



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE CIENCIAS

**“FORAMINÍFEROS NEOGÉNICOS DE LA  
FORMACIÓN CARMEN, ISLA MONSERRAT, BCS:  
BIOESTRATIGRAFÍA Y PALEOAMBIENTE”**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**BIÓLOGA**

P R E S E N T A:

**CINDY FABIOLA HERNÁNDEZ PÉREZ**



**DIRECTORA DE TESIS:  
DRA. ANA LUISA CARREÑO**

**2012**



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.



*No les dedico esta tesis, sino la puerta que con ella por fin cerré...  
A mis abuel@s, a mis padres, a mis hermanas  
A mis ti@s*

*Gracias por enseñarme que el trabajo es el único camino.*



## **Agradecimientos**

No habría sido posible realizar esta tesis sin el respaldo de un conjunto de instituciones y personas a quienes agradezco profundamente.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por permitirme acceder a una formación profesional, a todas aquellas personas que la construyen día a día, y a tod@s l@s que luchan por mantener su carácter de autonomía y gratuidad.

A la Doctora Ana Luisa Carreño por su dirección, su compromiso, su congruencia, sus enseñanzas y su inmensa connivencia.

A los miembros del jurado, Dr. Raúl Gío, Maestro Enrique González, Dr. Priyadarsi Roy y Dr. Pedro García, por sus atinados y constructivos comentarios.

Al Doctor Jorge Ledesma Vázquez de la Universidad Autónoma de Baja California, por su apoyo en el campo.

A la Bióloga Yolanda Hornelas Orozco del Laboratorio de microscopía electrónica de barrido del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, por tomar las microfotografías que ilustran el presente trabajo.

A Magdalena Alcayde por la traducción del resumen y por sus comentarios acertados sobre las formas de la lengua.

A la Dirección General de Asuntos del Personal Académico, UNAM, por el apoyo económico recibido como parte del proyecto PAPIIT IN 116308 "La búsqueda de los eventos vicariantes en el Golfo de California".

A Christian Terrón por la revisión del manuscrito, y a las hermanas Manzanares por su apoyo con las figuras y los detalles.

A los profesores del Taller de Paleontología, Marisol Montellano, Jose Luis Sánchez, Ana Luisa Carreño, Ma. del Carmen Perrilliat, Alejandro Cristín, Sergio Cevallos, Enrique González y Jesús Alvarado, por crear las condiciones que permiten aterrizar nuestro gusto por mirar al pasado.

De forma muy personal, agradezco:

A mis padres, Carmen y Rodrigo, por inculcarme con el ejemplo la perseverancia, la honestidad con un@ mism@ y el amor a la vida; por su confianza y apoyo incondicional.

A mis hermanas, Sharon y Damara, por que desde que las conozco han llenado mi vida de risas y luz.

A mis maestros de siempre Tere Zambrano, Ángel Araujo y Angélica Valverde, por construir un pilar tan importante.

A mis maestros de la Facultad de Ciencias, Guadalupe Barajas, José Carlos Juárez, Sara Frías, Bertha Molina, Héctor Benavides, Ma. del Carmen Uribe, Shaday Michan, Lydia Ramírez, Dení Rodríguez, Arturo Becerra, Claudia Vallejo, Ma. de los Ángeles Aguilar, Ana Lilian Martín, Arturo Contreras y Ma. Teresa Benítez, cuya mayor enseñanza radicó en demostrar que ante todo está el respeto a la vida y el compromiso con nuestro país.

A tod@s aquell@s con quienes transité este sinuoso camino, Susanita, Miguel, Marlenne, Mariano, Iskra, Ludmila, Jana, Marisol, Maira, Rosalinda, Sara, Marthita, Majo y Halina. No tengo palabras para agradecer todo lo que me han dado.

A Rosa M. y a Luis G., por ayudarme a nombrar mis demonios y a lidiar con ellos.

A la troupe del Instituto de Geología, tipitinas (Adriana y Violeta), Alejandro, Pili, Rosita, Ernesto, Paula y Davi, por todas las risas, aquelarres y tours, sin los que los días no hubieran pasado.

A Paty y las Andreas, por todos los años de crecer juntas.

A Ceci, por pedir "que venga Fa".

A Hormosca, por no permitir que el mundo me coma y por dejar que sus brazos de mantis sean mi Atocha.

*Todas las islas, incluso las conocidas,  
son desconocidas mientras no desembarcamos en ellas.*

**José Saramago.**

*"We could not possibly have chosen a better field, none richer, none less worked,  
none more interesting, none so inexhaustive, even if it had been in the Academy's power  
to visit more distant lands. The Academy could have had no other country entirely for itself"*

**Gustav Eisen**  
*Proceedings of the California Academy of Sciences 2nd. Series, 1895*







## Contenido

<b>1. Resumen</b>	1
<i>Abstract</i>	2
<b>2. Introducción</b>	3
<b>3. Objetivo y justificación</b>	6
<b>4. Antecedentes</b>	7
4.1 Monserrat, una isla en el Golfo	7
4.2 Investigación geológica y paleontológica en la Isla	9
4.3 Trabajos sobre foraminíferos del Golfo de California	12
<b>5. Material y Método</b>	14
<b>6. Resultados</b>	17
6.1 Litoestratigrafía	17
6.2 Conjunto de foraminíferos	21
6.2.1 Número de foraminíferos	21
6.2.2 Riqueza específica, abundancia relativa y distribución en la Sección Isla Monserrat	22
6.3 Edad	27
6.3.1 Dirección de enrollamiento de <i>Pullenietina primalis</i> , <i>P. obliquiloculata</i> y <i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	32
6.3.2 Ecofenotipos <i>Globorotalia unguolata</i> y <i>G. tumida</i>	35
6.4 Ambiente de depósito	37
6.4.1 ¿Una Zona de Oxígeno Mínimo?	49
6.4.2 Asociaciones fósiles que reflejan condiciones de bajo oxígeno	57
6.4.3 Ambiente de depósito de la sección Isla Monserrat	58
6.4.4 Paleoprofundidad, Isla Monserrat	59
<b>7. Discusión</b>	62
7.1 Edad de las rocas aflorantes en Isla Monserrat	62



---

7.2 Formación a la que pertenecen las rocas sedimentarias aflorantes en Isla Monserrat	64
7.3 Naturaleza homogénea de los sedimentos	66
7.4 ZOM actual del Golfo de California y posible contexto de depósito para sedimentos, sección Isla Monserrat	68
7.5 Modelos que explican la formación del Golfo California e inserción de Isla Monserrat en los mismos	74
<b>8. Conclusiones</b>	<b>79</b>
<b>9. Referencias</b>	<b>80</b>
<b>10. Apéndice</b>	<b>115</b>
<b>11. Láminas</b>	<b>121</b>



## Índice de figuras

Figura 1	Localización del área de estudio.	16
Figura 2	Columna estratigráfica, localidad IGM 3694, Isla Monserrat Norte, Baja California Sur, México.	18
Figura 3	Afloramiento de marga, localidad IGM 3694, Isla Monserrat Norte. (a) Estratificación definida, echado de 17°, rumbo de echado N 73° E; (b) laminaciones de 5 a 20 mm; (c) laminación cruzada; (d) icnofósiles: <i>Ophiomorpha nodosa</i> ; (e) icnofósiles: <i>Thalassinoides isp.</i> ; (f) bioturbación. Fotografías: Jorge Ledesma (a y f) y Adriana Miranda (b, c, d y e).	19
Figura 4	Porcentajes en masa de partículas del grado de limo y arcilla (<64µm) eliminados durante el proceso de lavado, y del grado de arena (>64µm), constituidos casi exclusivamente por testas de foraminíferos.	20
Figura 5	Número de foraminíferos por gramo de sedimento seco.	21
Figura 6	Número de foraminíferos / gramo de sedimento seco, sección Isla Monserrat.	21
Figura 7	Abundancia de foraminíferos planctónicos y bentónicos, sección Isla Monserrat.	22
Figura 8	Géneros y especies de foraminíferos planctónicos identificados en la sección Isla Monserrat.	23
Figura 9	Distribución de los foraminíferos planctónicos a lo largo de la sección Isla Monserrat.	24
Figura 10	Géneros y especies de foraminíferos bentónicos identificados en la sección Isla Monserrat.	25
Figura 11	Distribución de los foraminíferos bentónicos a lo largo de la sección Isla Monserrat.	26
Figura 12	Abundancia de los foraminíferos bentónicos a lo largo de la sección Isla Monserrat. Porcentajes con respecto al total de ejemplares cuantificados.	26
Figura 13	Abundancias de las 3 especies dominantes ( <i>Bolivinelina seminuda</i> , <i>Brizalina subadvena</i> y <i>B. interjuncta</i> ) y las 13 especies co-dominantes a lo largo de la sección Isla Monserrat.	27
Figura 14	Edades asignadas a las rocas de la sección isla Monserrat a partir de su contenido de foraminíferos planctónicos y bentónicos fósiles.	33
Figura 15	Variación en el enrollamiento dextral (D) o sinistral (S) de <i>Pulleniatina primalis</i> y <i>P. obliquiloculata</i> presentes en la sección Isla Monserrat.	34
Figura 16	Detalle de pared (última cámara) y poros de (1) <i>Globorotalia unguolata</i> IGM-1389-Mi y (2) <i>Globorotalia tumida tumida</i> IGM-1387-Mi, presentes en la Sección Isla Monserrat.	36



Figura 17	Clasificación de ambientes bentónicos marinos en términos de profundidad propuesta por Hedgpeth (1957) y modificada por Ingle (1975).	38
Figura 18	Autores que consignan rangos batimétricos para especies bentónicas del Golfo de California y los criterios que emplearon en la asignación de estos.	41
Figura 19	Rangos batimétricos según Phelger (1961), Phelger (1965), Bandy (1961) e Ingle (1980) para especies bentónicas presentes en la sección de Isla Monserrat.	42
Figura 20	Especies de foraminíferos presentes en la sección Isla Monserrat, con rangos batimétricos conocidos, que han sido reportadas como dominantes o características de Zonas de Oxígeno Mínimo.	44
Figura 21	Abundancia de <i>Brizalina argentea</i> y <i>B. interjuncta</i> para la Sección Isla Monserrat.	45
Figura 22	Detalle de la pared de ejemplares de <i>Hanzawaia nitidula</i> presentes en la sección Isla Monserrat. (1) IGM-1394-Mi, vista espiral; (2) IGM-1425-Mi, vista umbilical.	47
Figura 23	Detalle de poros cribados presentes en <i>Planulina ornata</i> IGM-1430-Mi.	48
Figura 24	Concentraciones de O <sub>2</sub> que han definido a las ZOM según diversos autores.	49
Figura 25	Extensas Zonas de Oxígeno Mínimo (resaltadas) se han desarrollado en los márgenes occidentales del continente americano (Golfo de California incluido), el Suroeste de África, mar Árabe y bahía de Bengala. Tomado de Levin (2002).	50
Figura 26	Perfil esquemático de Oxígeno disuelto (A) en dos tipos de columnas de agua con oxígeno reducido: Zona de Oxígeno Mínimo (B) y cuenca cerrada o fiordo (C). Modificada de Bernhard & Sen Gupta (1999).	50
Figura 27	Términos empleados de acuerdo a los límites de concentración de O <sub>2</sub> . Modificado de Bernhard & Sen Gupta (1999).	51
Figura 28	Tamaños de asociaciones de foraminíferos presentes en Zonas de Oxígeno Mínimo recientes.	53
Figura 29	Especies dominantes de distintas asociaciones recientes de foraminíferos bentónicos en ZOM.	56
Figura 30	Cronología de las edades propuestas para Isla Monserrat.	65
Figura 31	Variación de la concentración de oxígeno con respecto a la profundidad en tres latitudes distintas del Golfo de California. Tomado de Peguero-Icaza <i>et al.</i> (2008).	71
Figura 32	Corte idealizado a lo largo del eje principal del Golfo de California mostrando	72



las principales masas de agua y sus posiciones relativas. Tomado de Macías-Zamora & Delgadillo-Hinojosa (2002).

