., Schwennicke, T., Del Margo, M. T., Ruiz-Geraldo, G. Ingle, J. C. y McIntosh, W. (2007). Transensional fault-termination basins: an important basin type, illustrated by the Pliocene San José-Island basin and related basins in the southern Gulf of California, Mexico. *Basin Research*, 19: 297-322.
- Van Andel, T. H., 1964, Recent Marine Sediments of Gulf of California, en: Van Andel T. H. y Shor G. G. (eds.). *Marine Geology of the Gulf of California: AAPG Special Memories*, 3, 216-310.
- Van der Hinsbergen, J. J., Kouwenhoven, T. J., y Van der Zwaan, G. J. (2005). Paleobathymetry in the backstripping procedure: Correction for oxygenation effects on depth estimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 221(3-4), 245-265.
- Van der Zwaan, G. J., Jorissen, F. J., y De Stigter, H. C. (1990). The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: constraints and applications. *Marine Geology*, 95(1), 1-16.
- Vaughan, T.W. (1917). The Reef Coral Fauna of Carrizo Creek, Imperial County, California, and Its Significance. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 98-T, p. 355-386.
- Vincent, E., y Toumarkine, M. (1995). Data report: Miocene planktonic foraminifera from the eastern equatorial Pacific, en: Pisias, N. G., et al. (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific results*, 138, 895-907.
- Wade, B. S., Pearson, P. N., Berggren, W. A., y Pälike, H. (2011). Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Science Reviews*, 104(1), 111-142.

- Weaver, P.P.E. y Bergsten, H. (1991). Assessing the accuracy of fossil datum levels *Globorotalia margaritae* foraminiferida: a Pliocene test case. *Journal of Micropaleontol.*, 9, 225-231.
- Williams, G. L., Stover, L. E., y Kidson, E. J. (1993). Morphology and stratigraphic ranges of selected Mesozoic-Cenozoic dinoflagellate taxa in the Northern Hemisphere. *Geological Survey of Canada Paper*, 92 (10), 1-137.
- Wilson, E. D. (1962). A résumé of the geology of Arizona. *Arizona Bureau of Mines Bulletin*, 171, 140 p.
- Wilson, I. F. (1948). Buried topography, initial structures, and sedimentation in Santa Rosalia area, Baja California, Mexico. *AAPG Bulletin*, 32 (9), 1762-1807.
- Wilson, I.F., y Rocha, V.S. (1955). Geology and mineral deposits of the El Boleo copper district, Baja California, Mexico: U. S. *Geological Survey Professional Paper* 273, 134 p.
- Winker, C. D. (1987). Neogene stratigraphy of the Fish Creek-Vallecito section, southern California: implications for early history of the northern Gulf of California and Colorado Delta. Tesis de Doctorado. Tucson, The University of Arizona,
- Winker, C.D., y Kidwell, S.M. (1996). Stratigraphy of a marine rift basin: Neogene of the western Salton Trough, California, en: Abbott, P.L., y Cooper, J.D. (eds.). *Field conference guidebook and volume for the American Association of Petroleum Geologists Annual Convention: Bakersfield, California, Pacific Section, American Association of Petroleum Geologists*, 295-336.
- Winterer, J.I. (1975). *Biostratigraphy of Bouse Formation: A Pliocene Gulf of California deposit in California, Arizona, and Nevada: Long Beach*. Tesis de Maestría. California State University.
- Wolfart, R. (1981). *Neogene radiolarians from the eastern North Pacific (off Alta and Baja California), Deep Sea Drilling Project Leg 63, en: Yeats, R. S. y Haq, B. U., Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project*. Washington, D.C., U.S. Government Printing Office, 63, 473-506.
- Woodring, W.P. (1932) Distribution and age of the marine Tertiary deposits of the Colorado Desert. *Carnegie Institution of Washington Publication, Contributions to Paleontology*, 4, 1-25.
- Young, J. R. (1998). Neogene, en: Bown, P. R. (ed.). *Calcareous nannofossil biostratigraphy*. London, Chapman and Hall, 225-265.
- Zanchi, A. (1994) The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico: from basin and range extension to transtensional tectonics. *Journal of Structural Geology*, 16 (12), 1619-1639.

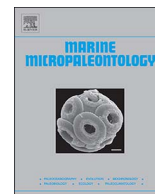
9. Apéndice

En este estudio se reconocieron 19 géneros que correponden a *Dentoglobigerina* (*Dnt.*), *Globigerina* (*G.*), *Globorotalia* (*Gl.*), *Globigerinita* (*Glb.*), *Globigerinella* (*Glb.*), *Globoturborotalita* (*Glb.*), *Globigerinoides* (*Gs.*), *Hastigerinella* (*H.*), *Neogloboquadrina* (*Ngl.*), *Orbulina* (*O.*), *Pulleniatina* (*P.*), *Paragloborotalia* (*Prg.*), *Streptochilus* (*S.*), *Sphaeroidinella* (*Sph.*), *Tenuitella* (*T.*), *Tenuitellita* (*Tn.*), *Tinophodella* (*Tnp.*), *Tenutellinata* (*Tnt.*), *Turborotalita* (*Trb.*). A continuación, se enlistan los 85 taxa de foraminíferos planctónicos identificados en el análisis micropaleontológico de las unidades Ojo de Buey, Trinidad, Carmen, Tirabuzón, Imperial y Bouse.

1. *Dnt. altispira* (Reuss)
2. *Dnt. venezuelana* (Hedberg)
3. *G. aff. quadrilatera* Galloway & Wissler
4. *Globigerina brazieri* (Jenkins)
5. *Globigerina bulbosa* Le Roy
6. *Globigerina bulloides* d'Orbigny
7. *Globigerina conglomerata* Schwager, 1866
8. *Globigerina eamesi* Blow
9. *Globigerina multiloba* (Le Roy)
10. *Globigerina parabulloides* Blow
11. *Globigerina praecalida* Blow
12. *Globigerina quadrilatera* Galloway & Wissler
13. *Globigerina* sp.
14. *Globigerina umbilicata* Orr & Zaitzeff
15. *Globigerinella aequilateralis* (Brady)
16. *Globigerinella pseudobesa* Salvatorini
17. *Globigerinita cf. uvula* (Ehrenberg)
18. *Globigerinita flparkerae* (Brönnimann y Resig)
19. *Globigerinita uvula* (Ehrenberg)
20. *Globigerinita uvula minuta* (Natland)
21. *Globigerinoides amplus* Perconig
22. *Globigerinoides bulloideus* (Crescenti)
23. *Globigerinoides conglobatus* (Brady)
24. *Globigerinoides extremus* Bolli & Bermudez
25. *Globigerinoides immaturus* LeRoy

26. *Globigerinoides kennetti* (Keller & Poore)
27. *Globigerinoides obliquus* Bolli
28. *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orbigny)
29. *Globigerinoides ruber* d'Orbigny
30. *Globigerinoides sacculifer* (Brady)
31. *Globigerinoides trilobus* (Reuss)
32. *Globorotalia inflata* (d'Orbigny),
33. *Globorotalia limbata* (Fornasini).
34. *Globorotalia limbata-menardii*
35. *Globorotalia menardii* d'Orbigny
36. *Globorotalia plesiotumida* (Blow y Banner)
37. *Globorotalia scitula* (Brady)
38. *Globorotalia* sp.
39. *Globorotalia tumida* (Brady)
40. *Globoturborotalita apertura* Cushman
41. *Globoturborotalita decoraperta* (Takayanagi y Saito)
42. *Globoturborotalita druryi* (Akers)
43. *Globoturborotalita falconensis* Blow
44. *Globoturborotalita nepenthes* (Todd)
45. *Globoturborotalita rubescens* (Hofker)
46. *Globoturborotalita woodi* Jenkins
47. *Heterohelix* sp.
48. *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow)
49. *Neogloboquadrina acostaensis-humerosa*
50. *Neogloboquadrina* aff. *dutertrei blowi*
51. *Neogloboquadrina* cf. *acostaensis* (Blow)
52. *Neogloboquadrina* cf. *dutertrei blowi* Rögl y Bolli
53. *Neogloboquadrina dutertrei blowi* Rögl & Bolli
54. *Neogloboquadrina dutertrei* d'Orbigny
55. *Neogloboquadrina humerosa* (Takayanagi y Saito)
56. *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg)
57. *Neogloboquadrina* sp.
58. *Orbulina universa* d'Orbigny
59. *Paragloborotalia incompta* (Cifelli).
60. *Paragloborotalia linguaensis* Bolli
61. *Paragloborotalia pseudopima* Blow
62. *Pulleniatina* cf. *praecursor* Banner y Blow
63. *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker y Jones)
64. *Pulleniatina primalis* Banner y Blow
65. *Pulleniatina primalis-praecursor*
66. *Sphaeroidinella debiscens* (Parker y Jones)
67. *Streptochilus* aff. *macdougallae* Miranda y Carreño
68. *Streptochilus globigerus* (Schwager)

69. *Streptochilusinglei* Miranda-Martínez, Carreño y McDougall
70. *Streptochilus latus* Brönnimann y Resig
71. *Streptochilus macdougallae* Miranda y Carreño
72. *Tenuitella anfracta* Parker
73. *Tenuitella* cf. *iota* (Parker)
74. *Tenuitella guaymensis* Matoba y Oda
75. *Tenuitella iota* (Parker)
76. *Tenuitella pseudoedita* (Subbotina)
77. *Tenuitellinata juvenilis* (Bolli)
78. *Tinophodella glutinata* (Egger).
79. *Truncorotalia* cf. *crassaformis* (Galloway y Wissler).
80. *Truncorotalia crassaformis* (Galloway y Wissler).
81. *Turborotalita* aff. *quineloba* (Natland)
82. *Turborotalita* cf. *quineloba* (Natland)
83. *Turborotalita quineloba* (Natland)



The Neogene genus *Streptochilus* (Brönnimann and Resig, 1971) from the Gulf of California



Adriana Yanet Miranda-Martínez^{a,*}, Ana Luisa Carreño^b, Kristin McDougall^c

^a Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito Exterior, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán 04510, Mexico

^b Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Circuito Exterior, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán 04510, Mexico

^c Geology, Minerals, Energy, and Geophysics Science Center, U. S. Geological Survey, 2255 N. Gemini Dr., Flagstaff, AZ 86001, United States

ARTICLE INFO

Keywords:

Streptochilus
Planktonic foraminifera
Gulf of California
Neogene
Biostratigraphy

ABSTRACT

Four species of the planktonic foraminiferal genus *Streptochilus* from key Neogene marine localities are documented in relation to the evolution of the Gulf of California: *S. globigerus*, *S. latus*, *S. macdougallae* sp. nov., and *S.inglei* sp. nov. Planktonic foraminiferal bioevents and strontium isotopes in the Bouse, Tirabuzón, Carmen and Ojo de Buey lithostratigraphic units constrain the local distribution range between 6 and 5.3 Ma for the last three species, whereas *S. globigerus* appears locally at 5.5 Ma and disappears between 3.79 and 3.46 Ma in the Imperial and Trinidad Formations. The last occurrence of *Streptochilus latus*, and the first and last occurrences of *S. globigerus* in the ancient Gulf of California are correlated with bioevents calibrated in the equatorial Pacific; therefore, they can be used as reliable local biostratigraphic markers. The presence of *Streptochilus* in the ancient Gulf of California seems to correlate with upwelling, in a pattern similar to that observed in the modern oceans.

1. Introduction

The planktonic foraminiferal genus *Streptochilus* is usually omitted from biostratigraphic analyses due to its small size and morphologic similarity to the benthic genus *Bolivina* (Darling et al., 2009). *Streptochilus* was erected by Brönnimann and Resig (1971) and later emended by Smart and Thomas (2007, p. 84), who gave the following diagnosis for the genus: “test biserial, may become staggered uniserial, sometimes twisted; wall calcareous, perforate; aperture a high arch, eccentric in position, extending from the base of the last chamber onto the apertural face. On the outside margin, a collar borders the aperture. Near the base of the inside margin, the collar and apertural edge are turned inward, producing a plate-like connection with the proximal margin of the collar of the previous aperture. Aperture may be obscured by a thickening of the wall including the rim of the aperture. The length of the test varies between 75 and 300 μm”. Eight Neogene species of *Streptochilus* have been reported: *Streptochilus cetacensis* Smart and Thomas, *S. rockallkiddensis* Smart and Thomas, and *S. mascarenensis* Smart and Thomas from the Atlantic and Indian Oceans, and *Streptochilus globulosus* (Cushman), *S. globigerus* (Schwager), *S. subglobigerus* Resig, *S. latus* Brönnimann and Resig, and *S. pristinum* Brönnimann and Resig from the Pacific and Indian Oceans. Species identified by Smart

and Thomas (2007) are restricted to the early Miocene (~18.9–17.2 Ma), whereas *S. pristinum* occurs from middle to late Miocene, *S. subglobigerus* and *S. latus* are restricted to late Miocene, *S. globigerus* is limited to the early Pliocene, and *S. globulosus* ranges from Pliocene to recent. Darling et al. (2009) reported living forms of *S. globigerus* from the Indian Ocean, extending their stratigraphic range.

The habitat of *Streptochilus* has been debated by several authors (Resig and Kroopnick, 1983; de Klasz et al., 1989; Hemleben et al., 1989; Kroon and Nederbragt, 1990; Resig, 1993; Schmuker and Schiebel, 2002; Smart and Thomas, 2006). Brönnimann and Resig (1971) considered *Streptochilus* to have a planktonic habitat because of its morphologic similarity with the Cretaceous and Paleogene planktonic genera *Heterohelix* and *Chiloguembelina*, respectively, and its high frequency in deep-sea sedimentary environments. The planktonic character of the genus was established, however, when living forms of *S. globulosus* were found in plankton tows related to highly productive regions in different oceans (Resig and Kroopnick, 1983; de Klasz et al., 1989; Hemleben et al., 1989; Schmuker and Schiebel, 2002; Darling et al., 2009). Smart and Thomas (2007) traced the origin of the genus to either a benthic or planktonic ancestor in response to relatively eutrophic environmental conditions caused by intermittent upwelling. Darling et al. (2009) through analysis of the SSU-rRNA gene, estimation

* Corresponding author.

E-mail addresses: amiranda@ciencias.unam.mx (A.Y. Miranda-Martínez), anacar@unam.mx (A.L. Carreño), kris@usgs.gov (K. McDougall).

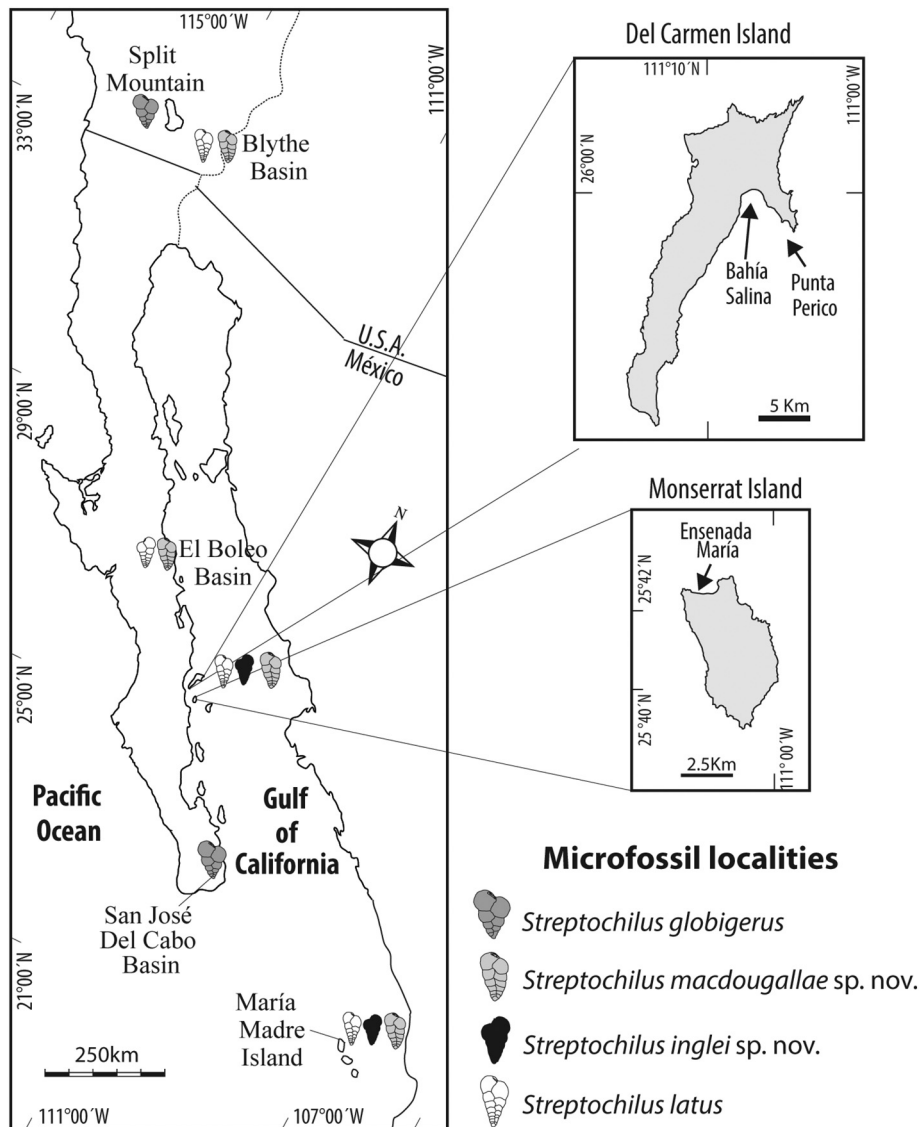


Fig. 1. Microfossil localities studied in the Gulf of California and Mexican Pacific coast: Split Mountain (see Fig. 2a), Blythe Basin (see Fig. 2b), El Boleo Basin (see Fig. 2c), Carmen and Monserrat islands (see Fig. 3), San José Del Cabo Basin (see Fig. 4a) and María Madre Island (see Fig. 4b).

of calcification temperatures in ontogenetic stages, and morphological characters of the aperture (tooth plate), concluded that *Streptochilus globigerus* grows in the open-ocean as a surface water dweller in pelagic environments and that it belongs to the same biological species as the shallow to intermediate benthic infaunal dweller *Bolivina variabilis*, representing the first tychopelagic lifestyle recorded in foraminifers. Planktonic foraminifera likely evolved from benthic ancestors multiple times during the Mesozoic and Cenozoic (Leckie, 2009).