- Figura 33 Extensión aproximada de las cuencas marinas durante el Mioceno tardío y Plioceno temprano. Modificado de Carreño & Helenes (2002). 75
- Figura 34 Evolución tectónica esquemática del límite entre las placas Pacífico y América del Norte durante los últimos 20 Ma. R: punto triple de Rivera; M: punto triple de Mendocino; Sc-Si: zona de falla San Clemente-San Isidro. Tomada de Roldán-Quintana *et al.* (2004). 77



## Resumen

Con la intención de insertar a isla Monserrat, Baja California Sur, en el conjunto de evidencias que permita la reconstrucción detallada de la configuración del Golfo de California a través del tiempo, se analiza el conjunto de foraminíferos planctónicos y bentónicos contenidos en 13 muestras provenientes de rocas aflorantes en el extremo norte de la isla. Por la presencia de *Globorotalia tumida tumida*, se determina una edad máxima de 5.72 Ma (Mioceno tardío) para las rocas de la base de la sección medida; por la presencia de *Globorotalia crassaformis crassaformis*, se determina una edad máxima de 5.06 Ma (Plioceno temprano) para las rocas de la cima de la sección. Las características que presenta la asociación de foraminíferos bentónicos (gran tamaño poblacional, dominancia de pocas especies, i.e. *Bolivina seminuda*, *Brizalina subadoena* y *Brizalina interjuncta*, omnipresencia de taxa relacionados con niveles bajos de oxígeno, entre otras), permiten inferir que los sedimentos fueron depositados bajo condiciones de Zona de Oxígeno Mínimo (ZOM). La ausencia de macrofauna altamente calcificada puede indicar que la concentración de O<sub>2</sub> en el agua de fondo fue <0.3 ml/l. Se sugiere que el proceso que originó la reducción de la concentración de O<sub>2</sub> fue similar a la mezcla mareal, que en la actualidad genera situaciones ecológicas equivalentes a “surgencias constantes” en la zona de las *Midrift Islands*. El que las asociaciones de foraminíferos analizadas sean caracterizadas como biofacies de oxígeno mínimo oblitera su utilidad para determinar la paleoprofundidad. Sin embargo, por la presencia de ejemplares de *Planulina ornata* con características consideradas adaptaciones a condiciones de bajo oxígeno, se propone que el límite superior de la ZOM del depósito fue somero, teóricamente entre 0 y 150m. Los resultados obtenidos no contradicen los distintos modelos propuestos para explicar la evolución del golfo, sin embargo, dada la posición geográfica de isla Monserrat y la falta de precisión en la edad de las rocas analizadas, no es posible discernir si el depósito de sedimentos se dio bajo aguas del protogolfo (en conexión con el Norte) o bajo aguas del Océano Pacífico (en conexión con el Sur). De ser corroborado, el mecanismo de mezcla mareal propuesto podría apuntar a que el depósito se dio bajo el protogolfo, convirtiendo a Monserrat en el registro más austral del mismo hasta ahora conocido.



## **Abstract**

With the purpose of including Monserrat Island, Baja California Sur, within the group of evidences that allows the detailed reconstruction of the configuration of the Gulf of California through time, an assemblage of planktonic and benthonic foraminifera was analyzed obtained in 13 samples from cropping out rocks in the northern part of the island. Because of the presence of Globorotalia tumida, a maximum age of 5.72 Ma (late Miocene) is determined for the rocks of the basal part of the measured section; the presence of Globorotalia crassaformis crassaformis determines a maximum age of 5.06 Ma (early Pliocene) for the rocks at the top of the section. The characteristics that are present in the association of benthonic foraminifera (large population size, dominance of few species, i.e. Bolivina seminuda, Brizalina subadvena and Brizalina interjuncta, omnipresence of taxa related to low oxygen levels, among others), allow to infer that the sediments were deposited under conditions of Oxygen Minimum Zone (OMZ). The absence of heavily calcified fauna can indicate that the O<sub>2</sub> concentration in the water at the bottom was <0.3 ml/L. It is suggested that the process that originated the reduction in the concentration of O<sub>2</sub> was similar to the tidal mixing that now generates ecological conditions similar to "constant upwelling" in the area of the Midrift Islands. If the analyzed foraminifera are characterized as low oxygen-related biofacies then it obliterates its potential to infer paleobathymetry. However due to the presence of Planulina ornata with characteristics considered as adaptations to low oxygen conditions, it is proposed that the upper limit of the OMZ of the deposit was shallow, theoretically within 0 and 150 m. The results that were obtained are not against the different models proposed to explain the evolution of the Gulf; nevertheless, because of the geographic position of Monserrat island and the lack of precision in the age of the analyzed rocks, it is not possible to know if the deposition of sediments took place under water of the protogulf (in connection with the North), or under water of the Pacific Ocean (in connection with the South). If it is corroborated, the proposed tidal mixing mechanism would indicate that the deposit took place under the protogulf, turning Monserrat in the southernmost record known to date.

## 2. Introducción

El Golfo de California, bautizado originalmente por Francisco de Ulloa en 1539 como Mar Bermejo, debido a la coloración rojiza de las aguas en el estuario del río Colorado (van Andel & Shor, 1964), y posteriormente nombrado Mar de Cortés en honor al conquistador que dio inicio a la extensa y por mucho tiempo infructuosa serie de intentos por conocer y explotar las riquezas de sus aguas y tierras aledañas (Barrera, 1992; Brusca, 2010), es el único mar marginal del Océano Pacífico Oriental (Macías-Mora & Delgadillo-Hinojosa, 2002). Constituye una cuenca oceánica en expansión que presenta zonas de un rift ortogonal conectadas entre sí por fallas transformantes (Ledesma-Vázquez & Carreño, 2010), semicerrada en sentido oceánico y meteorológico, de forma alargada, con una orientación de Noroeste a Sureste, limitada al oeste por la península de Baja California y al este por el borde continental. A consecuencia de su tectónica, el golfo se divide topográficamente en una serie de cuencas cerradas y trincheras separadas entre sí por barreras transversales, las cuales aumentan su profundidad hacia el Sur. Las profundidades máximas son >3,000m en la entrada del golfo y de ~200 m en la región más septentrional (Álvarez-Borrego, 2010).

A pesar de estar bordeado por zonas áridas y ser una cuenca de evaporación (Macías-Mora & Delgadillo-Hinojosa, 2002), diversos procesos meteorológicos y oceanográficos (e.g. surgencias y mezcla por mareas; Álvarez-Borrego, 2010), aunados a -y a la vez derivados de- su historia geológica, hacen que las aguas del golfo sean de las más productivas en el océano global (Douglas *et al.*, 2007) y sustenten una de las mayores riquezas biológicas del planeta (Brusca, 2010).

El golfo se caracteriza por poseer un clima con marcada estacionalidad de inviernos secos y veranos relativamente húmedos (Roden, 1964), hecho que se refleja en el aporte diferencial de sedimentos biogénicos y terrígenos al fondo marino (Calvert, 1964).

El Golfo de California es la principal zona insular del país, pues cuenta con 50% del total de las islas nacionales (Castro & Cariño, 1998), de ello dan cuenta los 898 accidentes insulares (islas, islotes, rocas e isletas) que alberga en su seno, de los cuales sólo 309 tienen nombre (DOF, 2001) y 244 son consideradas patrimonio mundial (reconocidas por



UNESCO en 2005 <<http://whc.unesco.org/en/list/1182/documents/>> consultada el 1 de junio de 2011).

Las islas, testimonios de la historia geológica y tectónica del golfo, han fungido como escenario geográfico para el desarrollo de una biota única. Su condición de aislamiento inherente ha promovido un gran número de endemismos en diversos grupos taxonómicos, entre los que destacan cactáceas y reptiles (respectivamente, el 50% y 42% de las especies registradas son endémicas (Lindsay & Engstrand, 2002; DOF, 2001). Asimismo, constituyen sitios estratégicos para el descanso y reproducción de aves migratorias y mamíferos en grandes colonias (Brusca, 2010).

Diversas organizaciones científicas extranjeras consideraron a la península, el golfo y las islas de valor incomparable para la exploración e investigación desde el siglo XIX (Eisen, 1895; Lindsay & Engstrand, 2002), pero fue hasta finales de la década de 1960, a raíz de la consolidación de la teoría de la tectónica de placas, que se fortaleció el interés científico internacional y nacional en la zona. Los conceptos que ésta plantea (placas tectónicas, generación de piso oceánico, etc.) tienen aplicaciones directas en el esclarecimiento del origen e historia del Golfo de California (Chase *et al.*, 1970); para tal fin se ha propuesto una plétora de modelos que tratan de explicarlos (Umhoefer *et al.*, 1994). Simultáneamente, la teoría de Biogeografía de islas (MacArthur & Wilson, 1967) convirtió a este golfo en un excelente escenario para su comprobación, debido a que el archipiélago fue catalogado como uno de los más prístinos del planeta (Gastil *et al.*, 1983). Bajo estos paradigmas, las islas del golfo son consideradas inigualables laboratorios naturales para la investigación geológica y evolutiva.

Para fines de comprobación de la Teoría de Biogeografía de islas y de construcción de modelos que expliquen la historia geológica del golfo, resulta imprescindible determinar tanto la edad de las rocas que constituyen a las islas (formadas mientras estuvieron sumergidas), como la antigüedad que tienen en su carácter de porciones de tierra rodeadas totalmente por mar (Gastil *et al.*, 1983).

A la fecha, el reconocimiento geológico de muchas de las islas no se ha realizado o es incompleto (Carreño & Helenes, 2002). Además, por diversas razones, la asignación de

edades relativas a las rocas sedimentarias, inicialmente basada en moluscos y otros macroinvertebrados e.g. Hanna & Hertlein (1927), Durham (1950), y posteriormente basada en foraminíferos e.g. Dorsey *et al.* (2001), Umhoefer *et al.* (2007), ha sido poco precisa.

En este contexto, la presente tesis es un reflejo de la participación cada vez más activa de investigadores nacionales, en este caso la Doctora Ana Luisa Carreño del Instituto de Geología de la UNAM, en el estudio del que en algún momento fuera considerado “un alejado trozo del país, urgido de la atención de científicos mexicanos” (Bassols & Guzmán, 1959) y que desde hace tres décadas se ha ido centrando cada vez más en el interés merecido por diversas instituciones académicas del país (Case *et al.*, 2002). Asimismo, constituye también un pequeñísimo aporte al cúmulo creciente de información requerida para esclarecer la historia geológica y tectónica del Golfo de California.



### **3. Objetivo y justificación**

Determinar la edad y el ambiente de depósito de las rocas sedimentarias que afloran en el norte de isla Monserrat, BCS, a partir del análisis del conjunto de foraminíferos planctónicos y bentónicos fósiles presentes en las mismas, con la intención de insertar los datos que de ello deriven en el conjunto de evidencias que permitan contribuir a la reconstrucción detallada de la configuración del Golfo de California a través del tiempo.

## 4. Antecedentes

### 4.1 Monserrat, una isla en el Golfo

Dado que, hasta donde fue posible investigar, la información disponible sobre el desenvolvimiento de la actividad científica, geológica y paleontológica en las islas del golfo en general, o de Monserrat en particular, se encuentra dispersa en distintas fuentes bibliográficas y hemerográficas, y que ha sido generada casi exclusivamente desde una perspectiva extranjera, a continuación se presenta una breve reseña de los distintos momentos que han derivado en el conocimiento que hoy tenemos de la isla, con la intención de tender, citando a Carreño & Montellano-Ballesteros (2005), un hilo conductor, que de cierto modo contextualice éste y otros estudios sobre aspectos paleontológicos de las islas, en el marco de la historia de la investigación científica en la fascinante región del Golfo de California.

Desde su primer avistamiento por europeos, expedicionarios comisionados por el Virreinato de la Nueva España (León-Portilla, 2000-a), en el que el capitán Francisco de Ortega la bautizó, calificándola de *pelada y amogotada*, como *Isla Nuestra Señora de Monserrate* en 1634 (Ortega, 1634), hasta mediados del siglo XIX, los informes que sobre ésta se tienen son sólo de reconocimiento. Respecto al nombre de la isla, aunque el reconocido por el INEGI (1983) es *Monserrat* (mismo que se emplea en este trabajo), en distintas publicaciones científicas es citada como *Monserrate* (e.g. Orr & Banks, 1964; Carreño & Smith, 2007), mientras que en otras se refiere a ella como *Monserrato* (e.g. Murphy *et al.*, 2002) o *Montserrat* (e.g. Álvarez-Castañeda & Cortés-Calva, 2002).