Biostratigraphic studies, in localities associated with the Neogene evolution of the Gulf of California, have revealed a scarce and monotonous planktonic foraminiferal assemblage characterized by the absence of typical index species. However, Carreño (1992) recorded *Streptochilus globigerus* (as *Laterostomella* sp.) in the late Miocene Trinidad Formation, and McDougall and Miranda-Martínez (2014) recorded the presence of *Streptochilus latus* and *S. cf. subglobigerus* in the late Miocene Bouse Formation. Due to the potentially usefulness of the *Streptochilus* species in biostratigraphic studies we document their distribution in Neogene localities in the Gulf of California (Fig. 1) and correlate them with their occurrences in the Pacific Ocean in order to strengthen the age of the marine incursions associated with the early evolution of the Gulf of California. The present study is part of an ongoing project that includes the revision of the planktonic and benthic

foraminifers, calcareous nannoplankton, and ostracod associations from several key localities related to the early evolution of the Gulf of California to establish an age for marine incursions and related sedimentary environments.

2. Regional and geologic setting

The Gulf of California is a large semi-enclosed basin located in northwestern México, between the Peninsula of Baja California and the Mexican mainland, formed through a complex tectonic history during the Neogene that included continental rifting and active sea-floor spreading, with the formation of oceanic crust in the southern part of the Gulf (Karig and Jensky, 1972; Moore and Curray, 1982; Stock and Hodges, 1989; Oskin and Stock, 2003; Bennett et al., 2015). The modern Gulf of California is characterized as the largest evaporative basin of the Pacific Ocean (Roden, 1964) with a tidal range that increases gradually from the mouth in the south to the north, and wind-driven upwelling areas along the east coast during winter and spring and on the west coast during summer (Hernández-Ayón et al., 1993). The surface circulation of the northern Gulf of California consists of a gyre that is cyclonic during the summer and anticyclonic in spring and autumn (Bray, 1988). Six water masses are present in the Gulf (Lavin

et al., 2009) and a well-developed Oxygen Minimum Zone (OMZ) at intermediate depths between 500 and 1100 m (Gilly et al., 2013). The formation of the OMZ in the Gulf is attributed to the balance between high rates of primary productivity (Álvarez-Borrego et al., 1991) and consequent high respiration rates (Thunell, 1998), which are controlled by the ventilation process due to the intense vertical mixing (Delgado-Hinojosa et al., 2006), as well as the intrusion of oxygen-poor water masses from the East Pacific Ocean (Segovia-Zavala et al., 2013).

The proto-Gulf of California developed in the late Miocene as the rifting moved the Baja California microplate away from mainland Mexico (North American plate), forming a series of marine basins. Remnants of these early marine basins are exposed along the margins of the modern Gulf of California and record a south to north invasion of marine waters. The timing of this marine incursion is controversial and maybe as old as middle Miocene (ca. 13–11 Ma) based on reworked and in situ microfossils in outcrop and borehole cuttings (McDougall et al., 1999; McDougall, 2008; Helenes and Carreño, 1999; Helenes et al., 2009), but is at least late Miocene (ca. 6.5 Ma) based on microfossils as well as isotopic and paleomagnetic ages (Boehm, 1984; Carreño, 1985; McCloy et al., 1988; Molina-Cruz, 1994; Dean, 1996; McDougall et al., 1999; Delgado-Argote et al., 2000; Holt et al., 2000; Escalona-Alcázar et al., 2001; Conly et al., 2005; Pacheco et al., 2006; Dorsey et al., 2007, 2011).

Although studied locally (McCloy, 1984; Carreño, 1985; McCloy et al., 1988; Carreño, 1992; Dorsey et al., 2001; Dorsey et al., 2007; McDougall, 2008; Albarrán-Linares, 2010; Hernández-Pérez, 2012; Carreño et al., 2015), the ecology of the proto-Gulf is not well known. The proto-Gulf was believed to be very narrow and extend further north than the modern Gulf (Stock and Hodges, 1989). Shallow marine basins dominated the northern end of the proto-Gulf as the marine water transgressed northward; water depth increased with time in these basins. Water mass characteristics include the presence of low oxygen conditions in the Blythe Basin at the northern end of the proto-Gulf prior to the influx of Colorado River water (McDougall and Miranda-Martínez, 2014) and winds, tidal mixing, and thermohaline circulation were acting in the same way that they act today in the southern basins (Álvarez-Borrego, 2002; Carreño et al., 2015).

Localities used in this study include: (1) Bouse Formation in Blythe Basin, CA-AZ (McDougall and Miranda-Martínez, 2014, 2016) and (2) Imperial Formation at Split Mountain Gorge, CA (Dorsey et al., 2007) located north of the modern Gulf; (3) Tirabuzón Formation in El Boleo Basin, Santa Rosalía, BCS (Carreño, 1981) and (4) Carmen Formation on Del Carmen and Monserrat islands, BCS (Carreño et al., 2015) in the central part of the Gulf; (5) Trinidad Formation in San José Del Cabo Basin near Rancho El Torote, BCS (Carreño, 1992) and (6) Ojo de Buey Unit (Pompa Mera et al., 2013) in the Arroyo Hondo locality at María Madre Island, Nayarit (Carreño, 1985), in the southern Gulf and the Mexican Pacific Coast (Fig. 1).

3. Materials and methods

Eight hundred and forty specimens of *Streptochilus* were picked from the Bouse, Imperial, Tirabuzón, Carmen, and Trinidad Formations, and the Ojo de Buey Unit. Microfossil samples were washed under running water on 0.100 mm and 0.063 mm sieves and dried at an air temperature of below 30 °C so as not to interfere with the strontium analysis to establish absolute ages for the Carmen Formation (see below). Residues (> 63 µm) were searched under an Olympus SZ-40 binocular microscope, and specimens were picked and sorted by species onto Plummer slides. *Streptochilus* species have been illustrated (Plates I to IV) and housed in the Museo María del Carmen Perrilliat at the Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) under label IGM-1559-Mi to IGM-1596-Mi.

Micrographs of specimens uncoated by conductive material were taken using the Scanning Electron Microscope (SEM) under low-

vacuum conditions and using a backscattered electron detector to produce high-resolution images. The digital files have also been placed in the same repository under numbers IGM-400-Mi to IGM-435-Mi, and studied localities were also registered at the museum under the label IGM-81, IGM-2866 and IGM-3969 to 3973. Length, maximum and minimum width, and thickness of the test of each species were measured using a micrometer eyepiece (10 µm error) under a reflected light microscope. Only the holotypes were measured in the SEM.

In the Gulf of California, Neogene marine deposits were dated using ages interpolated from bioevents calibrated away from the Gulf since traditional index species are absent. This has, however, produced problematic age interpretations as some of the ages do not correspond to local stratigraphic occurrences and are not consistent with the local sequential order of bioevents.

Quantitative biostratigraphic analysis has shown that most Neogene planktonic foraminifera with wide geographic distribution have diachronous bioevents, which tend to be synchronous at the same latitude within a restricted geographical region and are therefore useful as reliable stratigraphic markers only at a local or regional level. Diachrony of bioevents is proportional to the geographical extent of the taxa, so a trade-off exists between the obtainable age accuracy and the distance between the sites of correlation (Jenkins, 1971; Dowsett, 1989; Spencer-Cervato et al., 1994).

To constrain the age of marine rocks in this study, the first and last occurrences (FO and LO) of selected planktonic foraminifera from the equatorial Pacific and western equatorial Atlantic (Table 1), before the closing of Panamá Isthmus occurred between 4.7 and 2.5 Ma (Schmidt, 2007), are used. These ages are calibrated to the geomagnetic polarity and astronomical time scale (Lourens et al., 2004; Wade et al., 2011; Anthonissen et al., 2012) and are considered a priori as highly synchronous bioevents for the Gulf of California.

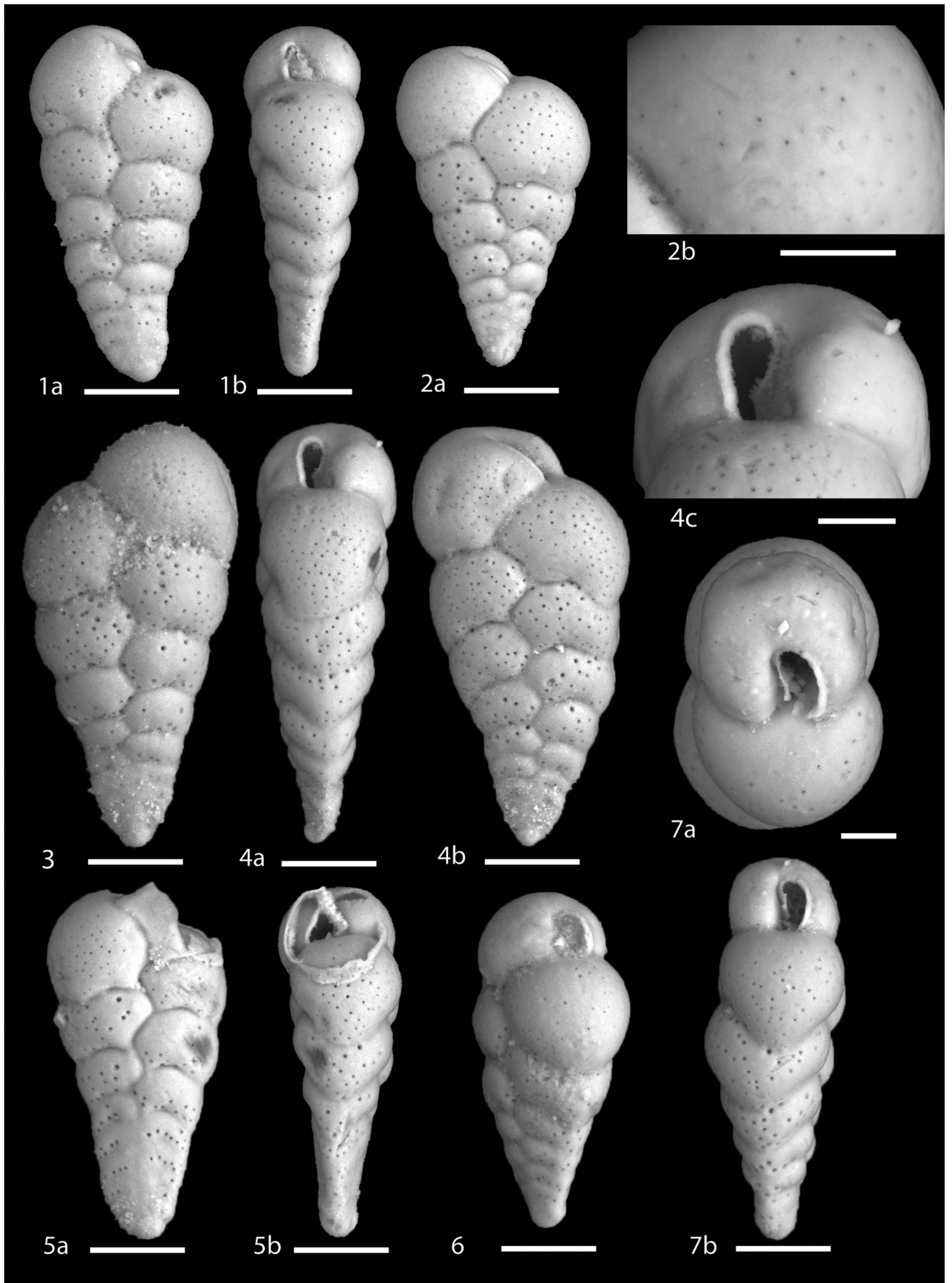
Studied stratigraphic sections in the Gulf of California are not thick, so the first and last record of the species does not necessarily correspond with the true regional FO and LO. However, it is assumed that the local stratigraphic range in the Gulf of California is included in the regional stratigraphic range of the species, thus the age of the regionally synchronous bioevents are used to delimit the maximum and minimum age of the rocks in the studied sections. Only the combined stratigraphic information of all the studied sections in the Gulf of California allows identification of the local FO represented by the older lowest record of *Streptochilus* species and the local LO that corresponds to the younger highest record.

Absolute ages for the Carmen Formation were obtained through $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios on well-preserved *Globigerinoides ruber* and *Globigerina bulloides* (planktonic foraminifera), following the procedures of Hodell et al. (2007) in the Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS). Shells were crushed and the clay was removed using ultrasound. Residues were dissolved in 1 ml of 1 M HCl and, after centrifugation, the liquid was evaporated to dryness under laminar flow conditions. Samples dissolved in 100 µl of 3.5 M HNO₃ were first loaded onto cation exchange columns, which in turn, were loaded onto degassed tungsten filaments, to measure $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in a Thermo Scientific Triton Plus mass spectrometer (Table 2).

4. Results and discussion

4.1. Stratigraphic distribution

Species of *Streptochilus* are identified in six Neogene localities associated with the proto-Gulf of California and the Mexican Pacific coast (Fig. 1). General lithostratigraphic information concerning the Imperial, Bouse, Tirabuzón, Trinidad and Ojo de Buey units can be found in Dorsey et al. (2007), McDougall and Miranda-Martínez (2014), Carreño (1981, 1985, 1992), and Pompa-Mera et al. (2013), respectively. The original stratigraphic columns of these localities are reproduced here to show *Streptochilus* species distributions



- Plate I. 1.** *Streptochilus latus* (Brönnimann and Resig, 1971). (a) Side view and (b) edge view of a specimen with laterally compressed test at the initial portion, $\times 350$, scale bar 50 μm . East of Salinas Bay Section, Del Carmen Island, BCS, Mexico. Sample BS-6. IGM-1563-Mi.
- 2.** *Streptochilus latus* (Brönnimann and Resig, 1971). (a) Side view of a specimen showing chambers slightly wider than higher $\times 350$, scale bar 50 μm . (b) Last chamber with a microperforated wall $\times 2500$, scale bar 20 μm . Ensenada María Section, Monserrat Island, BCS, Mexico. Sample IM-13. IGM-1559-Mi.
- 3.** *Streptochilus latus* (Brönnimann and Resig, 1971). Side view $\times 350$, scale bar 50 μm . Arroyo Hondo Section, María Madre Island, Nayarit, Mexico. Sample AH-29. IGM-1562-Mi.
- 4.** *Streptochilus latus* (Brönnimann and Resig, 1971). (a) Edge view (b) and side view $\times 350$, scale bar 50 μm . (c) Detail of aperture bordered by a thick rim/collar along the outer side of the arch that turned inward the chamber $\times 1500$, scale bar 20 μm . Ensenada María Section, Monserrat Island, BCS, Mexico. Sample IM-13. IGM-1561-Mi.
- 5.** *Streptochilus latus* (Brönnimann and Resig, 1971). (a) Side view of a specimen with sutures curves sloping to the periphery and (b) edge view $\times 350$, scale bar 50 μm . East of Salinas Bay Section, Del Carmen Island, BCS, Mexico. Sample BS-6. IGM-1564-Mi.
- 6.** *Streptochilus latus* (Brönnimann and Resig, 1971). Oblique view $\times 350$, scale bar 50 μm . Arroyo Hondo Section, María Madre Island, Nayarit, Mexico. Sample AH-28. IGM-1565-Mi.
- 7.** *Streptochilus latus* (Brönnimann and Resig, 1971). (a) Detail of aperture $\times 750$, scale bar 20 μm . (b) Edge view $\times 350$, scale bar 50 μm . Ensenada María Section, Monserrat Island, BCS, Mexico. Sample IM-13. IGM-1560-Mi.