En 1685 el jesuita Eusebio Francisco Kino realizó varios mapas entre los que destaca: *Delineación de la Nueva Provincia de San Andrés, el puerto de La Paz, y de las islas circunvecinas de las Californias o Carolinas (1685)*, que comprende el territorio de las Californias y del golfo entre los paralelos 24° a 28° y en el cual aparece por primera vez la isla (León-Portilla, 1989). Miguel Venegas y Miguel del Barco, otros jesuitas, también dieron testimonio de la isla. El primero sólo menciona su presencia (Venegas, 1757) y el segundo la registra burdamente en un mapa junto a las islas aledañas, desde Cerralvo hasta San Ildefonso; asimismo, dejó testimonio de la que sea probablemente una de las



más tempranas disertaciones sobre el posible pasado geológico de la península (Carreño & Montellano-Ballesteros, 2005), por medio de la observación de conchas presentes en sitios elevados y/o muy alejados de la costa (Barco, 1988).

De la reconocida como primera expedición científica emprendida en la península y el golfo (Lindsay & Engstrand, 2002), realizada entre 1791 y 1793 (Maldonado, 2000) por José Longinos, naturalista español que planteara interesantes hipótesis sobre los procesos de fosilización, no hay observaciones sobre Monserrat (Bernabéu, 1994).

A mediados del siglo XIX, Monserrat y el resto de las islas, así como la península y el golfo mismo, estuvieron embebidos en una álgida querrela geopolítica entre México, recientemente independizado y convulsionado por la Guerra de Reforma (1858-1862), Estados Unidos de América y otras potencias; esto se debió a la posición estratégica que el territorio representaba para fines expansionistas, comerciales, navales y militares. A pesar de los intensos esfuerzos realizados por el país vecino para anexionar la tierra y el mar en cuestión, éstos no formaron parte del Tratado de Guadalupe Hidalgo (a partir del cual México perdió aproximadamente la mitad de su territorio; Terrazas, 1990; 1995; León-Portilla, 2000b). De los años 1864 a 1867, destaca el trabajo realizado por Edmund Guillemin Tarayte, miembro de la *Comisión Científica Francesa (Commission Scientifique du Mexique)* durante el segundo imperio, quien no visitó Monserrat (Guillemin, 1867) (aunque sí otras islas del golfo y el Pacífico que contaban con yacimientos minerales e.g. Carmen y San José, para las que describió sus condiciones, productividad, costos de exportación y posible evolución; Reyes, 1994; Pichardo, 2001). Por otra parte, en 1867 William Gabb, paleontólogo del *California Geological Survey*, participó en el primer reconocimiento geológico de la península y realizó un reporte detallado de sus recursos minerales (publicado en Browne, 1868).

En la década de 1870, Monserrat fue cartografiada fielmente por vez primera. De la expedición con fines topográficos, amparada por la Oficina Hidrográfica de los Estados Unidos de América y comandada por George Dewey, resultó una breve descripción de la isla que reafirma su esterilidad y señala su origen volcánico (Dewey, 1874), así como una carta en la que se presenta con cierto detalle topográfico junto con las islas aledañas.

Posteriormente se realizan adiciones y correcciones en dicho material (United States Hydrographic Office, 1887; 1893), hasta que en 1897 se publicaron como un conjunto de mapas en el que ningún accidente natural de la zona quedó sin registro (Barrera, 1992).

#### **4.2 Investigación geológica y paleontológica en la isla**

A partir del descubrimiento de petróleo en California en 1875 y del comienzo de su explotación comercial a gran escala (Addicott, 1980), posterior a la primera guerra mundial (Kleinpell & Haller 1980), los estudios geológicos, estratigráficos y paleontológicos fueron intensamente promovidos por las compañías petroleras (Addicott, 1980). Al mismo tiempo, la vecindad de la península de Baja California con la California petrolera llevó a muchos a creer que los campos estadounidenses tendrían paralelos en territorio mexicano (Beal, 1948). Finalmente, el desarrollo de la región sur de California alentó el interés en los problemas científicos de la península y el golfo vecinos (Byrne & Emery, 1960); la Academia de Ciencias de California, que hasta la actualidad los considera como uno de sus principales campos de exploración e investigación (Lindsay & Engstrand, 2002), vislumbraba ya una incomparable zona de estudio.

Esta visión impulsó a la Academia a realizar una serie de exhaustivas exploraciones y colectas de carácter geológico y biológico (comprendiendo prácticamente todos los taxa), a lo largo de la península e islas en 1888 y los años siguientes, tal como lo demuestran los reportes de Lindgren (1888, 1889), Brandegeee (1889), Bryant (1889), Harkness (1889), Calvert (1895) y Cooper (1895), por mencionar sólo algunos.

De los reportes de exploraciones realizadas con fines petroleros destacan el de Heim en 1915 (publicado en Heim, 1922), de la compañía Mexicana de Petróleo El Águila (Mina, 1957) que, aunque no hizo investigación en las islas, estudió el Cenozoico de la península y designó a las formaciones empleadas posteriormente para la descripción geológica de Monserrat: Comondú y Salada; así como el de Darton en 1921 (publicado en Darton, 1927) y el de Beal de 1920-1921, publicado como reporte comercial preliminar (Anónimo, 1924) y posteriormente en Beal (1948), comisionado por la Marland Oil Company de México.





En el ámbito académico, la década de 1920 también generó información sobre Monserrat (Mailliard, 1923; Johnston 1924). La Academia de Ciencias de California realizó nuevamente entre 1921 y 1923, tres expediciones en las que visitó prácticamente todas las islas del golfo (Hanna, 1927); su objetivo fue realizar un estudio exhaustivo de la fauna y la flora de las islas y localidades aledañas en tierra firme, así como realizar extensas colectas de ejemplares de distintos grupos que suplieran las obtenidas en el siglo anterior, las cuales fueron destruidas durante un incendio en 1906 producido por el gran terremoto de San Francisco (Slevin, 1923).

La expedición permitió obtener información geológica hasta entonces desconocida, sobre las islas y desmentir algunas aseveraciones, por ejemplo, que todas tenían un origen volcánico o que algunas tenían potencial petrolero (Hanna, 1927). Monserrat fue reconocida como una isla que, aunque pequeña, poseía extensos yacimientos fosilíferos (Hanna, 1927); en ella se colectaron macroinvertebrados, los cuales permitieron determinar por vez primera la edad de sus rocas. De la expedición no se publicaron informes sobre microfósiles, a pesar de que el encargado del reporte geológico, Dr. G. Dallas Hanna, fue pionero en la aplicación de foraminíferos en bioestratigrafía en la costa Oeste de los Estados Unidos (Addicott, 1980).

Puede considerarse que la investigación científica moderna en el golfo y sus islas comenzó con la exploración realizada por *The Geological Society of America* y *The Scripps Institution of Oceanography of the University of California* durante 78 días del año 1940, en la que se recorrieron muchas de las islas del margen oriental de la península (Álvarez-Borrego, 2010). Los resultados de esta expedición llenaron los huecos que existían hasta entonces sobre el conocimiento de la Geología y Paleontología de las islas del golfo, puesto que, además de las descripciones, se erigieron nuevas unidades litoestratigráficas, e.g. San Marcos, Carmen y Marquer. Aunque sólo se dedicó parte de un día para visitar Monserrat, y las observaciones se limitaron al área suroeste de la isla, el informe geológico de Anderson (1950) incluye la descripción de la isla más completa hecha hasta el momento.

Otra aportación de esta expedición fue la realización por primera vez de un estudio de los foraminíferos fósiles de las islas del golfo (Natland, 1950) que, aunque muy general (para Monserrat se analizó sólo una muestra), permitió un primer acercamiento a las asociaciones de microfósiles.

Natland, pionero en la interpretación paleobatimétrica haciendo uso de foraminíferos (Phleger, 1965; Ingle, 1980), realizó la primera interpretación de condiciones antiguas de depósito para las rocas colectadas en afloramientos pliocénicos y pleistocénicos de la costa Este de la península. La determinación de edades de las rocas se hizo empleando macroinvertebrados (Durham, 1950).

En 1957 Mina, comisionado por PEMEX, realizó un estudio geológico de la mitad sur de la península, sin embargo no menciona a Monserrat (Mina, 1957). La Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística auspició la llamada “Primera exploración Geográfico-Biológica en la Península de Baja California” en 1958. Este tardío acercamiento no generó información relevante sobre Monserrat (únicamente se menciona la presencia de depósitos de guano explotados por la empresa Guanos y Fertilizantes S.A.; Bassols & Guzmán, 1959); sin embargo, es destacable que el informe señala el desconocimiento que a la fecha se tenía en México sobre el Territorio de Baja California, *un alejado trozo del país*, hasta esa época investigado y recorrido casi de forma exclusiva por extranjeros, urgido de la atención de científicos mexicanos, y de la publicación y difusión de los estudios sobre él generados (Bassols & Guzmán, 1959).

Aunque el periodo comprendido entre la década de 1920 y 1960 arrojó informes descriptivos de la biota de las islas que incluyen a Monserrat, como los citados por Campana en 1997 (Schmidt, 1922; Grinnell, 1928; Burt, 1933; Wheeler, 1936; Shaw, 1945; Cliff, 1954; Savage & Cliff, 1954 y Banks 1962), fue a partir de la consolidación de la teoría de tectónica de placas y de la propuesta de la teoría de biogeografía de islas, en la década de 1960, que el Golfo de California y sus islas comenzaron tomar un papel preponderante en la atención de grupos de investigación internacionales y nacionales. Bajo esta nueva luz, los trabajos en que se menciona o se estudia particularmente a Monserrat siguen siendo principalmente de carácter biológico, en especial sobre flora y fauna de vertebrados, tal como lo muestran los trabajos citados por Campana en 1997 (Banks, 1962; Huey, 1964; Orr & Banks, 1964; Lindsay, 1964; Dixon, 1966; Soule & Sloan, 1966; Ruth, 1974; Case, 1975; DeWeese & Anderson, 1976; Anderson *et al.*, 1976; Emlen, 1979; Henney & Anderson, 1979) así como otros más recientes (e.g. Alvarez-Castañeda & Cortés-Calva 2002; Álvarez-Castañeda & Ortega-Rubio 2003). En contraste, los estudios geológicos y paleontológicos que hacen mención a Monserrat son considerablemente menos numerosos



y más recientes (e. g. Gastil *et al.*, 1983; Carreño & Helenes, 2002; Carreño & Smith, 2007; Ledesma *et al.*, 2007; Carreño *et al.*, 2008; López, 2008; Ferrari *et al.*, 2009).

A la fecha existen también trabajos sumarios e interdisciplinarios que tratan sobre diversos aspectos relacionados con las islas del golfo, Monserrat incluida, como los de Case & Cody (1983), Case *et al.* (2002) y Brusca (2010), entre otros.

### 4.3 Trabajos sobre foraminíferos del Golfo de California

El estudio cualitativo de las comunidades de foraminíferos habitantes del Golfo de California inició en la primera mitad del siglo XX con la expedición auspiciada por la *Allan Hancock Foundation* de la Universidad de California del Sur. Esta institución realizó cruceros a lo largo de toda la línea costera del Pacífico, desde San Francisco hasta las Islas Galápagos, incluyendo en su recorrido al Golfo de California (Cushman & McCulloch, 1939, 1940, 1942-a,b, 1950; Lalicker & McCulloch, 1940), con la finalidad de estudiar la biota de aguas someras que hasta entonces había gozado de poca atención (Aleem, 2002).