(Figs. 2–4). Samples from the Carmen Formation are represented by three lithostratigraphic columns measured at (1) Punta Perico (25°58'18.41"N, 111°04'17.97"W), (2) East Salinas Bay (25°59'02.1"N, 111°05'15.8"W), northeast Del Carmen Island, and (3) Ensenada María, northwest Monserrat Island (25°42'18.62"N, 111°03'13.55"W). At the type locality, Dorsey et al. (2001) described the lithostratigraphic units for the Carmen Formation as an older Unit I named as “thick-bedded lower conglomerate”, overlain by the marine rocks from Unit II conglomerate and sandstone, and the younger Unit III marlstone and mudstone. The stratigraphic columns in this study correspond mostly to Unit III, and only the upper part of Unit II is present at the base of the Monserrat Island section (Fig. 3c).

In the Bouse Formation of the Blythe Basin, CA-AZ (Fig. 2b), a new species, *Streptochilus macdougallae* sp. nov. (see Taxonomic notes; Plate IV), was identified in the Hart Mine Wash section in Marl 2 through the Green Claystone unit, where *Streptochilus latus* was previously recorded by McDougall and Miranda-Martínez (2014). The presence of these species in the upper part of the section is probably due to reworking (Fig. 2b), since the Red Mudstone unit is interpreted as a saline lake deposit (McDougall and Miranda-Martínez, 2016). Re-examination of *Streptochilus* cf. *S. subglobigerus* (Plate I, Fig. 18–20, 24–25, in McDougall and Miranda-Martínez, 2014) from other samples of the Marl 2 unit at the base of the Bouse Formation in southern Blythe Basin suggests reassignment to *Streptochilus macdougallae* sp. nov. (see taxonomic notes; Plate IV).

The Bouse Formation which occurs in a series of basins along the Colorado River Corridor is believed to include marine deposits at the base and saline lake deposits in the upper part of the formation in the Blythe Basin, CA-AZ (McDougall and Miranda-Martínez, 2014, 2016). In this basin, the formation is bracketed by an underlying tuff at 9.2 ± 0.3 Ma in the Osborne Wash strata of Buising (1988; in McDougall and Miranda-Martínez, 2014) and by the overlying Lawlor Tuff at 4.834 ± 0.011 Ma (Reynolds et al., 2008; Sarna-Wojcicki et al., 2011). *Streptochilus macdougallae* sp. nov. and *S. latus* are restricted to marine rocks at the base of the Bouse Formation, where the presence of *Globorotalia languaensis* (Bolli) at Hart Mine Wash (Plate I, Fig. 11; in McDougall and Miranda-Martínez, 2014) suggests a marine sedimentation since 6.0 Ma, according to the LO of this species in the eastern equatorial Pacific Ocean (Wade et al., 2011). Moreover, an age interval between 5.6 and 5.3 Ma was assigned to the top of the marine sequence, where an abrupt change to lacustrine or saline lake conditions occurred due to the arrival of the Colorado River to the Blythe Basin (Homan, 2014). Datum markers and the change to lacustrine or saline lake conditions, limit the stratigraphic distribution of *Streptochilus macdougallae* sp. nov. and *S. latus* to the basal part of the Bouse Formation, between 6.0 and 5.6 Ma probably until 5.3 Ma (Fig. 2b).

At Split Mountain Gorge, *Streptochilus globigerus* is intermittently recorded throughout the Latrania and basal Deguynos members of the Imperial Formation (Fig. 2a, Plate II). Paleomagnetism in this section suggest that the formation ranges from late Miocene to Pliocene (6.27–4.2 Ma; Dorsey et al., 2007, 2011) and overlies nonmarine sediments of the Split Mountain Group. The FO of *S. globigerus* in this section is coincident with the LO of *Amphistegina gibbosa* (d'Orbigny), which became extinct in the northern Gulf at approximately 5.3 Ma

(Ingle, 1974; Dorsey et al., 2007, 2011; McDougall, 2008). The highest occurrence of *S. globigerus* in this section is near the end of the Thvera Chron at ~ 5 Ma (Dorsey et al., 2007, 2011) and slightly before the highest occurrence of *Globorotalia decoraperta* (Takayanagi and Saito), which has a LO in the western equatorial Pacific at 2.2 Ma (Chaisson and Leckie, 1993). The datum markers constrain the record of *S. globigerus* to between 5.3 and 5.0 Ma in the Imperial Formation.

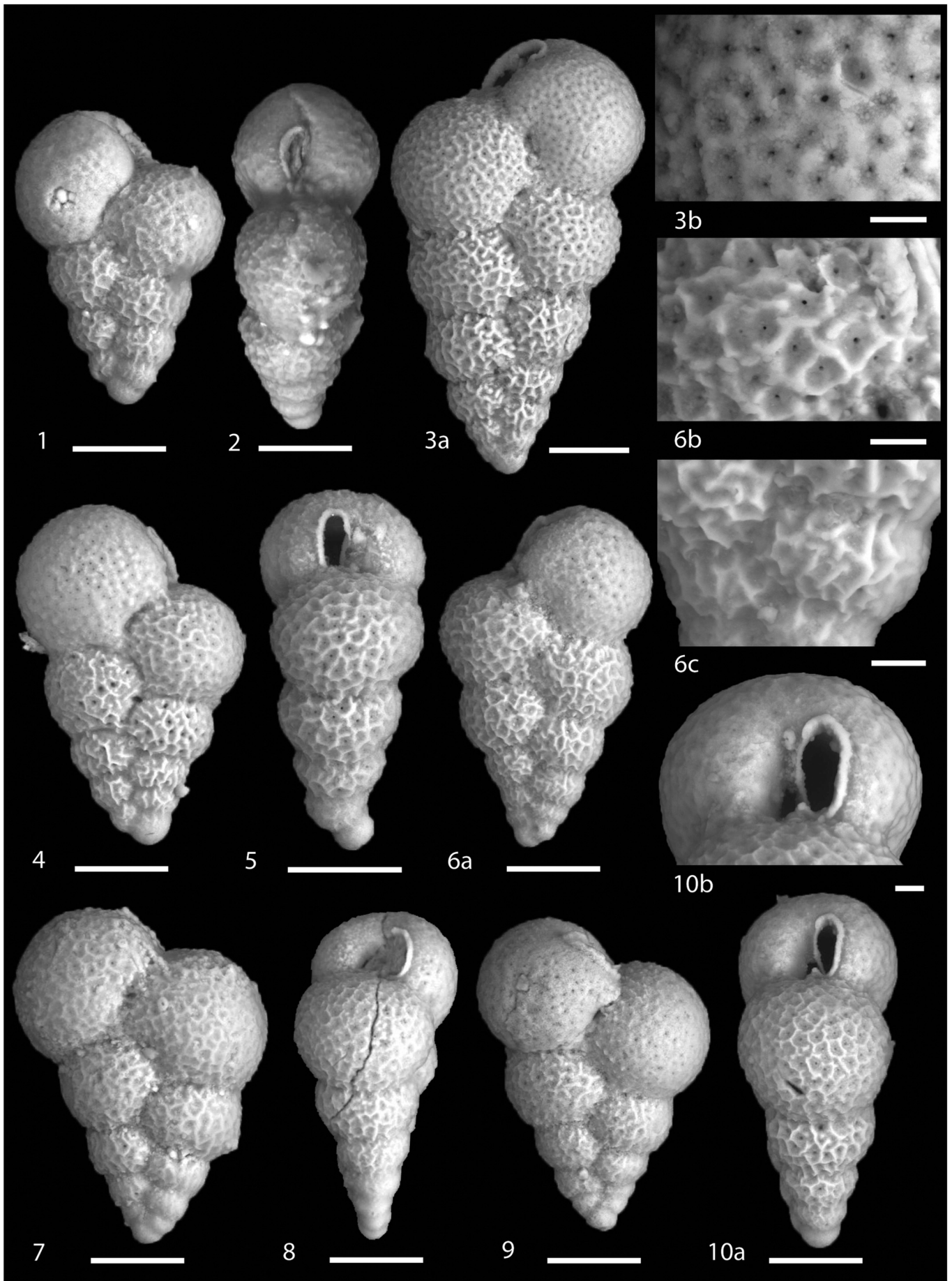
In El Boleo Basin (BCS), two species of *Streptochilus* were recorded from the Tirabuzón Formation: *S. macdougallae* sp. nov. and *S.inglei* sp. nov. (see Taxonomic notes; Plate III). *S. macdougallae* sp. nov. is found only at the base of the sedimentary section and rapidly disappears upsection, whereas *S.inglei* sp. nov. is restricted to the middle part of the section (Fig. 2c). The lowest occurrence of *Streptochilusinglei* sp. nov. is above the FO of *Globorotalia tumida* (Brady), which appears at 5.57 Ma in the equatorial Pacific (Lourens et al., 2004; Wade et al., 2011; Anthonissen et al., 2012), whereas the highest occurrence of *S.inglei* sp. nov. is situated at the same stratigraphic level as the *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow) disappearance, with a LO calibrated in the western equatorial Pacific at ~ 4.6 Ma (Chaisson and Leckie, 1993). The range for *S.inglei* sp. nov. in the Tirabuzón Formation is therefore between 5.57 and 4.6 Ma (Fig. 2c), in agreement with the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic age of 6.76 ± 0.90 Ma from Cinta Colorado and paleomagnetic ages of 6.27–6.13 Ma from the top of the underlying Boleo Formation (Holt et al., 2000), which restrict the lower limit of *Streptochilus* to be younger than 6.13 Ma. It is difficult to infer an age for *S. macdougallae* sp. nov. based on the isolated record in this section; therefore the same local range as *S.inglei* sp. nov., is assumed.

Three species were recorded in the Unit III marlstone and mudstone of Carmen Formation: *Streptochilus latus*, *S.inglei* sp. nov. and *S. macdougallae* sp. nov. (Plates I, III, IV).

East of Salinas Bay (Fig. 3a), there is an almost continuous record of *Streptochilus latus* from the upper 2/3 of the stratigraphic column, except for a couple of levels in which planktonic foraminifera decrease drastically. *Streptochilus macdougallae* sp. nov. intermittently co-occurs with *S. latus*. These species appear after the FO of *Globorotalia tumida* in the equatorial Pacific at 5.57 Ma (Lourens et al., 2004; Wade et al., 2011; Anthonissen et al., 2012) and continue to the top of the section where an age of 5.3 Ma is suggested based on the LO of *Tenuitella pseudoedita* (5.3 Ma; BouDagher-Fadel, 2013) and *Amphistegina gibbosa* (5.3 Ma; Dorsey et al., 2007, 2011; McDougall, 2008).

At Punta Perico (Fig. 3b) *Streptochilus latus*, *S. macdougallae* sp. nov., and *S.inglei* sp. nov. are recorded only at the base of the section, where $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratios indicate an age of 5.65 Ma ($+ 0.41/- 0.89$; Table 2). The highest occurrence of the *Streptochilus* species coincides with the disappearance of *Pulleniatina primalis* (Banner and Blow), whose LO in the eastern equatorial Pacific (Berggren et al., 1995; Wade et al., 2011; Anthonissen et al., 2012) limits the age of the section to be older than 3.65 Ma. Stratigraphically higher in the section, planktonic foraminifera are absent and replaced by siliceous microfossils, including polycystinid radiolaria, diatoms, and sponge spicules.

In Ensenada María at Monserrat Island (Fig. 3c), the lowest occurrence of *Streptochilus latus*, *S. macdougallae* sp. nov., and *S.inglei* sp. nov. is above rocks with an isotopic age of 5.67 Ma ($+ 0.60/- 1.52$; Table 2) and above the presence of *Tenuitella anfracta* (Parker) and



- Plate II. 1.** *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morphotype A. Side view showing a rapidly expanded test with dissolution in the last chamber $\times 350$, scale bar 50 μm . Split Mountain Gorge, California FC05-13. IGM-1575-Mi.
- 2.** *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morphotype A. Edge view $\times 350$, scale bar 50 μm . Split Mountain Gorge, California FC05-13. IGM-1572-Mi.
- 3.** *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morphotype B. (a) Side view of a slender form $\times 350$, scale bar 50 μm . (b) Last chamber showing a low cancellate relief $\times 2500$, scale bar 10 μm . Near Rancho El Refugio, San José Del Cabo Basin, BCS. Mexico. Sample DS-4. IGM-1568-Mi.
- 4.** *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morphotype A. Side view $\times 350$, scale bar 50 μm . Near Rancho El Refugio, San José Del Cabo Basin, BCS, Mexico. Sample DS-18. IGM-1566-Mi.
- 5.** *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morphotype A. Edge view, $\times 350$, scale bar 50 μm . Near Rancho El Refugio, San José de Del Cabo Basin, BCS, Mexico. Sample DS-10. IGM-1569-Mi.
- 6.** *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morphotype B. (a) Side view $\times 350$, scale bar 50 μm . (b) Penultimate chamber showing a well-defined cancellate texture and (c) the presence of ridges in the early portion of the test $\times 2500$, scale bar 10 μm . Split Mountain Gorge, California FC05-14. IGM-1573-Mi.
- 7.** *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morphotype A. Side view $\times 350$, scale bar 50 μm . Near Rancho El Refugio, San José Del Cabo Basin, BCS, Mexico. Sample DS-18. IGM-1570-Mi.
- 8.** *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morphotype A. Edge view $\times 350$, scale bar 50 μm . Split Mountain Gorge, California FC05-15. IGM-1574-Mi.
- 9.** *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morphotype A. Side view showing a rapidly expanded test $\times 350$, scale bar 50 μm . Split Mountain Gorge, California FC05-15. IGM-1571-Mi.
- 10.** *Streptochilus globigerus* (Schwager, 1866). Morphotype A. (a) Edge view, $\times 350$, scale bar 50 μm . (b) Aperture bordered by a thick rim/collar along the outer side of the arch that turned inward the chamber $\times 2500$, scale bar 10 μm . Near Rancho El Refugio, San José Del Cabo Basin, BCS, Mexico. Sample DS-18. IGM-1567-Mi.

Globorotalia tumida, with calibrated FO in the Pacific at ~ 5.8 Ma (Stewart and Pearson, 2000) and 5.57 Ma (Lourens et al., 2004; Wade et al., 2011; Anthonissen et al., 2012), respectively. Near the top of the section, there is a continuous record of *Streptochilus latus*, an intermittent record of the other two species, but only *S. inglei* sp. nov. reaches the top. The *Streptochilus* species final record in the section coincides or occurs slightly above the level where *Amphistegina gibbosa* (5.3 Ma; Dorsey et al., 2007, 2011; McDougall, 2008) and *Tenuitella pseudoeidita* (5.3 Ma; BouDagher-Fadel, 2013) occur for the last time, suggesting an age of 5.3 Ma for the top of the section.

The stratigraphic distribution of *Streptochilus latus*, *S. macdougallae* sp. nov., and *S. inglei* sp. nov. in the lithostratigraphic columns in the Del Carmen and Monserrat islands suggest a stratigraphic range of between 5.67 and 5.3 Ma in the Unit III of Carmen Formation (Fig. 3).

A Pliocene age for marine rocks in Unit III cropping out at Carmen and Monserrat islands was suggested by Natland (1950), Ingle (1974), Dorsey et al. (2001; 3.5–3.1 Ma), and Carreño et al. (2015; 5.06–3.3 Ma), whereas Albarrán-Linares (2010; 9.8–4.9 Ma), Hernández-Pérez (2012; 5.7–5.06 Ma), and McDougall et al. (1999) considered a late Miocene to early Pliocene age. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios obtained in this study indicate an age of 5.67 Ma for the older marine rocks of the Carmen Formation in Unit III (Fig. 3), indicating that marine sedimentation started in the latest Miocene.

Near Rancho El Torote in San José Del Cabo (BCS), *Streptochilus globigerus* shows an erratic distribution in the Trinidad Formation (Fig. 4a; Plate II). At the base of the section, where it occurs in association with *Pulleniatina primalis*, no other significant planktonic foraminiferal species were recorded. Nevertheless, Carreño (1992) reported the last record of *Discoaster quinqueramus* Gartner near the base of the section, slightly after disappearance of *S. globigerus*, which according to Lourens et al. (2004), has a LO at 5.59 Ma in the equatorial Pacific. *Streptochilus globigerus* reaches the top of the section coinciding with the last record of *Dentoglobigerina altispira* and after the last record reported by Carreño (1992) of *Reticulofenestra pseudoumbilica* (Gartner), which according to Anthonissen et al. (2012) and Wade et al. (2011) in the equatorial Pacific have their LO at 3.46 Ma and 3.79 Ma, respectively. In the Trinidad column, the disappearance of *D. altispira* and *R. pseudoumbilica* are related to the cessation of the sedimentation more than to stratigraphic reasons; nevertheless, its presences are indicative of an age older than 3.46 Ma for the marine rocks in the stratigraphic column. Therefore, the datum markers constrain the lower record of *Streptochilus globigerus* to 5.59 Ma and their higher record to be older than 3.46 Ma in the Trinidad Formation.