A partir de que autores como Natland (1933) y Kleinpell (1938) reconocieran la importancia que tiene el conocimiento sobre la distribución batimétrica de las asociaciones de foraminíferos bentónicos recientes para la interpretación paleoambiental (Murray, 1982), particularmente de los sedimentos neogénicos de la costa pacífica de América del Norte, se comenzaron a realizar estudios cuantitativos en la zona del golfo de California. Los trabajos de Bandy (1961, 1963) y Phleger (1963, 1964-b, 1965), que se han convertido en referencia obligada para cualquier interpretación paleoambiental de rocas aflorantes en las islas del golfo o la península, comprenden prácticamente todos los ambientes presentes en el golfo (de litoral a abisal), por lo que algunos autores como Culver & Buzas (1986) consideran que se ha hecho un muestreo representativo en la región. Estos trabajos proporcionan, además de los datos sobre la profundidad del muestreo, información sobre el sustrato y algunos datos oceanográficos básicos a partir de los cuales se han identificado tendencias faunísticas en las asociaciones en relación a factores ambientales, particularmente a concentraciones bajas de oxígeno (Streeter, 1972; Ingle & Keller, 1980), ya que el golfo tiene una importante Zona de Oxígeno Mínimo (ZOM; Álvarez-Borrego, 2010). A este respecto, cabe señalar que las características de las asociaciones de

foraminíferos en la actual o en antiguas ZOM del golfo no han sido descritas exhaustivamente. Ingle (1974) sugiere condiciones de depósito bajo condiciones de ZOM para los sedimentos miocénicos de la diatomita San Felipe a partir de su contenido de foraminíferos bentónicos; Bernhard (1986) describe la composición faunística de la asociación presente en sedimentos del Holoceno bajo la influencia de las ZOM en las cuencas Guaymas y San Pedro Mártir; Machain-Castillo *et al.* (2010) y Caballero-Rodríguez (2010) analizan la fauna de foraminíferos bentónicos presente en un núcleo de la cuenca de la Paz correspondiente a sedimentos depositados bajo condiciones de ZOM durante los últimos 2000 años, y Valdéz-Hernández (2010) realiza un análisis similar para la cuenca Farallón.

Otros trabajos sobre foraminíferos del golfo incluyen estudios descriptivos de asociaciones recientes de formas planctónicas (Bradshaw, 1959; Parker, 1973; Rozo-Vera & Carreño, 1988), de formas de aguas someras (Brenner, 1962); de asociaciones fósiles y subfósiles, particularmente en cuenca Guaymas (Matoba & Yamaguchi, 1982; Matoba & Oda, 1982, como parte del *Deep Sea Drilling Project*) y en regiones hidrotermales (Ayala-López & Molina-Cruz, 1994); estudios de asociaciones de foraminíferos fósiles en rocas aflorantes en las islas del golfo o aledañas con fines bioestratigráficos y/o de reconstrucción paleoambiental e.g. los análisis de Natland (1950) de microfauna proveniente de varias islas del golfo; los realizados por Carreño (1985) en isla María Madre; los de Gastil *et al.* (1999) sobre la isla Tiburón; así como Dorsey *et al.* (2001) en isla Carmen y Umhoefer *et al.* (2007) en isla San José; estudios que aplican técnicas geoquímicas en foraminíferos considerándolos proxies paleoceanográficos e.g. Staines-Urias & Douglas (2009), Staines-Urias *et al.* (2009), Wejnert *et al.* (2010) entre otros; y finalmente, estudios bioestratigráficos basados en foraminíferos contenidos en rocas aflorantes en la península e.g. Carreño (1981).



## 5. Material y Método

Las rocas sedimentarias empleadas para la realización de este estudio provienen del norte de isla Monserrat (25°42'19.8" N, 111°03'16.1" O; Fig. 1), Municipio de Loreto, Baja California Sur (INEGI, 1983) y fueron recolectadas por el Dr. Jorge Ledesma Vázquez de la UABC en 2006.

De las quince muestras tomadas en campo (IMN1 a IMN15) una, IMN14, fue extraviada. El resto fue procesado en laboratorio siguiendo las técnicas clásicas para microfósiles calcáreos (Gonzalvo, 2002), aunque IMN11 presentó tal grado de compactación y recristalización que fue necesario excluirla del estudio. Las muestras fueron revisadas en orden de la base a la cima de la sección.

Se pesaron 22.5 gramos de cada muestra, la cual fue disgregada bajo el chorro de agua corriente y el sedimento resultante fue lavado con agua sobre tamices de 0.250 mm, 0.100mm y 0.063 mm. El residuo fue secado a 70 °C durante 24 horas, y la masa del sedimento lavado y seco fue registrada para conocer la proporción de limos y arcillas con respecto a las arenas.

El sedimento lavado se examinó bajo el microscopio estereoscópico (Olympus SZ-40).

Los foraminíferos se identificaron taxonómicamente a nivel de género según la clasificación de Loeblich & Tappan (1988). Para su identificación a nivel de especie se recurrió a diversas fuentes bibliográficas y hemerográficas especializadas e.g. Galloway & Wissler (1927), Natland (1950), Bandy (1961), Stainforth *et al.* (1975), Matoba & Oda (1982), Matoba & Yamaguchi (1982), Kennet & Srinivasan (1983), Finger (1990), Bylinskaya (2004), entre otros, así como el catálogo en línea *Micropaleontology Project: Ellis and Messina Catalogues* (<http://www.micropress.org/>).

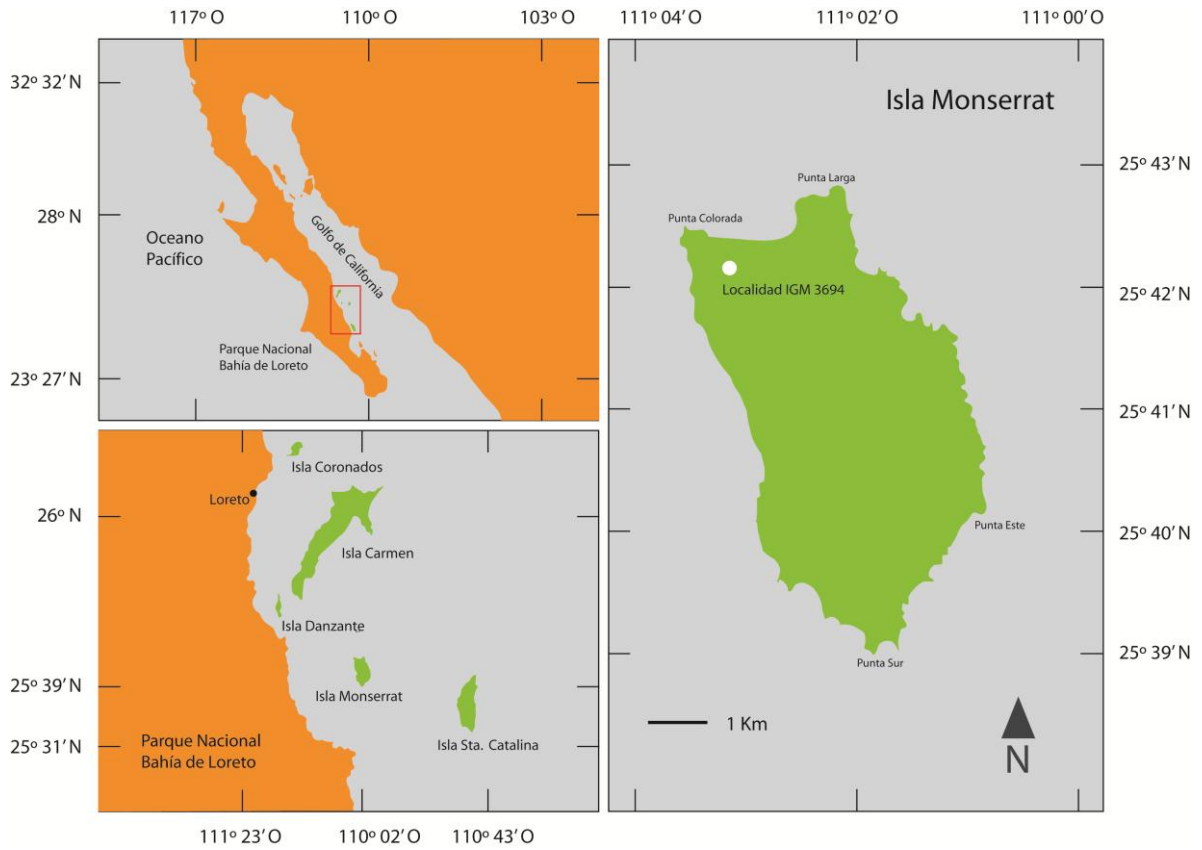
Para conocer la diversidad y abundancia de los foraminíferos, cada muestra se fraccionó con un cuarteador Otto hasta obtener una alícuota que contuviera 300 ejemplares bentónicos y planctónicos, los cuales fueron agrupados por especies y contabilizados. El resto de cada muestra fue revisado para encontrar especies planctónicas y bentónicas

raras, no observadas durante el conteo. Con ayuda de un pincel húmedo, los ejemplares fueron colocados y adheridos en placas Plummer impregnadas con goma de tragacanto.

Se pesaron 0,2 g de sedimento lavado, debido a la abundancia de especímenes, para conocer el número de foraminíferos por gramo de sedimento seco  $N$  de cada muestra; por medio del cuarteador Otto se obtuvo una fracción  $1/x$ , de la cual se contabilizó la totalidad de foraminíferos (bentónicos y planctónicos)  $n$ , y se empleó la siguiente relación:

$$N = \left( \frac{n}{(1/x) (0.2\text{g sedimento lavado})} \right) \left( \frac{\text{gramos de sedimento lavado}}{22.5 \text{ g sedimento seco}} \right)$$

Ejemplares de la mayoría de las especies identificadas en la sección se ilustran con microfotografías. Éstas fueron tomadas en el microscopio electrónico JEOL 6360LV del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, por la Bióloga Yolanda Hornelas. Todos los ejemplares ilustrados, así como ejemplares de cada especie mencionada, fueron depositados en el Museo María del Carmen Perrilliat del Instituto de Geología de la UNAM bajo las siglas IGM-Mi, Localidad 3694.



**Figura 1. Localización del área de estudio.**

## 6. Resultados

### 6.1 Litoestratigrafía

Las rocas de la base en el área donde se midió la sección son andesitas pertenecientes al Grupo Comondú, aunque no se aprecia su contacto (el Grupo Comondú tiene una distribución regional amplia en el margen oriental de la península y es producto de un arco volcánico terrestre que antecedió a la abertura del Golfo de California; Umhoefer, 2001). La sección tiene un espesor total de 50.6 m y un echado de 17°, con un rumbo de echado de N 73° E (Fig.3a). Su base está constituida por una toba rojiza masiva no fosilífera de 3 m de espesor, de la que no se aprecia el contacto inferior (aunque se asume discordante). Sobre ésta, en contacto erosivo paralelo, yace una capa de arenisca limo arcillosa con abundantes fragmentos de pectínidos, de ~ 0.6 m de espesor. En contacto paralelo, sobre ella, yace una secuencia de margas de color beige a ligeramente rojiza de la que se recolectaron las muestras IMN1 a IMN15 a intervalos regulares de 3m. Las capas están bien estratificadas y presentan contactos paralelos. El espesor de los estratos varía de 5 a 60 cm y en los primeros 12 m de la columna, hay laminaciones dentro de los estratos, de 5 a 20 mm de espesor (Figs. 3b). Desde los 15 m y hasta la cima, aunada a las laminaciones, se presenta ocasionalmente estratificación cruzada *hummocky* con diámetros no mayores a 1m (Fig. 3c). A lo largo de la columna es muy frecuente la presencia de icnofósiles tipo *Fodinichnia*, de la icnofacies *Cruziana*. En el intervalo de 20 m a 26 m se presentan icnofósiles muy bien desarrollados, pero muy escasos, de *Ophiomorpha nodosa* horizontal (Fig. 3d) y abundante bioturbación en un intervalo de 0.4 m asociada con *Thalassinoides isp.* (Fig. 3e) y *Ophiomorpha irregulare*. Tanto los icnofósiles como la estratificación cruzada *hummocky* se repiten hacia la cima de la columna, pero de manera esporádica. El contacto superior es discordante angular con una biocalcarenita blanca con fragmentos de rodolitos, bien cementada.

La Fig. 4 muestra la proporción en masa de los sedimentos del grado de limo y arcilla en relación a los del grado de arena presentes en las rocas de la sección Isla Monserrat. Prácticamente todas las partículas del grado de arena son testas de foraminíferos. Para realizar la descripción detallada de las rocas será necesario realizar, en estudios posteriores, un análisis exhaustivo que incluya láminas delgadas.