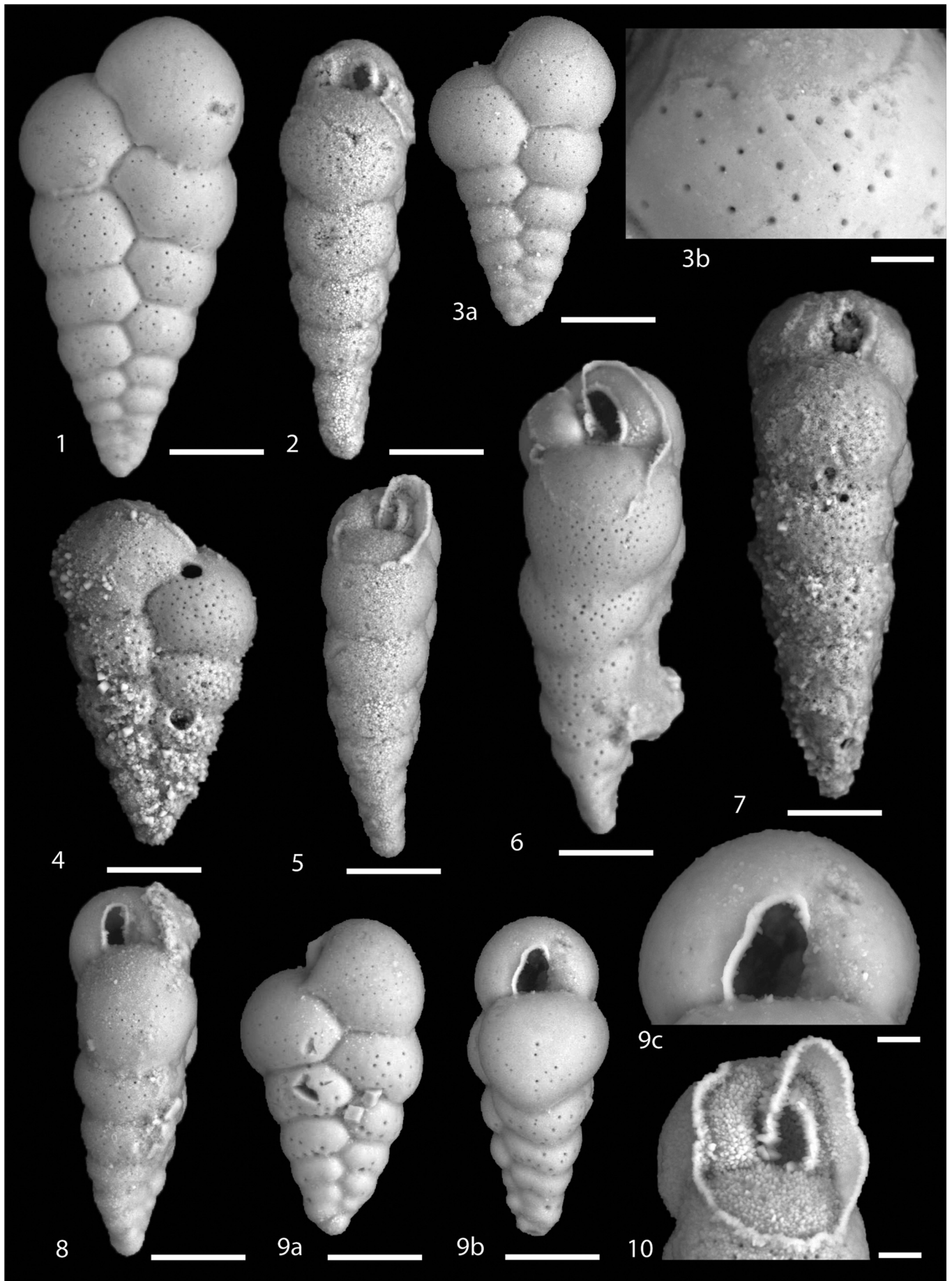
The presence of *Streptochilus latus*, *S. inglei* sp. nov., and *S. macdougallae* sp. nov. is documented in the Ojo de Buey Unit at the Arroyo Hondo locality on María Madre Island (Plates I, III, IV). Their lower record occurs after the FO of *Sphaerodina dehiscens* (5.53 Ma; Wade et al., 2011; Anthonissen et al., 2012) and *Globorotalia tumida* (5.57 Ma; Lourens et al., 2004; Wade et al., 2011; Anthonissen et al., 2012), which together indicate an age of ~ 5.5 Ma for this part of the

section (Fig. 4b). *Streptochilus inglei* sp. nov. and *S. macdougallae* sp. nov. coexist during a short interval, having their last record just before the last documented occurrence of *Streptochilus latus* which in turn, disappears at the top of the section along with *Neogloboquadrina acostaensis* indicating an age of at least 4.6 Ma for this interval (Chaisson and Leckie, 1993). Datum markers restrict the local distribution of *Streptochilus* species between 5.5 Ma and older than 4.6 Ma in the Ojo de Buey Unit.

Species of *Streptochilus* present in Neogene localities associated with the proto-Gulf of California and the Mexican Pacific coast include: *Streptochilus latus*, *S. globigerus* and two new species here described as *S. macdougallae* sp. nov. and *S. inglei* sp. nov. These are found in sedimentary marine rocks ranging from 6.0–5.3 Ma to 4.6–3.4 Ma in the proto-Gulf. According to Resig (1993), *Streptochilus latus* appears in the western equatorial Pacific at 8.1 Ma (Fig. 5); however, we document its first occurrence in the proto-Gulf around 6 Ma probably related to environment conditions. The first appearance of *Streptochilus* in these proto-Gulf sections is strongly linked to the first occurrence of outer neritic marine deposition. There may also be a link to the development of La Niña-like conditions and the Equatorial Undercurrent at approximately 6.5 Ma, which resulted in high productivity in the eastern equatorial Pacific (Nathan and Leckie, 2009). The last appearance of the *Streptochilus* species, especially in the northern part of the proto-Gulf appears to be strongly linked to the first appearance of Colorado River water in the Blythe Basin and Split Mountain sections.

4.2. Paleocology

Based on benthonic foraminiferal assemblages previously reported by other authors, fossil *Streptochilus* was recorded in marine rocks deposited in the outer neritic to upper middle bathyal, between 150 and 1500 m depths, related to low oxygen conditions, in the Bouse Formation in the Blythe Basin (McDougall and Miranda-Martínez, 2016), Imperial Formation at Split Mountain (Dorsey et al., 2007; McDougall, 2008), Carmen Formation at both Carmen and Monserrat islands (Dorsey et al., 2001; Albarrán-Linares, 2010; Hernández-Pérez, 2012; Carreño et al., 2015), Trinidad Formation at the tip of Baja (McCloy, 1984; Carreño, 1992) and Ojo de Buey Unit at María Madre Island (Carreño, 1985; McCloy et al., 1988). The presence of low oxygen conditions suggests that the proto-Gulf of California was subjected to high surface productivity, probably the result of upwelling, which is an important factor in the generation and maintenance of an OMZ in the modern Gulf of California (Macías-Zamora and Delgado-Hinojosa, 2002). With some exceptions, low oxygen conditions are noted in most sections and some of authors attributed it to the existence of intense upwelling at the surface. Intervals with abundant siliceous microfossils in particular diatoms and polycystine radiolarians in Carmen Formation at Carmen island, and in the Trinidad and Ojo de Buey units were used to support the presence of an intense upwelling particularly during the Pliocene (McCloy et al., 1988; Carreño, 1992;



- Plate III. 1.** *Streptochilusinglei* sp. nov. Side view showing straight and strongly depressed sutures, forming a zigzag feature $\times 350$, scale bar 50 μm . Punta Perico Section. Del Carmen Island, BCS, Mexico. Sample PP-4. IGM-1580-Mi. Reference specimen.
- 2.** *Streptochilusinglei* sp. nov. Edge view showing a slightly inflated early chambers $\times 350$, scale bar 50 μm . Punta Perico Section. Del Carmen Island, BCS., Mexico. Sample PP-1. IGM-1577-Mi. Paratype.
- 3.** *Streptochilusinglei* sp. nov. (a) Side view showing subquadrate and slightly inflated early chambers and the tendency to be globose in adult chambers $\times 350$, scale bar 50 μm . (b) Last chamber smooth and microperforate wall $\times 2500$, scale bar 10 μm . Punta Perico Section. Del Carmen Island, BCS, Mexico. Sample PP-1. IGM-1576-Mi. Holotype.
- 4.** *Streptochilusinglei* sp. nov. Side view $\times 350$, scale bar 50 μm . Tirabuzón Section, Santa Rosalía, BCS, Mexico. Sample 9. IGM-1584-Mi. Reference specimen.
- 5.** *Streptochilusinglei* sp. nov. Edge view $\times 350$, scale bar 50 μm . Punta Perico Section. Del Carmen Island, BCS, Mexico. Sample PP-1. IGM-1578-Mi. Paratype.
- 6.** *Streptochilusinglei* sp. nov. Edge view $\times 350$, scale bar 50 μm . Arroyo Hondo. María Madre Island, Nayarit, Mexico. Mexico. Sample AH-30. IGM-1582-Mi. Reference specimen.
- 7.** *Streptochilusinglei* sp. nov. Edge view showing test affected by dissolution, $\times 350$, scale bar 50 μm . Tirabuzón Section. Santa Rosalía, BCS, Mexico. Sample 10. IGM-1585-Mi. Reference specimen.
- 8.** *Streptochilusinglei* sp. nov. Edge view, $\times 350$, scale bar 50 μm . Arroyo Hondo Section. María Madre Island, Nayarit, Mexico. Sample AH-26. IGM-1581-Mi. Reference specimen.
- 9.** *Streptochilusinglei* sp. nov. (a) Side and (b) edge view, $\times 350$, scale bar 50 μm . (c) Detail of aperture bordered by a thick rim/collar along the outer side of the arch that turned inward the chamber, $\times 1700$, scale bar 10 μm . Ensenada María Section. Monserrat Island, BCS, Mexico. Sample IM-13. IGM-1583-Mi. Reference specimen.
- 10.** *Streptochilusinglei* sp. nov. Last chamber broken where is visible the plate-like connection with the proximal margin rim/collar of the previous aperture $\times 1100$, scale bar 10 μm . Punta Perico Section. Del Carmen Island, BCS, Mexico. Sample PP-1.

Molina-Cruz, 1994). This setting is consistent with living *Streptochilus* habitat as a surface dweller in highly productive surface waters with intermittent upwelling (Smart and Thomas, 2006). The presence of this genus in the Miocene proto-Gulf suggests conditions similar to the modern.

In the Tirabuzón Formation, the presence of *Streptochilus* is supposedly associated with a neritic deposit under low oxygen conditions (Carreño, 1981), but no species, assemblage or support was given for this inference. To the north, in the Bouse Formation at Blythe Basin, benthic foraminifers also suggest a shallow sedimentary environment (≤ 50 m) nearshore and inner neritic biofacies (McDougall and Miranda-Martínez, 2014) with lower oxygen conditions evidenced by the *Ammonia-Elphidium* Index (Sen Gupta et al., 1996) that identifies seasonal variations in the dissolved oxygen content (McDougall and Miranda-Martínez, 2016). These habitats could correspond to those reported by Hemleben et al. (1989) in living planktonic *Streptochilus* at shallow surface water close to upwelling in coastal regions, or represent the benthonic forms of the genus *Bolivina* (Darling et al., 2009).

According to the palinspastic models, the entrance of water from the Pacific to the proto-Gulf during the latest Miocene was a very narrower water mass extending farther north than the modern gulf (Stock and Hodges, 1989). Paleooceanographic conditions of the proto-Gulf are characterized by shallower basins from Santa Rosalía (Tirabuzón Formation) to the Salton Trough and deeper basins to the south. In this context, it is possible to hypothesize that this proto-Gulf was subject to reduced exchange with the Pacific and that the three mechanisms: the south-winds, the tidal mixing, and the thermohaline circulation acted in the same way that they act today to help to nourish the area (Álvarez-Borrego, 2002).

Streptochilus latus appears in the proto-Gulf at 6 Ma when water depths were sufficient to support planktonic dwellers and therefore, the absence of the genus in the oldest marine rocks documented in Santa Rosalía at the Boleo Formation (7.09 Ma; Holt et al., 2000; Ochoa-Landín et al., 2000) can be explained by shallower environments from marine to lagoonal with fluvial influence, where no planktonic microfossils have been reported until now. In contrast, at the mouth of the proto-Gulf, in the San José del Cabo Basin (6.9 Ma; Carreño, 1992) and María Madre Island (8.2 Ma; McCloy et al., 1988), the absence of *Streptochilus* is more likely related to the foraminifer dissolution that characterizes the cold periods in the eastern equatorial Pacific during the late Miocene (Barron and Keller, 1982; Keller and Barron, 1983, 1987).

5. Conclusions

Four species of *Streptochilus* are present in Neogene localities associated with the proto-Gulf of California and the Mexican Pacific coast: *Streptochilus latus*, *S. globigerus* and two new species here described as *S. macdougallae* sp. nov. and *S.inglei* sp. nov. *Streptochilus* sp. cf. *S. subglobigerus* previously identified in the Bouse

Formation by McDougall and Miranda-Martínez (2014) is here placed in synonymy with *Streptochilus macdougallae* sp. nov. The new species, *Streptochilus macdougallae* sp. nov. and *S.inglei* sp. nov., co-occur during the same time interval in the study area with *S. latus*; however, each morphotype boasts unique morphological characteristics, which allow recognition and separation as discrete taxa. The last occurrence of *S. macdougallae* sp. nov. and *S.inglei* sp. nov. in the studied localities is synchronous with the local LO of *S. latus*. The FO of these three species cannot be established with certainty due to the lack of deposits or to the absence of the genus.

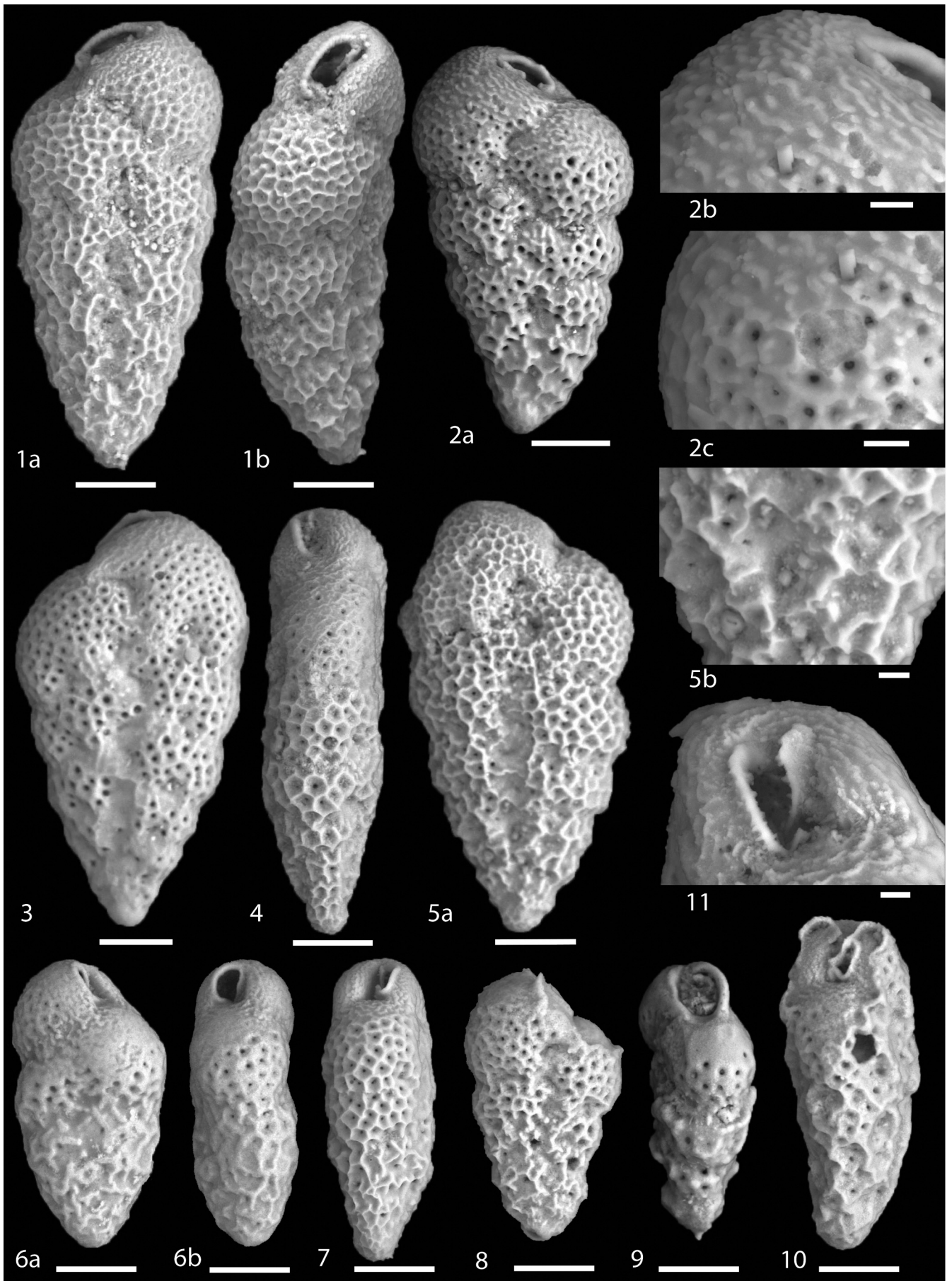
The stratigraphic distributions of *Streptochilus latus*, *S. macdougallae* sp. nov., and *S.inglei* sp. nov. in the Bouse, Tirabuzón, Carmen and Ojo de Buey units suggest a local range for these species between 6 and 5.3 Ma, equivalent to the top of N17b to the basal N18/19 zones of Blow (1979 sensu Gradstein et al., 2012) or to the M14 to the base of PL1 zones of Wade et al. (2011). The first local occurrence of *Streptochilus globigerus* in the Imperial and Trinidad Formations is at 5.5 Ma whereas its last is between 3.79 and 3.46 Ma. This local range is equivalent to a range from N18/N19 to the basal part of N20/N21 zones of Blow (1979 sensu Gradstein et al., 2012) and equivalent to the zones PL1 and PL4 (Wade et al., 2011). This range is synchronous with the regional range calibrated for the equatorial Pacific between 5.45 Ma and 3.6 Ma (Fig. 5; Resig, 1989, 1993).