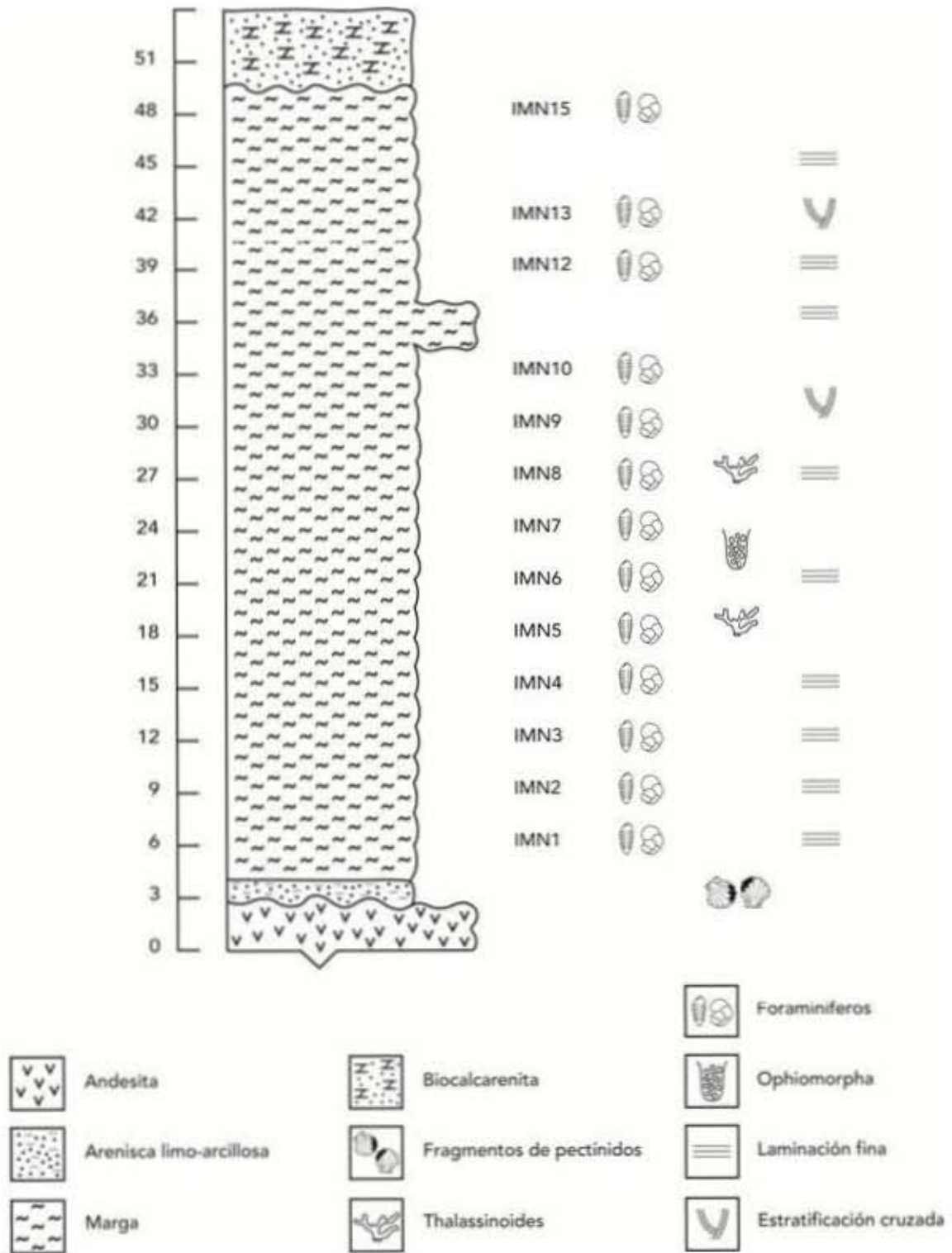


Figura 2. Columna estratigráfica, localidad IGM 3694, Isla Monserrat Norte, Baja California Sur, México a partir de los datos de campo del Dr. Jorge Ledesma (2006). La muestra IMN11 fue excluída del estudio y IMN14 fue extraviada.

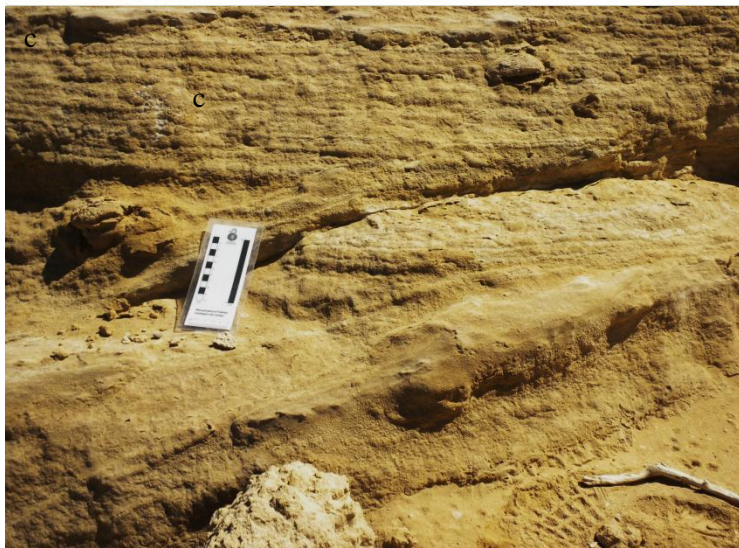
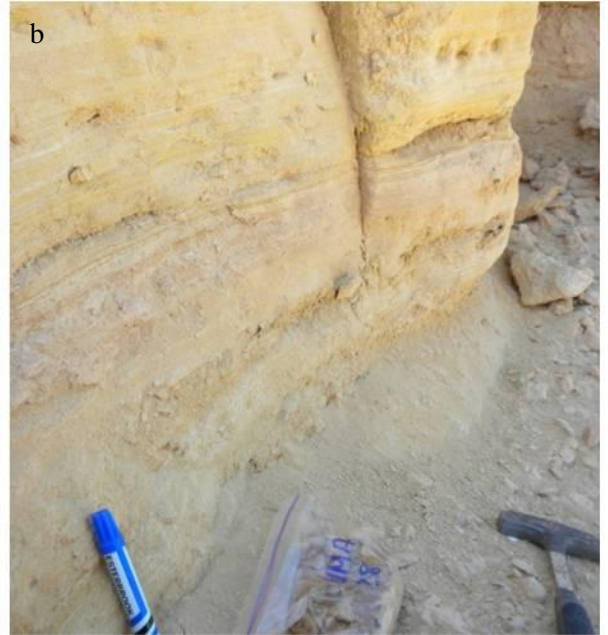




Figura 3. Página anterior. Afloramiento de marga, localidad IGM 3694, Isla Monserrat Norte. (a) Estratificación definida, echado de 17°, rumbo de echado N 73° E; (b) laminaciones de 5 a 20 mm; (c) laminación cruzada *hummocky*; (d) icnofósiles: *Ophiomorpha nodosa*; (e) icnofósiles: *Thalassinoides isp.*; (f) bioturbación. Fotografías: Jorge Ledesma (a y f) y Adriana Miranda (b, c, d y e).

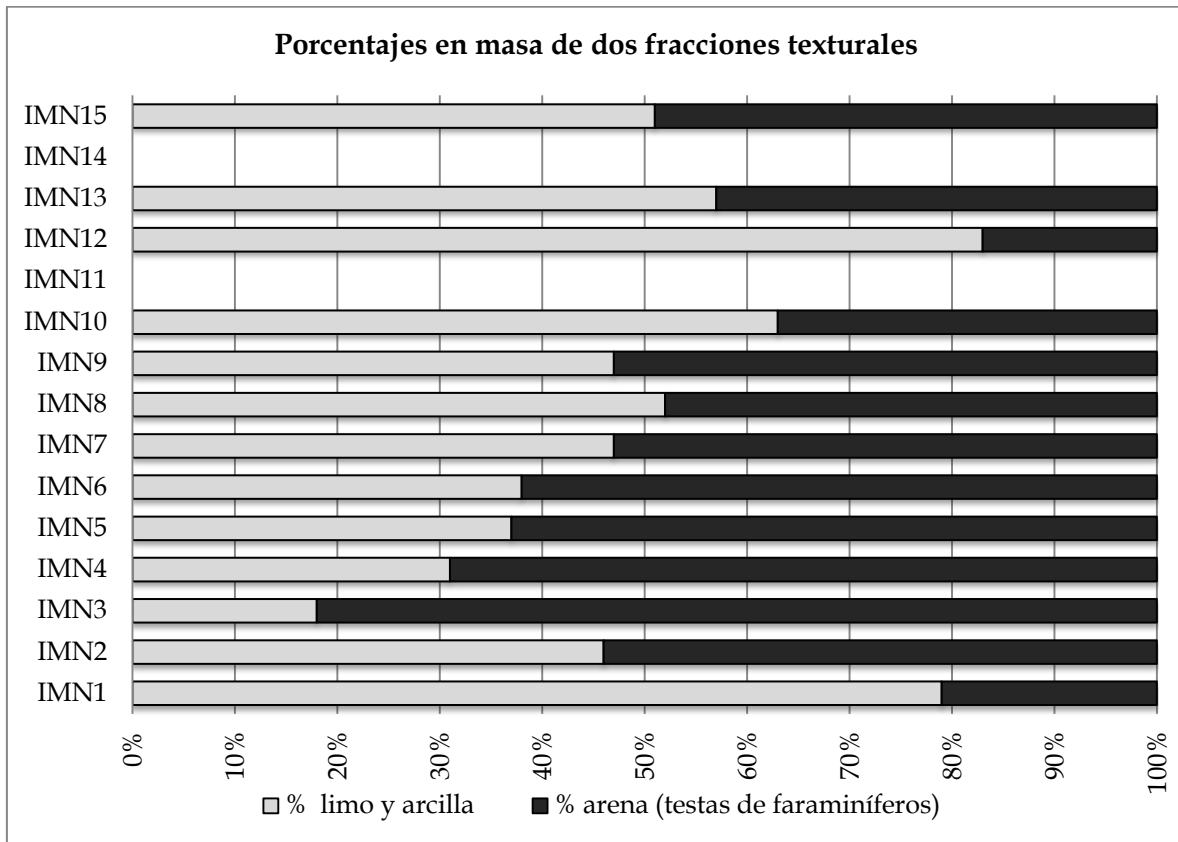


Figura 4. Porcentajes en masa de partículas del grado de limo y arcilla (<64µm) eliminados durante el proceso de lavado, y del grado de arena (>64µm), constituidos casi exclusivamente por testas de foraminíferos.



## 6.2 Conjunto de foraminíferos

### 6.2.1 Número de foraminíferos

Las trece muestras analizadas presentan un vasto contenido de microfósiles, foraminíferos bentónicos, planctónicos y ostrácodos en buen estado de preservación.

El número de foraminíferos ( $N$ ), número total de especímenes, bentónicos y planctónicos contenidos en 1 gramo de sedimento seco (Schoot, 1935, en Bandy, 1961) (Figs. 5 y 6) es extraordinariamente elevado para todas las muestras, incluso para IMN1 e IMN12 que poseen un orden de magnitud menor que el resto.

Muestra	Número de foraminíferos / gramo de sedimento seco	Muestra	Número de foraminíferos / gramo de sedimento seco
IMN1	5,316	IMN 9	89,984
IMN 2	42,907	IMN 10	18,903
IMN 3	67,908	IMN11	-----
IMN 4	29,284	IMN 12	5,911
IMN 5	21,513	IMN 13	16,244
IMN 6	19,423	IMN14	-----
IMN 7	25,133	IMN 15	38,096
IMN 8	24,939		

Figura 5. Número de foraminíferos por gramo de sedimento seco.

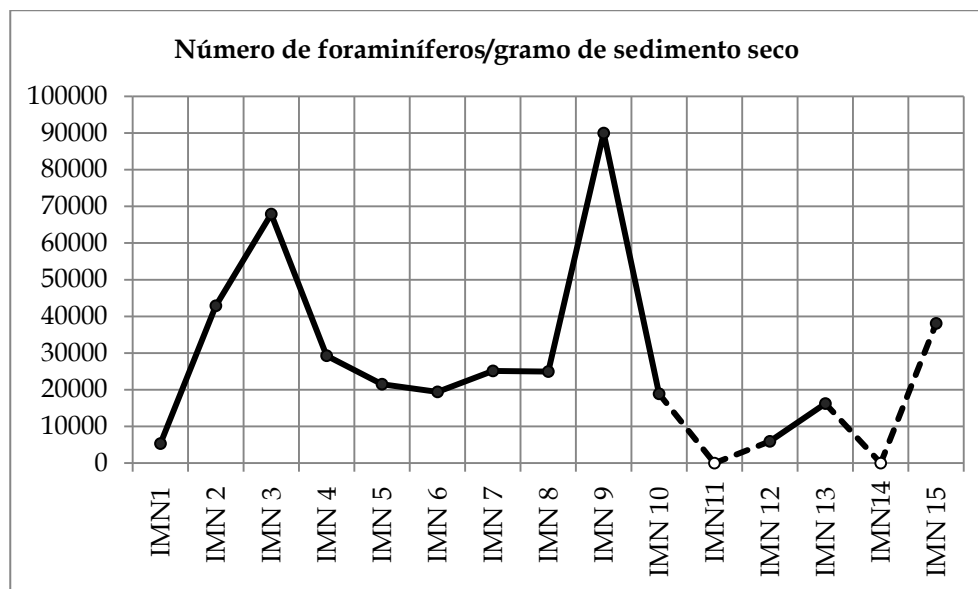


Figura 6. Número de foraminíferos / gramo de sedimento seco, sección Isla Monserrat. Los marcadores blancos corresponden a las muestras excluidas del estudio.



## 6.2.2 Riqueza específica, abundancia relativa y distribución en la Sección Isla Monserrat

En todas las muestras el número de ejemplares de foraminíferos bentónicos es mayor que el de foraminíferos planctónicos (Fig. 7), constituyendo entre el 91.0% (IMN8) y el 96.6% (IMN6) de los ejemplares contabilizados.

Se determinó la presencia de 8 géneros y 16 especies y subespecies de foraminíferos planctónicos (Fig. 8), su distribución a lo largo de la sección de Isla Monserrat se muestra en la Fig. 9. Debido a que las formas planctónicas fueron muy escasas, no se muestran datos sobre su abundancia relativa, aunque se destaca que *Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny, 1839) y *Globigerina bulloides bulloides* d'Orbigny, 1826 son las especies más abundantes en todas las muestras.

Se determinó la presencia de 42 géneros y 57 especies y subespecies bentónicas (Fig. 10); 3 taxa fueron dejados en nomenclatura abierta. La distribución y abundancia relativa de las especies identificadas en la sección se muestra en las Figs. 11 y 12, respectivamente.

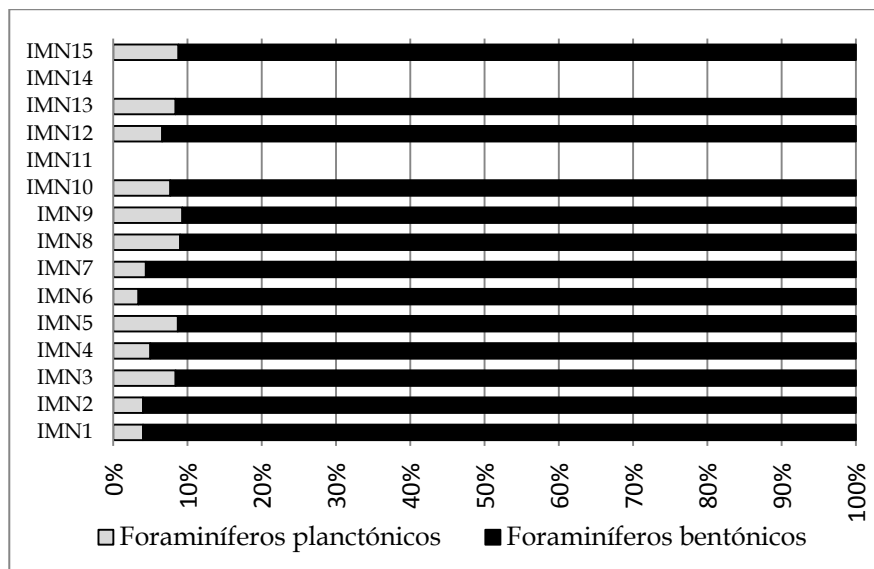


Figura 7. Abundancia de foraminíferos planctónicos y bentónicos, sección Isla Monserrat.

Géneros	Especies
<i>Globigerina</i>	<i>G. bulloides bulloides</i> d'Orbigny, 1826
	<i>G. bulloides quadrilatera</i> Galloway & Wissler, 1927
<i>Globigerinella</i>	<i>G. aequilateralis</i> (Brady, 1879)
<i>Globigerinita</i>	<i>G. glutinata</i> (Egger, 1893)
	<i>G. uvula</i> (Ehrenberg, 1861)
<i>Globigerinoides</i>	<i>G. quadrilobatus</i> (d'Orbigny, 1846)
	<i>G. ruber</i> (d'Orbigny, 1839)
	<i>G. sacculifer</i> (Brady, 1877)
<i>Globorotalia</i>	<i>G. crassaformis crassaformis</i> (Galloway & Wissler, 1927)
	<i>G. tumida tumida</i> (Brady, 1877)
	<i>G. ungulata</i> Bermudez, 1960
<i>Neogloboquadrina</i>	<i>N. acostaensis</i> (Blow, 1959)
	<i>N. dutertrei</i> (d'Orbigny, 1839)
	<i>N. pachyderma</i> (Ehrenberg, 1861)
<i>Orbulina</i>	<i>O. universa</i> d'Orbigny, 1839
<i>Pulleniatina</i>	<i>P. obliquiloculata</i> (d'Orbigny, 1865)
	<i>P. primalis</i> Banner & Blow, 1967

Figura 8. Géneros y especies de foraminíferos planctónicos identificados en la sección Isla Monserrat.

Sobre la distribución de las especies, se observa un comportamiento intermitente para aquellas que son muy poco abundantes (constituyen menos del 0.5% de los ejemplares por muestra o no fueron registradas en el conteo) y una presencia muy constante para las especies que constituyen más del 0.5% por muestra. En cuanto a la abundancia relativa de las especies, *Bolivinelina seminuda* (Cushman), es la que alcanza el valor más alto, 66.4% en IMN10, y constituye junto con *Brizalina subadvena* (Cushman) y *Brizalina interjuncta* el conjunto de especies abrumadoramente dominantes para toda la sección, con abundancias del 40.6% (IMN3) al 70.2% (IMN10). Estas y otras 13 especies co-dominantes (Fig. 13) conforman del 77% (IMN15) al 95% (IMN6) del total de foraminíferos contabilizados.

El conjunto de foraminíferos bentónicos a lo largo de toda la sección puede describirse como monótono, de baja diversidad y de alta dominancia para pocas especies.



Muestra	<i>Globigerinoides sacculifer</i>	<i>Pulleniatina primalis</i>	<i>Globigerinoides ruber ruber</i>	<i>Globigerinoides ruber elongatus</i>	<i>Globigerinoides quadrilobatus</i>	<i>Globorotalia tumida tumida</i>	<i>Globorotalia unguolata</i>	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	<i>Globigerina bulloides bulloides</i>	<i>Orbulina uniceversa</i>	<i>Globigerinita glutinata</i>	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i>	<i>Globigerina bulloides quadrilatera</i>	<i>Neogloboquadrina acostaensis</i>	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	<i>Globigerinita uvula</i>	<i>Globorotalia crassaformis</i>	<i>Globigerinella aequilateralis</i>
IMN15					■	■	■	■	■			■	■				■	■
IMN14																		
IMN13								■	■						■			
IMN12			■	■				■	■		■							
IMN11																		
IMN10		■	■	■			■	■	■		■		■	■	■			
IMN9		■	■	■	■			■	■				■	■	■	■		
IMN8			■	■	■		■	■	■		■		■	■	■			
IMN7												■						
IMN6		■	■	■				■	■		■	■		■	■			
IMN5		■	■	■	■			■	■	■	■			■	■			
IMN4					■			■	■	■	■							
IMN3							■	■	■		■							
IMN2	■	■	■	■	■	■		■	■	■	■	■	■	■				
IMN1	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■	■				

Figura 9. Distribución de los foraminíferos planctónicos a lo largo de la sección Isla Monserrat.



Géneros	Especies	Géneros	Especies
<i>Amphistegina</i>	<i>A. gibbosa</i> d'Orbigny 1839	<i>Fisurina</i> spp.	
<i>Angulogerina</i>	<i>A. carinata</i> Cushman 1927	<i>Gallitherina</i>	<i>G. uvigerinaformis</i> (Cushman & Kleinpell 1934)
	<i>A. hughesi</i> (Galloway & Wissler 1927)	<i>Gavelinopsis</i>	<i>G. campanulata</i> (Galloway & Wissler 1927)
<i>Bermudezinella</i>	<i>B. riveroi</i> (Bermúdez 1939)	<i>Globobulimina</i>	<i>G. ovula</i> (d'Orbigny 1839)
<i>Bolivina</i>	<i>B. churchi</i> Kleinpell & Tipton 1980	<i>Guttulina</i>	<i>G. quinquecosta</i> Cushman & Ozawa 1930
<i>Bolivoinellina</i>	<i>B. seminuda</i> (Cushman 1911)	<i>Gyroidina</i>	<i>G. rothwelli</i> Natland 1950
<i>Brizalina</i>	<i>B. argentea</i> (Cushman 1926)	<i>Hansenisca</i>	<i>H. soldanii</i> (d'Orbigny 1826)
	<i>B. interjuncta</i> (Cushman 1926)	<i>Hanzawaia</i>	<i>H. nitidula</i> (Bandy 1953)
	<i>B. subadvena</i> (Cushman 1926)	<i>Islandiella</i>	<i>I. californica</i> (Cushman & Hughes 1925)
<i>Bulimina</i>	<i>B. denudata</i> (Cushman & Parker 1938)	<i>Lagena</i> spp.	
	<i>B. marginata</i> d'Orbigny 1826	<i>Loxostomum</i>	<i>L. pseudobeyrichi</i> Cushman 1926
<i>Buliminella</i>	<i>B. curta</i> Cushman 1925	<i>Nodogenerina</i>	<i>N. advena</i> Cushman & Laiming 1931
	<i>B. curta curta</i> Seiglie 1969	<i>Planorbulina</i>	<i>P. acervalis</i> Brady 1884
	<i>B. tenuata</i> (Cushman 1927)	<i>Planulina</i>	<i>P. ariminiensis</i> d'Orbigny 1826
	<i>B. basispinata</i> Stewart & Stewart, 1930		<i>P. ornata</i> (d'Orbigny 1839)
<i>Cancris</i>	<i>C. auriculus</i> (Fichtel & Moll 1798)	<i>Planulinoides</i>	<i>P. biconcava</i> (Jones & Parker 1862)
	<i>C. carmenensis</i> Natland 1950	<i>Polymorphina</i> sp.	
<i>Cassidulina</i>	<i>C. corbyi</i> Cushman & Hughes 1925	<i>Proxifrons</i>	<i>P. advena</i> (Cushman 1923)
	<i>C. limbata</i> Cushman & Hughes 1925	<i>Pseudoparrella</i>	<i>P. bradyana</i> (Cushman 1927)
	<i>C. pulchela</i> d'Orbigny 1839		<i>P. subperuviana</i> (Cushman 1926)
	<i>C. translucens</i> Cushman & Hughes 1925	<i>Pullenia</i>	<i>P. quinqueloba</i> (Reuss 1851)
<i>Cassidulinella</i>	<i>C. pliocenica</i> Natland 1940	<i>Reusella</i>	<i>R. spinulosa</i> (Reuss 1850)
<i>Cibicides</i>	<i>C. gallowayi</i> Cushman & Valentine 1930	<i>Sigmoilinita</i>	<i>S. tenuis</i> (Czjzek 1848)
	<i>C. lobatulus</i> (Walker & Jacob 1798)	<i>Suggrunda</i>	<i>S. eckisii</i> Natland 1950
	<i>C. mckannai</i> Galloway & Wissler 1927	<i>Takanayagia</i>	<i>T. delicata</i> (Cushman 1927)
<i>Dyocibicides</i>	<i>D. biserialis</i> Cushman & Valentine 1930	<i>Textularia</i>	<i>T. lateralis</i> Lalicker 1935
<i>Elphidium</i>	<i>E. articulatum</i> d'Orbigny 1839	<i>Uvigerina</i>	<i>U. excellens</i> Todd 1948
	<i>E. granti</i> Kleinpell 1938	<i>Valvulina</i>	<i>V. inflata</i> d'Orbigny 1839
	<i>E. macellum</i> (Fichtel & Moll 1798)	<i>Virgulina</i>	<i>V. californiensis</i> Cushman 1925
<i>Euloxostomum</i>	<i>E. instabile</i> (Cushman & McCulloch 1942)		

Figura 10. Géneros y especies de foraminíferos bentónicos identificados en la sección Isla Monserrat.