Streptochilus latus appears in the western equatorial Pacific at 8.1 Ma (Resig, 1989, 1993; Fig. 5); however its first occurrence in the proto-Gulf around 6 Ma is related to environmental conditions and only its local last occurrence seems to be synchronous with the equatorial Pacific between 5.3 and 5.2 Ma (Resig, 1989, 1993), and therefore it can be used with confidence for biostratigraphical purposes in both areas to limit the age to the latest Miocene, while the presence of *Streptochilus globigerus* together with the absence of *S. latus* can be used to recognize an early Pliocene age.

The stratigraphic presence of *S. latus*, *S. macdougallae* sp. nov., and *S.inglei* sp. nov. suggests an age no younger than 5.3 Ma for the marine rocks studied herein, in contrast to the Pliocene age assigned for the Tirabuzón (Carreño, 1981), Carmen (Natland, 1950; Ingle, 1974; Dorsey et al., 2001), and Ojo de Buey (Carreño, 1985; McCloy et al., 1988) units. On the other hand, it reinforces and constrains the latest Miocene age previously assigned to the Bouse Formation (McDougall and Miranda-Martínez, 2014). The presence of *Streptochilus globigerus* in the base of the Trinidad Formation (Carreño, 1992) is indicative of a Pliocene age instead of the previously assigned late Miocene age, in agreement with Pliocene age based on paleomagnetic analysis and bioevents in the Imperial Formation (Dorsey et al., 2007).

6. Taxonomic notes

Order FORAMINIFERIDA Eichwald, 1830.
Suborder GLOBIGERININA Delage and Hérouard, 1896.
Superfamily HETEROHELICACEA Cushman, 1927.



(caption on next page)

- Plate IV. 1.** *Streptochilus macdougallae* sp. nov. (a) Side view showing an elongated shape and (b) oblique view of a test laterally compressed $\times 350$, scale bar 50 μm . East Salinas Bay Section. Del Carmen Island, BCS, Mexico. Sample BS-10. IGM-1591-Mi. Reference specimen.
- 2.** *Streptochilus macdougallae* sp. nov. (a) Side view sub-rectangular and slightly inflated chambers with tendency to become semi-inflated, sutures oblique and arched upward forming lobes $\times 350$, scale bar 50 μm . (b) Detail of wall in the top of the last chamber with rugose ornamentation, $\times 1900$, scale bar 10 μm . (c) Final chambers with low honeycomb-like relief $\times 1900$, scale bar 10 μm . Ensenada María Section. Monserrat Island, BCS, Mexico. Sample IM-5. IGM-1586-Mi. Holotype.
- 3.** *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Side view with sutures obscured by ornamentation $\times 300$, scale bar 50 μm . Ensenada María Section. Monserrat Island, BCS, Mexico. Sample IM-5. IGM-1587-Mi. Paratype.
- 4.** *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Edge view $\times 350$, scale bar 50 μm . Arroyo Hondo Section. María Madre Island, Nayarit, Mexico. Sample AH-26. IGM-1592-Mi. Reference specimen.
- 5.** *Streptochilus macdougallae* sp. nov. (a) Side view $\times 350$, scale bar 50 μm . (b) Detail of wall in the early portion with coarse interpore and anastomosing ridges displaying a rough texture $\times 500$, scale bar 10 μm . Ensenada María Section. Monserrat Island, BCS, Mexico. Sample IM-5. IGM-1588-Mi. Paratype.
- 6.** *Streptochilus macdougallae* sp. nov. (a) Side view and (b) edge view $\times 350$, scale bar 50 μm . Hart Mine Section. Blythe Basin, Arizona. Sample Mf12912. IGM-1593-Mi. Reference specimen.
- 7.** *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Edge view, $\times 350$, scale bar 50 μm . Arroyo Hondo Section. María Madre Island, Nayarit, Mexico. Sample AH-28. IGM-1590-Mi. Reference specimen.
- 8.** *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Side view $\times 350$, scale bar 50 μm . Punta Perico Section. Del Carmen Island, BCS, Mexico. Sample PP-9. IGM-1594-Mi. Reference specimen.
- 9.** *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Oblique view, $\times 350$, scale bar 50 μm . Tirabuzón Section. Santa Rosalía, BCS, México. Sample 1. IGM-1596-Mi. Reference specimen.
- 10.** *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Edge view it is observed the plate-like connection with the proximal margin rim/collar of the previous aperture $\times 350$, scale bar 50 μm . Punta Perico Section. Del Carmen Island, BCS, México. Sample PP-2. IGM-1595-Mi. Reference specimen.
- 11.** *Streptochilus macdougallae* sp. nov. Detail of aperture bordered by a thick rim/collar along the outer side of the arch that turned inward the chamber $\times 1500$, scale bar 10 μm . Arroyo Hondo Section. María Madre Island, Nayarit, Mexico. Sample AH-27.

Family CHILOGUEMBELINIDAE Reiss, 1963.

Genus *Streptochilus* Brönnimann and Resig, 1971.

Streptochilus latus Brönnimann and Resig, 1971

Plate I.

- Streptochilus latus* Brönnimann and Resig, 1971, p. 1289, Pl. 51, fig. 3.

Depository. Colección Nacional del Museo de Paleontología María del Carmen Perrilliat, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México under the numbers IGM-1559-Mi to IGM-1565-Mi.

Local distribution. Blythe Basin (IGM-3968), Santa Rosalía (IGM-81), Del Carmen (IGM-3971, IGM-3970), Monserrat (IGM-3972) and Madre María (IGM-3973) islands.

Local stratigraphic occurrence. The latest Miocene, from ~ 6 to 5.3 Ma. From the upper part of N17b to the basal part of N18/19 zones of Blow (1979 sensu Gradstein et al., 2012), equivalent to the M14 to the base of PL1 zones of Wade et al. (2011).

Dimensions. Length 170–287 μm (mean 211 μm , $n = 24$); maximum width 96–140 μm (mean 113 μm , $n = 16$); minimum width 13–22 μm (mean 17 μm , $n = 16$), maximum thickness 49–85 μm (65 μm , $n = 19$); minimum thickness 15–27 μm (mean 20 μm , $n = 19$).

Remarks. The specimens studied here are morphologically similar to the species described by Brönnimann and Resig (1971) having a similar smooth microperforate wall texture and aperture (Pl I, figs. 2b, 4c and 7a), except that chambers are slightly wider than high and the test is laterally compressed in the initial portion and semi-inflated in the latest chambers (Pl. I, figs. 1 and 2a). Specimens in the Gulf of California present a mean average length and maximum width overlaps with *S. latus* (Length: 100–244 μm ; Max. width: 150 μm ; Brönnimann and Resig, 1971), with only some specimens lightly larger.

Streptochilus globigerus (Schwager) Brönnimann and Resig, 1971

Plate II.

Textilaria globigera Schwager, 1866, p. 252, Pl. 7, fig. 100.

Chiloguembelina globigera (Schwager). Srinivasan and Sharma, 1969, p. 100.

Laterostomella sp. Carreño, 1992, Pl. 1, fig. 7.

non *Streptochilus globigerus* (Schwager) Darling et al., 2009, Figs. S1 and S2.

Depository. Colección Nacional del Museo de Paleontología María del Carmen Perrilliat, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México under the numbers IGM-1566-Mi to IGM-1575-Mi.

Local distribution. Split Mountain Gorge (IGM-3969) and San José Del Cabo Basin (IGM-2866).

Local stratigraphic occurrence. The latest Miocene to early Pliocene, from 5.59 Ma to between 3.79 and 3.46 Ma. From N18/N19 zones to the basal part of N20/N21 zones of Blow (1979 sensu Gradstein et al., 2012), equivalent to the PL1 to PL4 zones (Wade

et al., 2011).

Dimensions. Length 127–283 μm (mean 189 μm , $n = 30$); maximum width 87–170 μm (mean 122 μm , $n = 17$); minimum width 11–23 μm (mean 16 μm , $n = 17$), maximum thickness 58–92 μm (77 μm , $n = 15$); minimum thickness 11–28 μm (mean 18 μm , $n = 15$).

Remarks. The specimens studied here are similar in all respects to the species described by Brönnimann and Resig (1971) based on *Textilaria globigera* (Schwager). However, in the Gulf of California it is possible to distinguish two morphotypes (A and B), both with four to six globular and cancellate pairs of chambers, but with a low relief cancellate texture wall in the last chamber. The morphotype A rapidly expands the test giving a more triangular outline (Pl. II, fig. 9), similar to *S. subglobigerus* Resig, and morphotype B sometimes shows a slightly twisted initial test and is more slender (Pl. II, fig. 3a). In Split Mountain and San José del Cabo, morphotype A is the most abundant and commonly present.

The general outline variability in *S. globigerus* was also illustrated by Resig (1989, Pl. 1, figs. 3–6), who similarly documented the presence of a less cancellate last chamber (op. cit., Pl. 2 Figs. 7–9). This variability in texture wall is also documented by Darling et al. (2009, fig. S1) in adult and juvenile specimens of *S. globigerus*.

Detailed observations in our material show the presence of well-developed surface ridges in the initial chambers (Pl. II, fig. 6c), that form a well-defined cancellate texture as chambers are added (Pl. II, fig. 6b) and tend to present a low relief cancellate texture in the last chamber formed, which is never smooth but is very fragile (Plate II, fig. 3b).

Frequently, specimens of *Streptochilus* in the Gulf of California have a poorly preserved or broken last chamber (Plate I, fig. 5; Pl. II, figs. 1, 7, 9; Pl. III, figs 5, 6, 10; Pl. IV, figs. 8, 10) that probably indicates a thinner wall than the rest of the test since this is the last chamber to form. The thinner test wall and poorly developed ornamentation in the last chambers of *S. globigerus* could make this chamber less resistant to dissolution (Pl. III, fig. 3b). As a result of this, separation of *S. subglobigerus* from *S. globigerus* based on the smoothness of its final chambers is difficult.

Gulf of California specimens are smaller than *S. subglobigerus* (length: 270 μm ; width: 160 μm , Resig, 1989) and have a mean average length overlaps with *S. globigerus* interval (115–265 μm , Brönnimann and Resig, 1971). Differs from adult specimens collected in recent sediments from the Indian Ocean by Darling et al. (2009; Figs. S1 and S2; Length: 284 μm and 360 μm) in having a smaller size, six pairs of chambers instead of seven to eight, in its more triangular general outline, more globular chambers which rapidly increase in size as added, and in its straight sutures instead of oblique or strongly curved.

Streptochilusinglei sp. nov. (Miranda-Martínez, Carreño and McDougall).

Plate III.

Table 1
Calibrated ages compared globally for first and last occurrences (FO and LO) of planktonic foraminifera.

Zonal scheme		Taxa	Event	Indian Ocean	Pacific Ocean	South Pacific	North Pacific	Equatorial Pacific	Equatorial Atlantic	Ages considered in this study	
Blow (1979)	Wade et al. (2011)										
N20/N21	PL5	<i>Glb. decoraperta</i>	LO					2.2 ^v 4.4 ^m	2.75 ^{s,w,y}	2.2 ^v	
		<i>Globigerinoides obliquus</i>	LO	1.8 ^d	1.63 ⁱ 1.76 ^c	2.88 ^d		2.78ⁱ	1.30 ^s	2.78^c	
		<i>Dentoglobigerina altispira</i>	LO	2.6 ^d 3 ^h		3.04 ^d 3.18 ^o		2.88 ^a 3.05 ⁱ 3.46^{w,y} 3.47 ^{r,y}	3.11 ^s 3.13 ^{w,y} 3.6 ^k	3.46^{w,y}	
	PL3	<i>Pulleniatina primalis</i>	LO	1.78 ^h	1.51 ⁱ			3.45 ^{q,y} 3.65^{p,w,y} 3.66 ^{r,y}	3.33 ^a	3.65^{p,w,y}	
N18/N19	PL1	<i>Streptochilus globigerus</i>	LO					3.7–3.6^j		3.7–3.6^j	
		<i>Neogloboquadrina acostaensis</i>	LO					4.6^v	1.58 ^s 3.95 ^a	4.6^v	
		<i>Tenuitella pseudoedita</i>	LO						5.3^t		5.3^t
		<i>Streptochilus latus</i>	LO					5.4–5.2^j		5.4–5.2^j	
		<i>S. globigerus</i>	FO					5.45–5.2^j		5.45–5.2^j	
		<i>Sphaeroidinella dehiscescens</i>	FO	4.9 ^d		4.1 ^d		4.8 ^{e,f} 5.09 ^a 5.1 ^g 5.1 ^{q,y} 5.2 ^{r,y}	5.53 ^{w,y} 5.53 ^{r,y} 5.54 ^s	5.53^{w,j}	
		<i>Globorotalia tumida</i>	FO	5.57 ^{r,y}		5.57 ^{r,y} 5.6 ^b	5.1 ^c	5.2 ^c 5.24 ^a 5.51^{w,y} 5.57 ^{u,y,r}	5.63 ^w 5.82 ^s	5.57^{u,y,r}	
N17	M14	<i>Tenuitella anfracta</i>	FO		5.8 ⁱ			5.59 ^t		5.8ⁱ	
		<i>Gl. linguaensis</i>	LO					5.5 ^v 6.0^{p,w} 6.14 ^{r,y}		6^{p,w}	
N17/N17b	M13b	<i>Gs. conglobatus</i>	FO		5.2 ^{e,f}			5.5 ^s	6.08^{w,y} 6.2 ^{r,s,y}	6.08^{w,y}	
		<i>Pulleniatina primalis</i>	FO	5.78 ^d 6.4 ^p		5.7 ^o 6.4 ^{p,w} 6.6 ^{r,y}	5.7 ^{b,n}	5.49 ^a 5.8 ^t 5.8 ^v 5.9 ^{s,y} 6.4^x		6.4^{p,w}	
		<i>Streptochilus latus</i>	FO					8.1–7.45ⁱ		8.1–7.45ⁱ	

In bold, we present the bioevents selected in this study as synchronous with those of the Gulf of California.

^a Keigwin (1982).

^b Keller (1981).

^c Keller (1979).

^d Srinivasan and Sinha (1992).

^e Saito et al. (1975) and Saito (1977).

^f Ryan et al. (1974).

^g Thunell (1981).

^h Hays et al. (1969).

ⁱ Thompson and Sciarrillo (1978).

^j Resig (1989, 1993).

^k BouDagher-Fadel (2013).

^l Kennett and Srinivasan (1983) in Stewart and Pearson (2000).

^m Jenkins and Orr (1972).

ⁿ Keller (1980).

^o Sinha and Singh (2008).

^p Berggren et al. (1995).

^q Berggren et al. (1985).

^r Anthonissen et al. (2012).

^s Chaisson and Pearson (1997).

^t Shackleton et al. (1995).

^u Lourens et al. (2004).

^v Chaisson and Leckie (1993).

^w Wade et al. (2011)

^x Srinivasan and Sinha (2000).

^y Re-calibrated.

Table 2
⁸⁷Sr/⁸⁶Sr isotopic ratios and age estimates of foraminifers from Del Carmen Island (PP-1) and Montserrat Island (IM-2).

Sample	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	Error (1 sd)	n	Age (Ma)	± Ma
PP-1	0.709012	28	58	5.65	+ 0.41/– 0.89
IM-2	0.709011	38	56	5.67	+ 0.60/– 1.52

n: Number of measurements per run in each sample. 1 sd errors during measurement in the last two digits. Sr isotopic ratios were corrected for fractionation via mass standardization to ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.1194. LUGIS standard values NBS 987 (Sr): ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710235 ± 8 (± 1σabs, n = 10).

Derivation of name. In honor of Prof. J. Ingle, Stanford University, CA, for contribution towards knowledge of the fossil foraminifera of the ancient Gulf of California and Pacific Ocean.

Depository. Colección Nacional del Museo de Paleontología María del Carmen Perrilliat, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

Holotype. IGM-1576-Mi (Pl. III, Fig. 3). Length 176 μm, maximum width 100 μm, minimum width 22.4 μm.

Type locality. Loc. IGM-3971. 25°58'24.60" N, 111°04'33.27" W. Punta Perico, Del Carmen Island, Baja California Sur, México.

Type sample. PP-1, Unit III Marlstone and Mudstone (Dorsey et al., 2001), Carmen Formation.

Stratigraphic occurrence. The latest part of the Miocene, from ~6 to 5.3 Ma. From upper part of N17b to the basal part of N18/19 zones of Blow (1979 sensu Gradstein et al., 2012), equivalent to the M14 to the base of PL1 zones of Wade et al. (2011).

Paratypes. IGM-1577-Mi (Pl. III, fig. 2); IGM-1578-Mi (Pl. III, fig. 5), IGM-1579-Mi (not illustrated).

Paratype sample. PP-1, Unit III Marlstone and Mudstone (Dorsey et al., 2001), Carmen Formation.

Reference specimens. Loc. IGM-81, Loma Tirabuzón, El Boleo Basin, Santa Rosalía 27°20'9" N, 112°17'55" W. Tirabuzón Formation,

Unit III, Sample 9, IGM-1584-Mi and sample 10, IGM-1585-Mi (Pl. III, figs. 4 and 7). From holotype locality, sample PP-4, IGM-1580-Mi (Pl. III, fig. 1). Loc. IGM-3972, Ensenada María locality on Montserrat Island. Baja California Sur, México. 25°42'21.76" N, 111°03'10.23" W. Carmen Formation, Unit III Marlstone and Mudstone (Dorsey et al., 2001), Sample IM-13, IGM-1583-Mi (Pl. III, fig. 9). Loc. IGM-3973, Arroyo Hondo Locality on María Madre Island, Nayarit. México. 25°59'02.1" N, 111°05'15.8" W. Ojo de Buey Unit, Sample AH-26, IGM-1581-Mi and Sample AH-30, IGM-1582-Mi (Pl. III, figs. 6 and 8).

Diagnosis and description. Biserial, small to medium size test, somehow twisted in the initial portion. Periphery lobulated. Commonly with seven to eight pairs of chambers, rare specimens with six pairs. Chambers increase moderately in size as added, in the last mid-portion expands regularly giving a triangular outline. Initial chambers subquadrate and slightly inflated, being subglobose as added and the last two chambers are globose (Pl. III, figs. 2 and 3). Sutures straight and strongly depressed, forming a zigzag feature in the middle line of the test due to the strong overlap of the chambers (Pl. III, fig. 1). Wall, smooth, finely and sparsely perforate (Pl. III, fig. 3b). Aperture, located perpendicular to the middle plane of the test, consists of a wide and elongate high arch, offsets moderately to one side of test, bordered by a thick rim/collar along the outer side of the arch (Pl. III, fig. 9c), which is turned inward and connects with the collar of the previous aperture with presence of an internal plate (Pl. III, fig. 10).

Dimensions. Length 164–306 μm (mean 218 μm, n = 24); maximum width 99–134 μm (mean 112 μm, n = 16); minimum width 13–23 μm (mean 19 μm, n = 16), maximum thickness 56–90 μm (70 μm, n = 16); minimum thickness 13–21 μm (mean 17 μm, n = 16).

Remarks. New species differs from other smooth walled *Streptochilus* such as *S. pristinum* Brönnimann and Resig (1971) in having a lobulate periphery with straight sutures, being subglobose in the early stage becoming globose on the last two chambers, instead of have a straight profile with slightly curved sutures, no chamber inflation and the last two formed chamber slightly inflated.

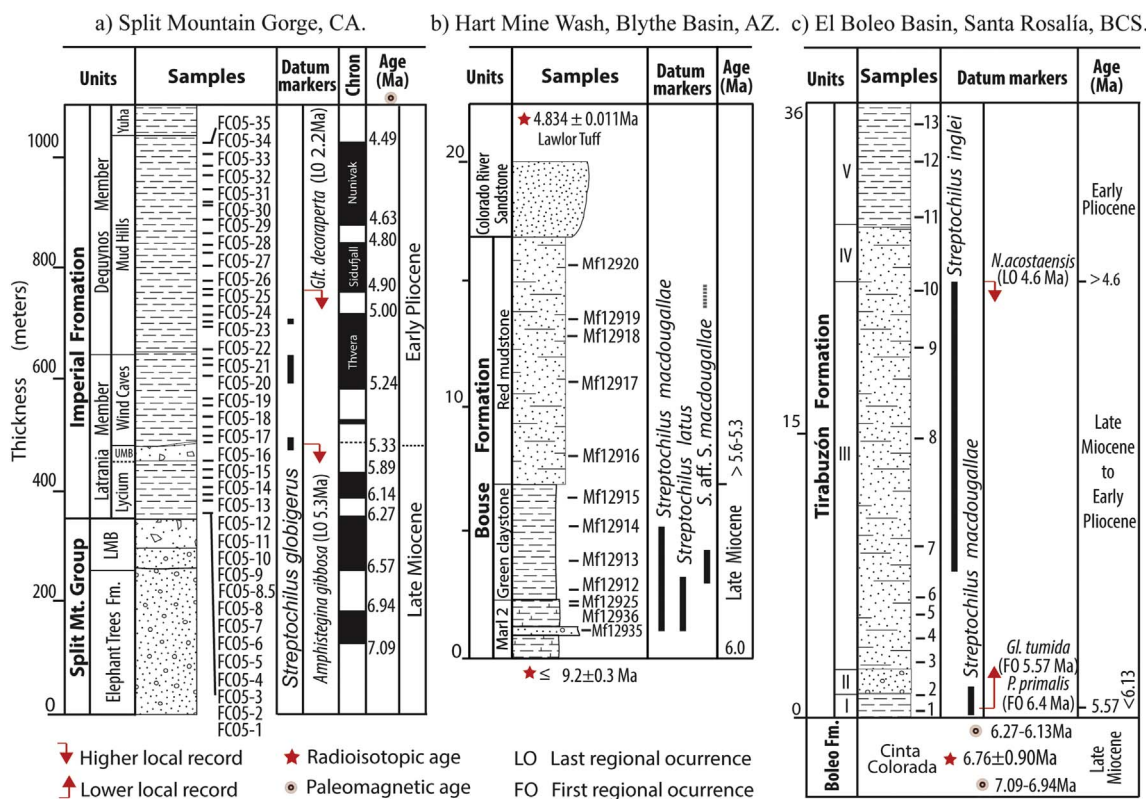


Fig. 2. Distribution of *Streptochilus* through a) Imperial Formation (modified from Dorsey et al., 2007) and b) Bouse and c) Tirabuzón Formations (modified from Carreño, 1981). LMB: Lower Megabreccia, UMB: Upper Megabreccia.

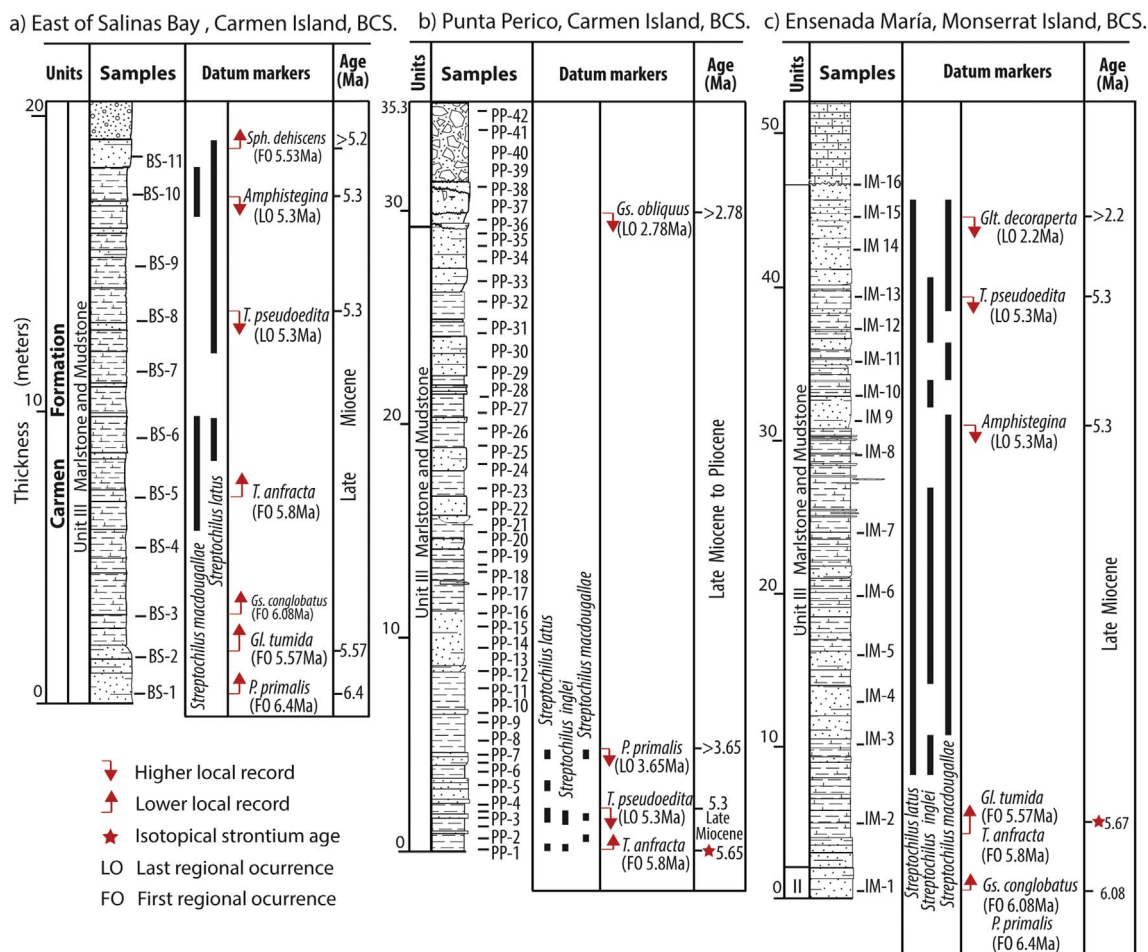


Fig. 3. Distribution of *Streptochilus* throughout the Carmen Formation, at Carmen and Monserrat islands, México.

Brönnimann and Resig (1971) illustrated a slender specimen of *S. pristinum*; nevertheless, Resig (1989) shows subglobose specimens, but always with a straight profile and with the last two former chambers subglobose. Aperture of *S. pristinum* has not been extensively described or illustrated, but from Resig and Kroopnick (1983; Pl. 1; figs. 19, 20) aperture seems to be an arch higher and wider than the observed in new species here described.

Streptochilus latus Brönnimann and Resig is similar to the new species except that sutures are slightly curved and sloping to the periphery, chambers are rectangular and the last formed chambers are subglobose and bigger (Pl. I). Aperture has not been extensively described but Resig and Kroopnick (1983; figs. 5–9) showed it as a larger aperture bordered by a rim/collar that is turned inward to a plate connecting with the collar of the preceding aperture, similar to *Streptochilusinglei* sp. nov.

Streptochilus cetacensis Smart and Thomas, another smooth-walled species, is similar to the new species except for its typically triangular outline, sutures curved, slightly inflated chambers and not so globose character of the last two formed chambers.

Only in *Streptochilus cetacensis* the number of chambers is established in the original diagnosis of between five and eight pairs. *S. pristinum* and *S. latus* holotypes have seven pairs of chambers (Brönnimann and Resig, 1971), however *S. latus* specimens with eight pairs in the Gulf of California (Plate I) and Pacific Ocean have been illustrated (Resig and Kroopnick, 1983; Resig, 1989). Holotype of *Streptochilus globulosus* also has seven pairs of chambers (Cushman, 1933), but fossil specimens with five or six pairs of chambers and recent specimens with eight to nine pairs have been illustrated (Boersma et al., 1969; Brönnimann and Resig, 1971; Resig and Kroopnick, 1983; Resig,

1989; Darling et al., 2009). Number of chambers recorded for *Streptochilusinglei* sp. nov., is similar to those present in smooth-walled *Streptochilus*, suggesting that the number of chambers is not a diagnostic feature.

***Streptochilus macdougallae* sp. nov.** (Miranda-Martínez and Carreño).

Plate IV.

Streptochilus globigerus (Schwager) in Resig (1989), Plate 2, Figs. 10 and 11.

Streptochilus cf. *subglobigerus* (Resig) in McDougall and Miranda-Martínez (2014), Plate 1, figs. 18–20, 24–25.

Name Derivation. In honor of Dr. Kristin McDougall for her contribution to the knowledge of the foraminifera from the Salton Trough.

Depository. Colección Nacional del Museo de Paleontología María del Carmen Perrillat, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.

Holotype. IGM-1586-Mi (Pl. IV, fig. 2). Length 257 µm, maximum width 140 µm, minimum width 36 µm.

Type locality. Loc. IGM-3972. 25°42'21.76" N, 111°03'10.23" W. Ensenada María, Monserrat Island, Baja California Sur, México.

Type sample. Sample IM-5, Unit III Marlstone and Mudstone (Dorsey et al., 2001), Carmen Formation.

Stratigraphic occurrence. The latest part of the Miocene, from ~6 to 5.3 Ma. From the upper part of N17b to the basal part of N18/19 zones of Blow (1979, sensu Gradstein et al., 2012), equivalent to the M14 to the base of PL1 zones of Wade et al. (2011).

Paratypes. IGM-1587-Mi (Plate IV, fig. 3), IGM-1588-Mi (Pl. IV, fig. 5), IGM-1589-Mi (not illustrated).

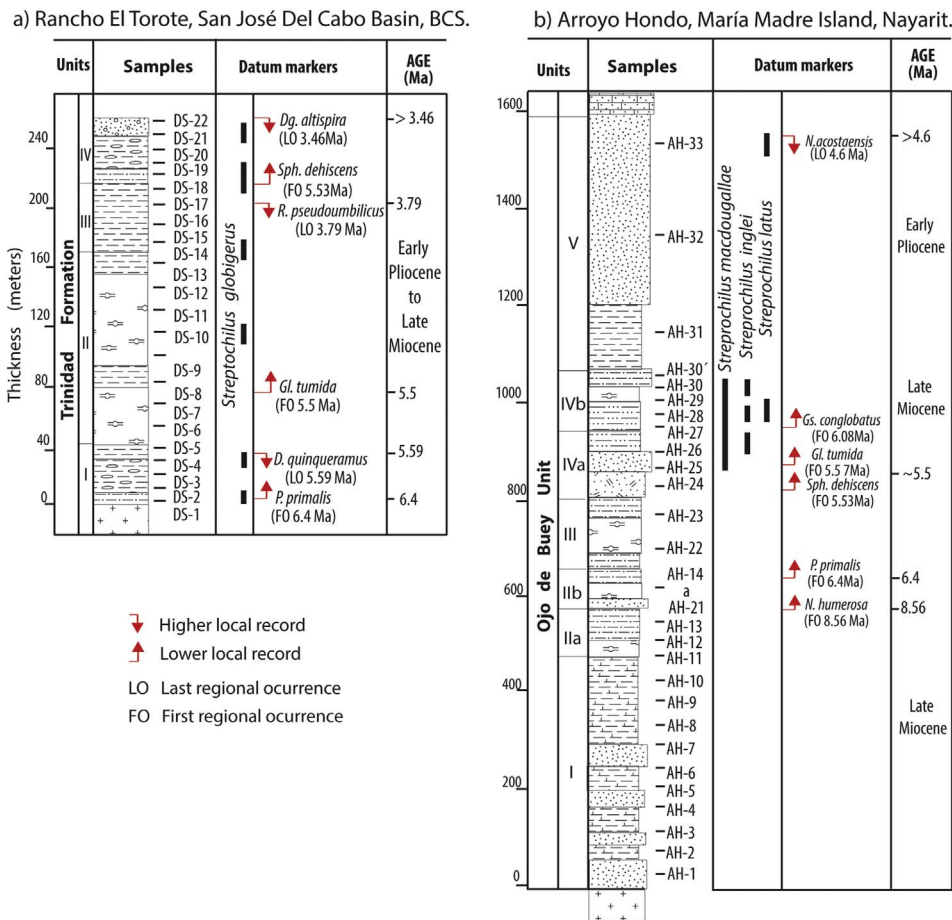


Fig. 4. Distribution of *Streptochilus* throughout the Trinidad Formation and in Ojo de Buey unit, Mexico (modified from Carreño, 1985 and 1992).