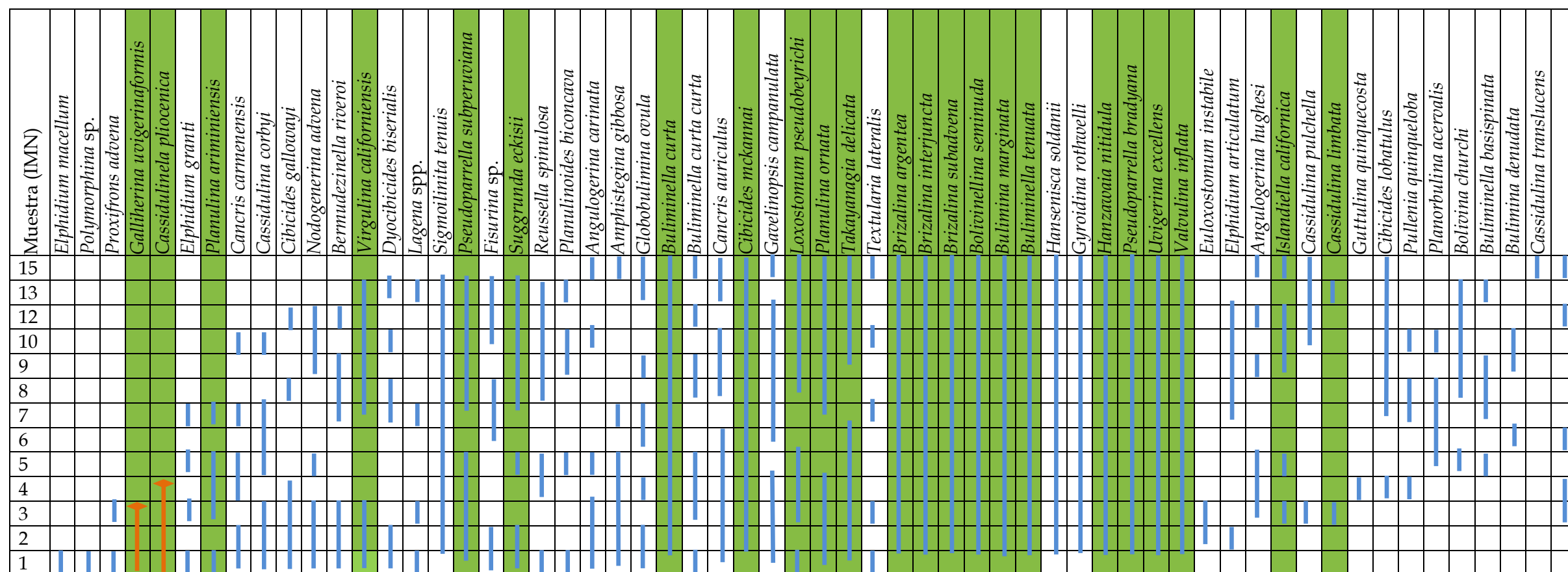


Figura 11. Distribución de los foraminíferos bentónicos a lo largo de la sección de Isla Monserrat. Las flechas (→) indican la distribución de especies extintas. Las líneas (—) indican la distribución de especies con ejemplares actuales. Las columnas coloreadas de verde corresponden a las especies que han sido asociadas a Zonas de Oxígeno Mínimo.

15			-	-		-	-	-	-	-	-	0,8	-	0,3	-	1,3	-	0,5	0,8	0,5	1,1	6,9		0,3	28,4	4,8	11,1	-	3,2	0,5	2,1	6,9	8,0	1,9	2,7			8,0	0,3	0,5		0,3			-		0,3					
13			-	-		0,4	-	-	0,4		-	2,3	-	0,8	-	-	-	-	-	-	4,6	1,1	-		0,4	16,7	20,5	24,0	0,8	9,1	-	0,8	3,4	2,7	-	2,3			-	-	0,8		0,8		-		-					
12			-	-		-	1,1	0,3	0,6		-	0,3	-	-	-	-	-	0,8	0,6	0,3	0,6	0,8	3,9	-	0,3	-	1,4	14,0	54,8	-	5,5	0,3	0,6	2,8	1,4	1,1	0,3			0,6	0,3	0,6		0,3		-		-	0,3			
10			-	-		-	1,4	0,7	0,3		0,7	-	0,7	0,3	0,3	0,3	-	-	-	0,7	-	-	0,3	-	2,4	0,3	-	-	1,4	66,4	0,3	5,2	-	0,3	2,8	3,1	0,3	2,4			-	1,0	-		-	-	-	-	-			
9			-	-		-	-	-	-		-	-	2,2	-	0,3	-	-	-	-	1,9	0,3	-	0,6	-	3,5	-	-	-	0,6	16,3	42,8	0,3	2,2	1,6	0,3	-	12,5	2,2	0,3			0,3	1,9	-		-	0,3		0,3	-		
8			-	-		-	-	-	2,3		-	-	0,3	0,6	-	-	-	-	-	2,9	0,3	-	1,9	-	1,0	0,3	-	-	7,1	44,5	-	18,1	-	-	1,0	5,8	1,3	3,2			-	-	-	0,3		-	-	-				
7			-	-		-	1,5	-	-		0,4	-	-	-	-	-	-	-	-	2,6	-	-	0,4	0,4	-	1,1	-	-	2,6	5,5	56,5	0,7	15,9	-	1,1	2,6	2,2	0,7	1,5			-	-	-	-	-	-	-	-	-		
6			-	-		-	0,6	-	-		-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,4	-	-	0,3	-	1,1	7,4	7,7	36,6	-	19,7	-	5,4	-	3,7	1,4	5,1	3,7	2,0			-	-	-	-	-	-	-	-	0,3			
5			-	-		-	0,7	0,3	-		-	2,4	-	0,7	0,3	0,3	0,7	-	-	2,4	-	-	1,4	-	1,4	-	13,2	0,7	4,2	4,5	32,6	-	2,8	2,1	3,1	6,6	5,2	3,5	-			1,0	1,0	-		-	-	-	-	-		
4			-	-		-	-	-	-		0,3	2,7	-	-	-	-	-	-	-	2,4	0,9	-	0,6	-	0,3	-	6,2	4,5	16,0	7,7	24,0	-	3,9	1,5	2,4	7,1	3,3	6,5	3,6			0,6	-	-		-	-	-	-	0,6		
3			1,3	0,3		-	0,3	-	-		0,6	0,6	-	-	-	0,3	-	-	-	-	-	-	-	-	1,6	0,6	-	0,3	16,2	4,2	13,3	17,5	9,7	-	5,2	0,3	13,6	1,0	1,6	-	-			1,3	0,3	0,6		-	-	-	-	0,3
2			10,6	0,7		0,3	2,6	-	1,0		0,3	2,3	-	-	-	0,3	0,3	0,3	1,0	-	-	1,0	-	-	0,3	6,0	1,3	3,6	31,8	17,9	-	7,0	1,0	0,3	1,7	3,0	0,3	1,0			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
1			5,4	0,6		-	7,3	-	0,6		-	1,4	0,3	0,6	-	-	0,3	2,0	-	-	0,6	-	-	0,3	-	7,1	-	3,7	19,8	31,6	-	8,5	0,6	1,4	1,1	3,1	-	-			-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	

Figura 12. Abundancia de los foraminíferos bentónicos a lo largo de la sección de Isla Monserrat. Porcentajes con respecto al total de ejemplares cuantificados. Las especies que no presentan valores fueron registradas en la revisión que no formó parte del conteo. Las columnas coloreadas de verde corresponden a las especies que han sido asociadas a Zonas de Oxígeno Mínimo.

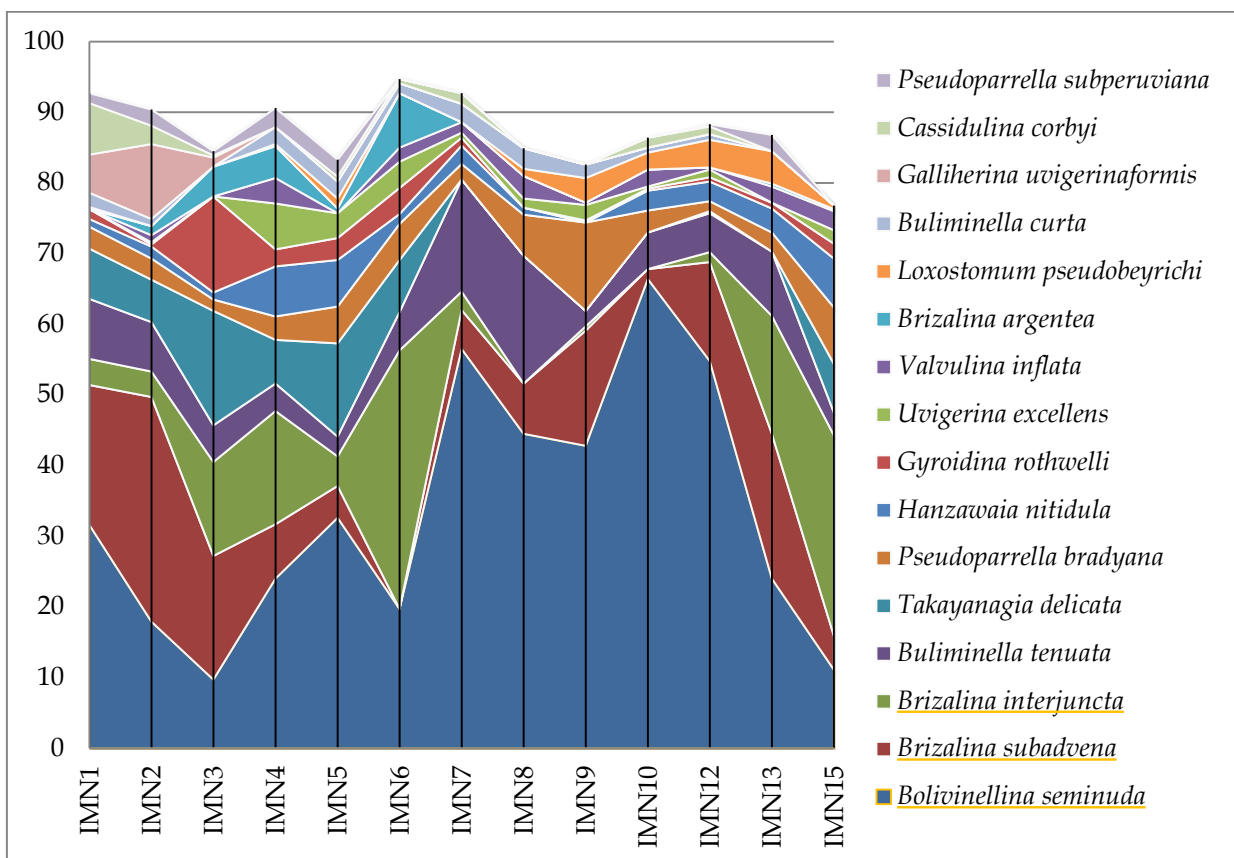


Figura 13. Abundancias de las 3 especies dominantes (*B. seminuda*, *B. subadvena* y *B. interjuncta*) y las 13 especies co-dominantes a lo largo de la sección Isla Monserrat. Las muestras no analizadas (IMN11 e IMN14) no aparecen en la gráfica.

### 6.3 Edad

La utilidad bioestratigráfica de los foraminíferos fue reconocida en Norteamérica en el contexto de las exploraciones petroleras subsuperficiales de la costa oeste de los Estados Unidos durante la primera mitad del siglo XX (Addicott, 1980). En 1938, Kleinpell desarrolló el primer esquema zonal basado en foraminíferos bentónicos presentes en rocas miocénicas de California, el cual constituyó un hito en la correlación (Finger, 1992) y reemplazó, hasta cierto punto, los esquemas zonales basados en macroinvertebrados de finales del siglo XIX y comienzos del XX (Addicott, 1980). Tratando de superar las limitantes derivadas del empleo de formas bentónicas para la correlación en áreas distantes, en la segunda mitad del siglo XX y en el contexto de la exploración petrolera en el Caribe (Lourens *et al.*, 2004), comenzaron a desarrollarse esquemas zonales basados en



foraminíferos planctónicos (Bolli, *et al.*, 1985) que, por su amplia distribución en los océanos del mundo, permiten hacer correlaciones a escala global (Finger, 1992). Posteriormente se fortaleció el desarrollo de esquemas zonales basados en otros grupos de microfósiles, e. g. nanoplancton calcáreo, diatomeas y radiolarios (Bolli *et al.*, 1985). Finalmente, los avances de la Geocronología, experimentados en el último cuarto del siglo pasado, permitieron la calibración con la escala del tiempo geológico de un número considerable de *data* de primeras apariciones y últimas ocurrencias (FAD y LOD por sus siglas en inglés) de especies de foraminíferos planctónicos (y otros microfósiles) que sustentan los esquemas bioestratigráficos clásicos (Berggren *et al.*, 1995b). Este hecho resulta de particular importancia para el Neógeno debido a que los microfósiles marinos constituyen la columna vertebral de su cronoestratigrafía (Lourens *et al.*, 2004).