Paratype sample. Sample IM-5, Unit III Marlstone and Mudstone (Dorsey et al., 2001), Carmen Formation.

Reference specimens. From Loc. IGM-3968, Hart Mine Wash, Blythe Basin, CA and AZ, USA. 33°17'27.6" N, 114°38'9.6"W. Bouse Formation, Green Claystone Unit, Sample Mf12912, IGM-1593-Mi (Pl. IV, fig. 6). Loc. IGM-81, Loma Tirabuzón, El Boleo Basin, Santa Rosalía 27°20'9" N, 112°17'55" W. Tirabuzón Formation, Unit I, Sample 1, IGM-1596-Mi (Pl. IV, fig. 9). Loc. IGM-3970, East of Salinas Bay, 25°59'02.1" N, 111°05'15.8" W and Loc. IGM-3971 in Punta Perico, 25°58'24.6" N, 111°04'33.27" W, both at Del Carmen Island, Baja California Sur, México. Carmen Formation, Unit III Marlstone and Mudstone (Dorsey et al., 2001), Sample BS-10, IGM-1591-Mi (Pl. IV, fig. 1), Sample PP-9, IGM-1594-Mi (Pl. IV, fig. 8) and sample PP-2, IGM-1595-Mi (Pl. IV, fig.10). Loc. IGM-3973, Arroyo Hondo Locality on María Madre Island, Nayarit. Mexico. 21°40'45" N, 106°36'45" W. Ojo de Buey, IV Unit, Sample AH-28, IGM-1590-Mi (Pl. IV, fig. 7) and Sample AH-26, IGM-1592-Mi (Pl. IV, fig. 4).

Diagnosis and description. Biserial, small to medium size test. Elongate and triangular shape in frontal view. Laterally compressed. Periphery slightly lobulate. Five to seven pairs of subrectangular chambers, which increase moderately as added. The last two chambers are larger, slightly semi-inflated and slightly overlapping. Faint lobes at the base of the chamber could be in contact with the suture. Sutures obscured by the ornamentation in the early portion, otherwise incised, curved, oblique from the midline and arched gently upward towards the periphery beneath the chambers lobes (Pl. IV, fig. 2a). Wall exhibits a cancellate texture and mural-like pores, sometimes with coarse pores. In some specimens, early middle portion of the test shows coarse interpore and anastomosing ridges displaying a rough texture (Pl. IV, fig. 5b); sometimes the roughness is extended with no clear pattern to

the latest former chambers, which otherwise exhibit a low relief honeycomb-like surface (Pl. IV, fig. 2c), and a rugose texture at the top of the latest chambers (Pl. IV, fig. 2b). Aperture consists of a moderately wide elongate arch located perpendicular to the middle plane of the test, from the base of the last chamber onto apertural face, bordered by a thick rim/collar with a thick and wide internal plate formed by the infolding and downward extension of one margin of the rimmed aperture (Pl. IV, fig. 11).

Dimensions. Length 133–312 μm (mean 225 μm, n = 27); maximum width 86–149 μm (mean 117 μm, n = 13); minimum width 15–27 μm (mean 20 μm, n = 13), maximum thickness 41–87 μm (64 μm, n = 19); minimum thickness 16–40 μm (mean 25 μm, n = 19).

Remarks. The general outline of *Streptochilus macdougallae* sp. nov. is quite similar to morphotype B of *S. globigerus* (Schwager) identified in the Gulf (Pl. II, 3a), but differs in being laterally compressed; with the last two formed chambers slightly sub-inflated, instead of globose, with chamber slightly overlapping and exhibiting some faint lobes in the base, and distinctive sutures.

Darling et al. (2009; Fig. S1) illustrated adults of *S. globigerus* with a roughly texture wall with anastomosing ridges here described for the new species, also described in the initial portion of the test in some of the specimens here assigned to *S. globigerus* (Pl. II, fig. 6c). However, wall texture in *Streptochilus macdougallae* sp. nov. has coarse pores different to the fine perforate wall of *S. globigerus* and similar to that of *Laterostomella guembeliniformis* de Klasz and Rérat (1962).

S. subglobigerus (length: 270 μm; width: 160 μm; Resig, 1989) is larger and *S. globigerus* (length:130 μm; Schwager, 1866; length: 189 μm; max. width:170 μm, this study) is shorter than *Streptochilus macdougallae* sp. nov., which has a narrower test than these species.

The holotype of *Streptochilus globigerus* illustrated by Schwager

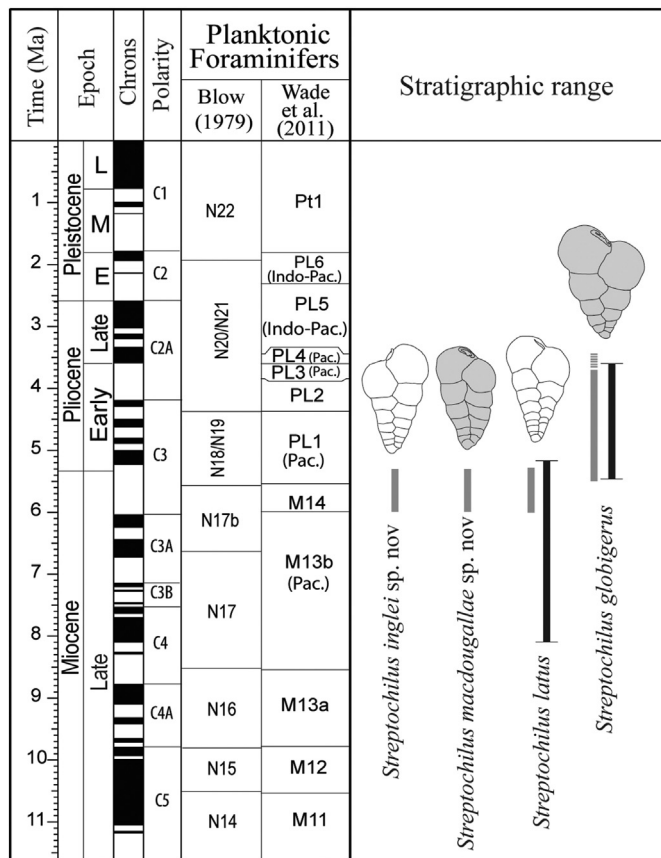


Fig. 5. Local stratigraphic range of species of *Streptochilus* here recorded (gray lines) and their regional known stratigraphic range (black lines) calibrated in the equatorial Pacific (Resig, 1989, 1993). Standard zonal schemes are updated to the time scale of Gradstein et al. (2012).

(1866) has seven pairs of chambers, while Kennett and Srinivasan (1983) describe the species as having six to seven pairs and Resig (1989) illustrates specimens with five pairs. Six pairs of chambers are considered in the original diagnosis of *S. subglobigerus*, but specimens with five pairs are considered to illustrate the species (Resig, 1989). A similar number between five and six pairs of chambers is also present in the holotype and paratypes of *Laterotomella guembeliniformis* (de Klasz and Rérat, 1962). Numbers of chambers in these species are similar to *S. macdougallae* sp. nov. and therefore are not a diagnostic feature; only the adult specimens of *S. globigerus* illustrated by Darling et al. (2009; Fig. S1) have a greater number of chambers.

Specimens identified previously as *Streptochilus* cf. *subglobigerus* in Blythe Basin (McDougall and Miranda-Martínez, 2014; Plate 1, figs. 18–20, 24–25), are here considered as synonymous of *S. macdougallae* sp. nov. due to having the same form of the test, chambers, sutures (Pl. 1, figs. 20 & 21). Specimens with the same features, but subdued ornamentation that resemble *Streptochilus subglobigerus* are considered *S. aff. macdougallae* sp. nov., (McDougall and Miranda-Martínez, 2014; Plate 1, figs. 14–17) or as an ecophenotypic variant of the species due to their restricted distribution under estuarine conditions in Blythe Basin (McDougall and Miranda-Martínez, 2014).

Acknowledgments

The present paper constitutes the requirement to obtain the PhD degree in the Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM of Miranda-Martínez who appreciates the scholarship number 172854 from the Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología which allows their studies. This work has been supported by Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT), UNAM projects

IN102211 and IN102314 “Sincronizando relojes durante el Neógeno: implicación en la edad de las primeras incursiones marinas del Protogolfo de California” and “¿Existió el protogolfo de California en el Mioceno medio?”. Miranda-Martínez is particularly grateful to the last mentioned project (PAPIIT Number IN102314) as well as to the Instituto de Geología, which gave additional scholarships to obtain the PhD degree. Thanks are extended to J. L. Sánchez-Zavala (UNAM) and J. Ledesma Vázquez (UABC) for field assistance. Authors are grateful to Y. Hornelas-Orozco (ICMyL, UNAM) for the SEM photomicrographs. Strontium isotopic analyses were carried out in the Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) by P. Schaaf, G. Solís, T. Hernández and V. Meza, who offered their expertise and continuous support. The authors are indebted to Prof. R. Mark Leckie (University of Massachusetts) and Dr. Christopher W. Smart (Plymouth University) for their extensive review of this paper; also we appreciate the assertive remarks made by anonymous reviewer. Their thoughtful suggestions greatly improved the present manuscript.

References

- Albarrán-Linares, C., 2010. Bioestratigrafía de la localidad tipo de la Formación Carmen, Isla del Carmen, Baja California Sur, México. In: Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, México.D.F. (39 pp).
- Álvarez-Borrego, S., 2002. Physical oceanography. In: Case, T.J., Cody, M.L., Ezcurra, E. (Eds.), *Island Biogeography in the Sea of Cortez*. Oxford University Press, New York, pp. 41–59.
- Álvarez-Borrego, S., Lara-Lara, J.R., Simoneit, B.R.T., Dauphin, J.P., 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. In: *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. vol. 47. AAPG Mem., pp. 555–567.
- Anthonissen, D.E., Ogg, J.G., Gradstein, F.M., 2012. Cenozoic and cretaceous biochronology of planktonic foraminifera and calcareous Nannofossils. In: Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M. (Eds.), *A Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Boston, pp. 1083–1127.
- Barron, J.A., Keller, G., 1982. Widespread Miocene deep-sea hiatuses: coincidence with periods of global cooling. *Geology* 10 (11), 577–581.
- Bennett, S.E.K., Oskin, M.E., Dorsey, R.J., Iriondo, A., Kunk, M.J., 2015. Stratigraphy and structural development of the southwest Isla Tiburón marine basin: implications for latest Miocene tectonic opening and flooding of the northern Gulf of California. *Geosphere* 11, 4.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Van Couvering, J.A., 1985. The Neogene, part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy. In: Snelling, N.J. (Ed.), *The Chronology of the Geological Record*. vol. 10. Geol. Soc. London Mem., pp. 211–260.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., Aubry, M.P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren, W.A. (Ed.), *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. vol. 54. SEPM Special Publication, pp. 130–212.
- Blow, W.H., 1979. *The Cainozoic Globigerinidae. A Study of the Morphology, Taxonomy, Evolutionary Relationship and the Stratigraphical Distribution of Some Globigerinidae (Mainly Globigerinacea)*. vol. 3 E.J. Brill Ed., Leiden, Netherlands (1413 pp).
- Boehm, M.C., 1984. An overview of the lithostratigraphy, biostratigraphy, and paleoenvironments of the late Neogene San Felipe Marine Sequence, Baja California, Mexico. In: Frizzell, V.A. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula: Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Book*. vol. 39. pp. 253–265.
- Boersma, A., Kierstead, C.H., Leidy, R.R.D., Fleisher, R.L., 1969. Neogene zonation of tropical Pacific cores. In: Brönnimann, P., Renz, H.H. (Eds.), *Internatl. Conf. Plankt. Microfossils, 1st Proc.* E.J. Brill Ed., Leiden, pp. 328–338.
- BouDagher-Fadel, M.K., 2013. *Biostratigraphic and Geological Significance of Planktonic Foraminifera*. Office of the Vice Provost Research (OVPR), University College, London (287 pp).
- Bray, N.A., 1988. Water mass formation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 93 (C8), 9223–9240.
- Brönnimann, P., Resig, J., 1971. A Neogene globigerinacean biochronology time-scale of the southwestern Pacific. In: Winterer, E., Riedel, W. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. vol. 7. US Government Printing Office, Washington, DC, pp. 1235–1469.
- Carreño, A.L., 1981. Ostrácodos y foraminíferos planctónicos de la Loma del Tirabuzón, Santa Rosalía, Baja California Sur, e implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas. vol. 5(1). Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Revistapp. 55–64.
- Carreño, A.L., 1985. Biostratigraphy of Late Miocene to Pliocene on the Pacific Island María Madre, Mexico. *Micropaleontology* 31 (2), 139–166.
- Carreño, A.L., 1992. Neogene microfossils from the Santiago Diatomite, Baja California Sur, Mexico. In: Alcayde-Orraca, M., y Gómez-Caballero, A. (Eds.), *Calcareous Neogene microfossils of Baja California Sur, Mexico, Paleontología Mexicana*. vol. 59(1). pp. 1–37.
- Carreño, A.L., Ledesma-Vázquez, J., Hernández-Pérez, C.F., Gío-Argáez, F.R., 2015. Microfossils from the Early Pliocene Carmen formation, Monserrat Island, Baja California Sur, Mexico. *Micropaleontology* 61 (3), 199–225.

- Chaisson, W.P., Leckie, R.M., 1993. High-resolution Neogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Site 806, Ontong Java Plateau (western equatorial Pacific). In: Berger, W.H., Kroenke, L.W., Mayer, L.A. (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. vol. 130. pp. 137–178.
- Chaisson, W.P., Pearson, P.N., 1997. Planktonic foraminifer biostratigraphy at Site 925: Middle Miocene–Pleistocene. In: Shackleton, N.J., Curry, W.B., Richter, C., Bralower, T.J. (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. vol. 154. pp. 3–31.
- Conly, A.G., Brenan, J.M., Bellon, H., Scott, S.D., 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía region. Baja California Sur, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142, 303–341.
- Cushman, J.A., 1933. Some New Recent Foraminifera From the tropical Pacific. vol. 9(4). *Cushman Lab. Foraminifera*. pp. 77–79.
- Darling, K., Thomas, E., Kasemann, S., Seears, H.A., Smart, C.W., Wade, C.M., 2009. Surviving mass extinction by bridging the benthic/planktic divide. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 106, 12629–12633.
- de Klasz, I., Rérat, D., 1962. Quelques nouveaux foraminifères du Crétacé et du Tertiaire du Gabon (Afrique Équatoriale). *Rev. Micropaleontol.* 4, 175–189.
- de Klasz, I., Kroon, D., van Hinte, J.E., 1989. Notes on the foraminiferal genera *Laterostomella* De Klasz and Rérat and *Streptochilus* Brönnimann and Resig. *Journal of Micropaleontology* 8, 215–226.
- Dean, M.A., 1996. Neogene fish creek gypsum and associated stratigraphy and paleontology, southwestern Salton Trough, California. In: Abbott, P.L., Seymour, D.C. (Eds.), *Sturzstroms and detachment faults*. vol. 24. *South Coast Geological Society Annual Field Trip Guidebook, Anza-Borrego Desert State Park, California: San Diego, California*. pp. 123–148.
- Delgado-Hinojosa, F., Segovia-Zavala, J.A., Huerta-Díaz, M.A., Atlano-Silva, H., 2006. Influence of geochemical and physical processes on the vertical distribution of manganese in Gulf of California waters. *Deep-Sea Res. I Oceanogr. Res. Pap.* 53 (8), 1301–1319.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., Perilliat, M.C., 2000. Geologic reconnaissance and Miocene age of volcanism and associated fauna from sediments of Bahía de Los Angeles, Baja California, central Gulf of California. In: Stock, J. (Ed.), *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Geological Society of America Special Paper*. vol. 334. pp. 111–121.
- Dorsey, R.J., Umhoefer, P.J., Ingle, J.C., Mayer, M., 2001. Late Miocene to Pliocene stratigraphic evolution of northeast Carmen Island, Gulf of California: implications for oblique-rifting tectonics. *Sediment. Geol.* 144, 97–123.
- Dorsey, R.J., Fluette, A., McDougall, K., Housen, B.A., Janecke, S.U., Axen, G.J., Shirvell, C.R., 2007. Chronology of Miocene–Pliocene deposits at Split Mountain Gorge, southern California: a record of regional tectonics and Colorado River evolution. *Geology* 35, 57–60.
- Dorsey, R.J., Housen, B.A., Janecke, S.U., Fanning, C.M., Spears, A.L.F., 2011. Stratigraphic Record of Basin Development Within the San Andres Fault System: Late Cenozoic Fish Creek–Vallecito Basin, Southern California. vol. 123. *Geological Society of America Bulletin*. pp. 771–793.
- Dowsett, H.J., 1989. Application of the graphic correlation method to Pliocene marine sequences. *Mar. Micropaleontol.* 14, 3–32.
- Escalona-Alcázar, F.J., Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., Rendón-Márquez, G., 2001. Late Miocene volcanism and marine incursions in the San Lorenzo Archipelago, Gulf of California, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 18, 111–128.
- Gilly, W.F., Beman, J.M., Litvin, S.Y., Robison, B.H., 2013. Oceanographic and biological effects of shoaling of the oxygen minimum zone. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 5, 393–420.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg, G.M., 2012. *A Geologic Time Scale 2012*. Elsevier, Boston (1176 pp).
- Hays, J.D., Saito, T., Opdyke, N.D., Burckle, L.H., 1969. Pliocene–Pleistocene sediments of the equatorial Pacific: their paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 1481–1513.
- Helenes, J., Carreño, A.L., 1999. Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics. *J. S. Am. Earth Sci.* 12, 589–605.
- Helenes, J., Carreño, A.L., Carrillo, R.M., 2009. Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California. *Mar. Micropaleontol.* 72, 10–25.
- Hemleben, C., Spindler, M., Anderson, O.R., 1989. *Modern Planktonic Foraminifera: Heidelberg*. Springer Verlag, Germany (363 pp).
- Hernández-Ayón, J.M., Galindo-Bect, M.S., Flores-Báez, B.P., Álvarez-Borrego, S., 1993. Nutrient concentrations are high in the turbid waters of the Colorado River Delta. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 37, 593–602.
- Hernández-Pérez, C.F., 2012. *Foraminíferos neogénicos de la Formación Carmen. Bioestratigrafía y Paleoaambiente. Tesis Licenciatura. Facultad de Ciencias Universidad Nacional Autónoma de México. México, Isla Monserrat, BCS (147 pp)*.
- Hodell, D.A., Kamenov, G.D., Hathorne, E.C., Zachos, J.C., Röhl, U., Westerhold, T., 2007. Variations in the strontium isotope composition of seawater during the Paleocene and Early Eocene from ODP Leg 208 (Walvis Ridge). *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8, 1–15.
- Holt, J.W., Stock, J.M., Holt, E.W., 2000. An age constraint on Gulf of California rifting from the Santa Rosalía basin, Baja California Sur, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 112, 540–549.
- Homan, M.B., 2014. *Sedimentology and Stratigraphy of the Southern Miocene–Pliocene Bouse Formation*. University of Oregon, Unites States of America (Master of Science Thesis; 116 pp).
- Ingle, J.C., 1974. Paleobathymetric history of Neogene marine sediments, northern Gulf of California in Geology of Peninsular California. In: Gastil, G., Lillengraben, J. (Eds.), *The Geology of Peninsular California. Guide Book Pacific Section, American Association of Petroleum Geologists*, pp. 121–138.
- Jenkins, D.G., 1971. New Zealand Cenozoic planktonic foraminifera. *New Zealand Geol. Survey Paleont. Bulletin* 42, 1–278.
- Jenkins, D.G., Orr, W.N., 1972. Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the east equatorial Pacific—DSDP Leg 9. In: Hays, J.D. (Ed.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. vol. 9. US Government Printing Office, Washington, DC, pp. 1059–1193.
- Karig, D.E., Jansky, W., 1972. The proto-gulf of California. *Earth Planet. Sci. Lett.* 17 (1), 169–174.
- Keigwin Jr., L.D., 1982. Neogene planktonic foraminifera from Deep Sea Drilling Project Sites 502 and 503. In: Prell, W.L., Gardner, J.V. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. vol. 68. US Government Printing Office, Washington, DC, pp. 269–288.
- Keller, G., 1979. Early Pliocene to Pleistocene planktonic foraminiferal datum levels in the North Pacific DSDP Sites 173, 310, and 296. *Mar. Micropaleontol.* 4, 281–294.
- Keller, G., 1980. Middle to Late Miocene planktic foraminiferal datum levels and paleoceanography of the north and southeastern Pacific Ocean. *Mar. Micropaleontol.* 5, 249–281.
- Keller, G., 1981. Miocene biochronology and paleoceanography of the North Pacific: CENOP symposium volume. *Mar. Micropaleontol.* 6, 535–551.
- Keller, G., Barron, J.A., 1983. Paleoceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geol. Soc. Am. Bull.* 94 (5), 590–613.
- Keller, G., Barron, J.A., 1987. Paleodepth distribution of Neogene deep-sea hiatuses. *Paleoceanography* 2 (6), 697–713.
- Kennett, J.P., Srinivasan, M.S., 1983. *Neogene Planktonic Foraminifera: A Phylogenetic Atlas*. Hutchinson Ross Publishing Company, Stroudsburg, PA (265 pp).
- Kroon, D., Nederbragt, A.J., 1990. Ecology and paleoecology of triserial planktic foraminifera. *Mar. Micropaleontol.* 16, 25–38.
- Lavín, M., Castro, R., Beier, E., Godínez, V.M., Amador, A., Guest, P., 2009. SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon experiment. *J. Geophys. Res.* 114, 1–22.
- Leckie, R.M., 2009. Seeking a better life in the plankton. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 106 (34), 14183–14184.
- Lourens, L., Hilgen, F., Shackleton, N.J., Laskar, J., Wilson, D., 2004. The Neogene period. In: Gradstein, F., Ogg, J., Smith, A. (Eds.), *A Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, pp. 409–440.
- Macías-Zamora, J.V., Delgado-Hinojosa, F., 2002. Hypoxic waters in the Gulf of California: origin, distribution and possible consequences. In: Thurston, R.V. (Ed.), *Fish Physiology, Toxicology and Water Quality. Proceedings of the Sixth International Symposium, La Paz, B.C.S., México Ecosystems Research Division U.S. Environmental Protection Agency, Athens, Georgia*. pp. 285–296.
- McCloy, C., 1984. Stratigraphy and depositional history of the San Jose del Cabo trough, Baja California Sur, Mexico. In: Frizzell, V.A. (Ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*. vol. 39. Pacific Section, SEMP, Society for Sedimentary Geology, pp. 267–273.
- McCloy, C., Ingle, J.C., Barron, J.A., 1988. Neogene stratigraphy, foraminifera diatoms, and depositional history of María Madre Island, México: evidence of early Neogene marine conditions in the southern Gulf of California. *Mar. Micropaleontol.* 13 (3), 193–212.
- McDougall, K., 2008. Late Neogene marine incursions and the ancestral Gulf of California. In: Reheis, M.C. (Ed.), *Late Cenozoic Drainage History of the Southwestern Great Basin and Lower Colorado River Region: Geologic and biotic perspectives*. 439. *Geological Society of America Special Paper*, pp. 355–373.
- McDougall, K., Miranda-Martínez, A., 2014. Evidence for a marine incursion along the lower Colorado River corridor. *Geosphere* 10, 842–869.
- McDougall, K., Miranda-Martínez, A., 2016. Bouse Formation along the lower Colorado River corridor: tracking the transition from marine estuary to saline lake. In: Reynolds, R. (Ed.), *Going LOCO, Investigations Along the Lower Colorado River, 2016 Desert Symposium Field Guide and Proceedings*. California State University Desert Studies Center, pp. 140–144.
- McDougall, K.A., Poore, R.Z., Matti, J.C., 1999. Age and paleo-environments of the Imperial Formation near San Geronio Pass. *Southern California: Journal of Foraminiferal Research* 29, 4–25.
- Molina-Cruz, A., 1994. Biostratigraphy and paleoceanographic significance of the radiolarians from the protomouth of the Gulf of California. *Ciencias Marinas* 20 (4), 441–465.
- Moore, D.G., Curran, J.R., 1982. Geologic and tectonic history of the Gulf of California. In: Yeats, R.S. (Ed.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. vol. 64. US Government Printing Office, Washington, DC, pp. 1279–1294.
- Nathan, S.A., Leckie, R.M., 2009. Early history of the Western Pacific Warm Pool during the middle to late Miocene (~13.2–5.8 Ma): role of sea-level change and implications for equatorial circulation. *Paleoogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 274 (3), 140–159.
- Natland, M.N., 1950. Report of the Pliocene and Pleistocene foraminifera. In: 1940 E.W. Scripps Cruise to the Gulf of California. vol. 43, part IV. *Geological Society of America Memoir*, pp. 1–53.
- Ochoa-Landín, L., Ruiz, J., Calmus, T., Pérez-Segura, E., Escandón, F., 2000. Sedimentology and stratigraphy of the Upper Miocene El Boleo Fm., Santa Rosalía, Baja California, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 17 (2), 83–96.
- Oskin, M., Stock, J., 2003. Marine incursion synchronous with plate boundary localization in the Gulf of California. *Geology* 31 (1), 23–26.
- Pacheco, M., Martín-Barajas, A., Elders, W., Espinosa-Cardena, J.M., Helenes, J., Segura, A., 2006. Stratigraphy and structure of the Altar basin of NW Sonora: implications for the history of the Colorado River delta and the Salton trough. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 23, 22.
- Pompa-Mera, V., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Weber, B., Solís-Pichardo, G., Villanueva-Lascurain, D., Layer, P., 2013. Geology, geochronology, and geochemistry of Isla María Madre, Nayarit, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 30 (1), 1–23.

- Resig, J.M., 1989. Stratigraphic distribution of Late Neogene species of the planktonic foraminifer *Streptochilus* in the Indo-Pacific. *Micropaleontology* 35, 49–62.
- Resig, J.M., 1993. Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of biserial planktonic foraminifera, Ontong Java Plateau. In: Berger, W.H. (Ed.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. vol. 130. pp. 231–244.
- Resig, J.M., Kroopnick, P.M., 1983. Isotopic and distributional evidence of a planktonic habit for the foraminiferal genus *Streptochilus* Brönnimann and Resig, 1971. *Mar. Micropaleontol.* 8, 235–248.
- Reynolds, R.E., Miller, D.M., Bright, J., 2008. Possible Bouse Formation in the Bristol Lake basin, California. In: Reynolds, R.E. (Ed.), *Trough to trough: The Colorado River and the Salton Sea. Proceedings of the 2008 Desert Symposium California State University, and Desert Studies Consortium and LSA Associates, Inc., Fullerton*, pp. 62–67.
- Roden, G.L., 1964. Oceanographic aspects of Gulf of California. In: *Marine Geology of the Gulf of California*. vol. 3. American Association Petroleum Geologists Memoir, pp. 30–58.
- Ryan, W.B.F., Cita, M.B., Rawson, M.D., Burckle, L.H., Saito, T., 1974. A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Oceans in order to investigate the response of the world ocean to the Messinian 'salinity crisis'. *Riv. Ital. Paleont.* 80, 631–688.
- Saito, T., 1977. Late Cenozoic planktonic foraminiferal datum levels: the present state of knowledge toward accomplishing Pan-Pacific correlation. In: *Proc. 1st Intern. Congr. Pacific Neogene Stratigr.*, Tokyo. vol. 61. pp. 40.
- Saito, T., Burckle, L.H., Hays, J.D., 1975. Late Miocene to Pleistocene biostratigraphy of equatorial Pacific sediments. In: Saito, T., Burckle, L.H. (Eds.), *Late Neogene Epoch Boundaries. Micropaleontol.* vol. 1. Spec. Publ., pp. 226–244.
- Sarna-Wojcicki, A.M., Deino, A.L., Fleck, R.J., McLaughlin, R.J., Wagner, D., Wan, E., Wahl, D., Hillhouse, J.W., Perkins, M., 2011. Age, composition, and areal distribution of the Pliocene Lawlor Tuff, and three younger Pliocene tuffs, California and Nevada. *Geosphere* 7, 599–628.
- Schmidt, D.N., 2007. The closure history of the Central American seaway: evidence from isotopes and fossils to models and molecules. In: Williams, M., Haywood, A.M., Gregory, F.J., Schmidt, D.N. (Eds.), *Deep-time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies*. Geological Society Publishing House, pp. 427–442.
- Schmuker, B., Schiebel, R., 2002. Planktic Foraminifera and Hydrography of the Eastern and Northern Caribbean Sea. *Mar. Micropaleontol.* 46, 387–403.
- Schwager, C., 1866. Fossile Foraminiferen von Kar Nikobar. In: *Reise der Oesterreichischen Fregatte Novara um Erde in den Jahren 1857, 1858, 1859 unter den Befehlen des Commodore B. von Wuellerstorff-Urbair, Geologischer Theil, Band 2, Abteilung 1, Geologische Beobachtungen Nr. 2, Palaeontologische Mittheilungen*, pp. 87–268.
- Segovia-Zavala, J.A., Delgadillo-Hinojosa, F., Huerta-Díaz, M.A., Muñoz-Barbosa, A., Galindo-Bect, M.S. Martín Hernández-Ayón J. and Torres-Delgado, E.V., 2013. Concentration of dissolved iron in the oxygen minimum zone off San Esteban sill, Gulf of California. *Ciencias Marinas* 39 (2), 231–237.
- Sen Gupta, B.K., Turner, R.E., Rabalais, N.N., 1996. Seasonal oxygen depletion in continental-shelf waters of Louisiana: historical record of benthic foraminifers. *Geology* 24, 227–230.
- Shackleton, N.J., Baldauf, J.G., Flores, J.-A., Iwai, M., Moore Jr., T.C., Raffi, I., Vincent, E., 1995. Biostratigraphic summary for Leg 138. In: Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., van Andel, T.H. (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. vol. 138. pp. 517–536.
- Sinha, D.K., Singh, A.K., 2008. Late Neogene planktic foraminiferal biochronology of the ODP Site 763a, Exmouth Plateau, southeast Indian Ocean. *J. Foraminifer. Res.* 38, 251–270.
- Smart, C.W., Thomas, E., 2006. The enigma of Early Miocene biserial planktic foraminifera. *Geology* 34, 1041–1044.
- Smart, C.W., Thomas, E., 2007. Emendation of the genus *Streptochilus* Brönnimann and Resig, 1971 (foraminifera) and new species from the Lower Miocene of the Atlantic and Indian Oceans. *Micropaleontology* 53, 73–103.
- Spencer-Cervato, C., Thierstein, H.R., Lazarus, D.B., Beckmann, J.P., 1994. How synchronous are Neogene marine plankton events? *Paleoceanography* 9, 739–763.
- Srinivasan, M.S., Sharma, V., 1969. A new Planktonic Foraminifera From the Late Tertiary of Car Nicobar Island, Bay of Bengal. vol. 20. *Cushman Found. Foram. Res. Contr.*, U.S.A., pp. 100–101.
- Srinivasan, M.S., Sinha, D.K., 1992. Late Neogene planktonic foraminiferal events of the southwest Pacific and Indian Ocean: a comparison. In: Tsuchi, R., Ingle Jr.J.C. (Eds.), *Pacific Neogene: Environment, Evolution and Events*. Univ. Tokyo Press, Tokyo, pp. 203–220.
- Srinivasan, M.S., Sinha, D.K., 2000. Ocean circulation in the tropical Indo-Pacific during early Pliocene (5.6–4.2 Ma): paleobiogeographic and isotopic evidence. *Proc. Indian Acad. Sci (Earth Planet Sci.)* 109 (3), 315–328.
- Stewart, D.R.M., Pearson, P.N., 2000. *Plankrange: A database of Planktonic Foraminifera Ranges*, website. <http://palaeo.gly.bris.ac.uk/Data/plankrange.html> (17 Oct 2016).
- 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 (1), 99–115.
- Thompson, P.R., Sciarillo, J.R., 1978. Planktonic foraminiferal biostratigraphy in the equatorial Pacific. *Nature* 276, 29–33.
- Thunell, R.C., 1981. Late Miocene-Early Pliocene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of low latitude marine sequences. *Mar. Micropaleontol.* 6, 71–90.
- Thunell, R.C., 1998. Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers 45 (12), 2059–2083.
- Wade, B.S., Pearson, P.N., Berggren, W.A., Pälike, H., 2011. Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the geomagnetic polarity and astronomical time scale. *Earth-Sci. Rev.* 104, 111–142.