Con el fin de determinar la edad máxima de las rocas de la sección Isla Monserrat se emplearon los FAD de dos especies de foraminíferos planctónicos (*Globorotalia tumida tumida* (Brady, 1877) y *Globorotalia crassaformis crassaformis* (Galloway & Wissler, 1927) y para restringirla, fue necesario considerar la ocurrencia de especies bentónicas ya extintas (*Cassidulinella pliocenica* Natland, 1940 y *Gallierina wuigerinaformis* (Cushman & Kleinpell, 1934) debido a que la totalidad de las especies planctónicas identificadas en la sección tienen alcances estratigráficos que se extienden hasta la actualidad. Dado que el registro de los foraminíferos planctónicos en este estudio es pobre e incluye indicadores secundarios más no marcadores zonales, no fue posible identificar biozonas ni emplear un esquema biozonal particular. Si en algún momento se hace alusión a un esquema zonal es exclusivamente con fines de referencia bioestratigráfica.

La Fig. 9 muestra la distribución de los foraminíferos planctónicos en la sección Isla Monserrat. Todas las especies han sido reportadas en sedimentos del Holoceno y/o Plioceno tardío del Golfo de California (Parker, 1973; Matoba & Oda, 1982 y Rozo-Vera & Carreño, 1988; Umhoefer *et al.*, 2007).

De las especies presentes en la sección Isla Monserrat y consideradas en distintos esquemas zonales (Blow, 1969; Bolli & Saunders, 1985; Berggren *et al.*, 1995a, 1995b), *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839), *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orbigny, 1846),

*Orbulina universa* d'Orbigny, 1839, *Globigerinella aequilateralis* (Brady, 1879) y *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow, 1959) no son de valor estratigráfico para este estudio debido a su amplio alcance.

La presencia de *Globorotalia tumida* en IMN1y de *Neogloboquadrina dutertrei* en las muestras IMN1 a IMN13 restringen la edad máxima de las mismas a la subzona de *Globorotalia margaritae margaritae* según el esquema de Bolli & Saunders (1985), quienes señalan que su primera aparición se da en la base de ésta. La subzona corresponde al Plioceno temprano, según Bolli & Saunders (1985) (5.3 Ma de acuerdo con *International Commission on Stratigraphy*, 2009); sin embargo, la FAD de *G. tumida* se ha calibrado en estudios más recientes en 5.72 Ma (Lourens *et al.*, 2004) lo cual la hace corresponder al Mioceno tardío (*International Commission on Stratigraphy*, 2009). El reconocimiento mundial del FAD de *G. tumida* le ha valido ser considerado un indicador cercano al límite Mioceno-Plioceno, desde la propuesta de los primeros esquemas zonales hasta la actualidad (Blow, 1969; Bolli & Saunders, 1985; Berggren, *et al.*, 1995; Lourens *et al.*, 2004), aunque, con los nuevos métodos de fechamiento, su edad absoluta ha ido corroborandose cada vez más antigua (i.e. 5.2 Ma en Berggren *et al.*, 1985; 5.6 Ma en Berggren *et al.*, 1995a; 5.72 Ma en Lourens *et al.*, 2004).

La presencia de *Globorotalia crassaformis crassaformis* en IMN15 restringe la edad máxima de la muestra a la subzona *Globorotalia margaritae evoluta* según el esquema de Bolli & Saunders (1985), pues la primera aparición de la subespecie ocurre en la base o cerca de ella. Según Bolli & Saunders (1985), la subzona en cuestión corresponde a una edad de Plioceno temprano, hecho que se corrobora con el FAD de *Globorotalia crassaformis crassaformis*, que ha sido calibrado en 5.06 Ma (Bylinskaya, 2004). El presente estudio considera la edad asignada por Bylinskaya (2004) al FAD de *G. crassaformis crassaformis*, a pesar de que fue calibrada en sedimentos provenientes del Atlántico subtropical; dicha consideración se basa en la posibilidad de que la distribución de este taxón cosmopolita tuvo paralelos en el océano Pacífico durante el Plioceno temprano, pues la circulación de las aguas entre ambos océanos no había sido interrumpida aún por el cierre del istmo de Panamá, ocurrido hace 4.4-3 Ma (Ibaraki, 2002) (la corriente norecuatorial que penetra el Caribe desde el Atlántico pudo haber fluido directamente hacia el Pacífico Oriental;



Crouch & Poag, 1979), además de que hasta el día de hoy no existen fechamientos de sedimentos provenientes del Pacífico en los que el *datum* sea reconocido.

El hecho de que en la sección estudiada no se hayan identificado marcadores zonales parece responder a un problema de dimensión regional más que local. Parker (1967) reconoció que en el Pacífico los estudios bioestratigráficos basados en foraminíferos planctónicos presentan dificultades originadas por la ausencia de los marcadores zonales que sustentan a los esquemas de biozonas. Esta situación ha llevado a quienes han realizado este tipo de estudios en el Pacífico Oriental y, particularmente, en el Golfo de California, e.g. Carreño (1981; 1985), Dorsey *et al.* (2001), Umhoefer *et al.* (2007), a la necesidad de restringir las edades de las rocas con base en la presencia de especies de foraminíferos planctónicos secundarias y, hasta donde ha sido posible, de foraminíferos bentónicos.

Dos de las especies bentónicas reconocidas en la sección, *Cassidulinella pliocenica* y *Gallierina uvigerinaformis*, son consideradas extintas y restringen la edad de la sección al Plioceno.

*Cassidulinella pliocenica*, presente en IMN1 a IMN3, fue descrita originalmente en sedimentos del Plioceno superior de California (Natland, 1940). Actualmente se le reconoce un alcance estratigráfico del Mioceno tardío al Plioceno tardío (Loeblich & Tappan 1964; 1988) y una distribución geográfica que abarca de California (Finger, 1992) a latitudes menores, i.e. sedimentos del Plioceno temprano en Manzanillo (Saint-Marc *et al.* 1997).

En las cuencas Ventura y los Ángeles, California, la ocurrencia de *Gallierina uvigerinaformis* (presente en IMN1 a IMN4) está restringida al Mohniano (13.8 a 6.5 Ma), esto en el Mioceno (Kleinpell, 1938; Kleinpell & Haller, 1980; Finger, 1992); sin embargo, en latitudes menores, *G. uvigerinaformis* ha sido reportada en sedimentos más jóvenes, e.g. de edad Plioceno temprano en Manzanillo (Saint-Marc *et al.* 1997) y de edad Mioceno tardío-Plioceno temprano en isla María Madre (Carreño, 1985).

Finalmente, *Amphistegina gibbosa* d'Orbigny (presente en IMN1 a IMN5, IMN7 e IMN15) es una especie de ambientes cálidos y aguas someras (<100m) que, aunque en la actualidad habita el Caribe y el Atlántico, se extinguió en la región del Pacífico Oriental a causa del cierre del istmo de Panamá. Se considera que el taxón migró hacia el Pacífico durante intervalos cálidos del Mioceno y Plioceno y que, en el momento en el que las masas de agua volvieron a ser más frías (hace 2.5 Ma en el caso de California), las poblaciones de *A. gibbosa* se extinguieron (Crouch & Poag, 1979; McDougall *et al.*, 1999). A pesar de que la presencia de esta especie se ha considerado indicadora de edad Plioceno tardío para rocas aflorantes en el Golfo de California, e.g. isla Carmen (Dorsey *et al.*, 2001) e isla San José (Umhoefer *et al.*, 2007), en el presente estudio no se considera como tal, dado que ha sido reportada en sedimentos más antiguos, de edad Plioceno temprano, e.g. isla San Clemente y Formación Imperial, California (McDougall *et al.*, 1999); si la hipótesis de la migración hacia el Norte es correcta, los sedimentos de latitudes menores que contienen *A. gibbosa* tienen la posibilidad de ser tan, o incluso más antiguos, que los reportados en California. La importancia de la presencia de *A. gibbosa* en sedimentos de la sección estudiada es más de carácter paleoambiental que bioestratigráfico, pues sugiere que el depósito de las rocas que la contienen se realizó en aguas cálidas.

Por todo lo anterior, sobre la edad de la sección Isla Monserrat, se puede afirmar que:

La edad máxima de las rocas de la muestra IMN1 es de 5.72 Ma (FAD de *Globorotalia tumida*, de acuerdo con Lourens *et al.*, 2004) correspondiente al Mioceno tardío (*International Commission on Stratigraphy*, 2009) y su edad mínima sólo puede indicarse como Plioceno, debido a la presencia de *Cassidulinella pliocenica* (Loeblich & Tappan 1964; 1988) y de *Gallierina uvigerinaformis* (Saint-Marc *et al.* 1997) (Fig. 14).

Por su posición estratigráfica, las rocas de las muestras IMN2 a IMN13 tienen una edad máxima entre 5.72 Ma (FAD de *Globorotalia tumida* de acuerdo con Lourens *et al.*, 2004) y 5.06 Ma (FAD de *Globorotalia crassaformis crassaformis*, de acuerdo con Bylinskaya, 2004). La edad mínima de IMN2 a IMN4 sólo puede indicarse como Plioceno, debido a la



presencia de *Cassidulinella pliocenica* y de *Galliherina uvigerinaformis*, mientras que no hay elementos para sugerir una edad mínima para IMN5 a IMN13 (Fig. 14).

La edad máxima de las rocas de la muestra IMN15 es de 5.06 Ma (FAD de *Globorotalia crassaformis crassaformis*, de acuerdo con Bylinskaya, 2004). No se cuenta con ningún elemento para sugerir una edad mínima (Fig. 14).

Ya que la revisión de las direcciones de enrollamiento y la presencia de posibles ecofenotipos han demostrado ser de importancia en los estudios bioestratigráficos (Winter & Pearson, 2001; Lourens *et al.*, 2004), se analizó el comportamiento de la dirección de enrollamiento de *Pulleniatina primalis* Banner & Blow, 1967, *P. obliquiloculata* (d'Orbigny, 1865) y *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861), así como a la presencia de *Globorotalia ungulata* Bermúdez, 1960 (considerada por varios autores ecofenotipo de *G. tumida*) a lo largo de la sección.

### **6.3.1 Dirección de enrollamiento de *Pulleniatina primalis*, *P. obliquiloculata* y *Neogloboquadrina pachyderma***

En todas las muestras en las que están presentes, los especímenes del género *Pulleniatina* (*P. primalis* y *P. obliquiloculata*) poseen un enrollamiento sinestral con excepción de los correspondientes a IMN2, donde la totalidad de los ejemplares corresponden a *P. primalis* con enrollamiento dextral (Fig. 15).

Tradicionalmente, la variación en la dirección del enrollamiento en especímenes fósiles de foraminíferos planctónicos ha sido atribuida a factores ambientales, a pesar de que no se han identificado los parámetros cuyas diferencias estén asociadas a la presencia de formas dextrales y sinestrales de una misma especie (Ujiié *et al.*, 2010). Estudios recientes han propuesto que la dirección de enrollamiento es producto de factores ecofenotípicos y genéticos (Ujiié *et al.*, 2010) y que el grado de importancia de cada uno de éstos puede diferir entre las especies (Winter & Pearson, 2001), e incluso, que en ciertos casos, las especies morfológicamente definidas pueden corresponder a especies biológicas distintas (Darling *et al.*, 2004).



Los cambios sistemáticos en la dirección de enrollamiento de las poblaciones de *Pulleniatina* han sido considerados *data* de importancia para la bioestratigrafía y correlación. Desde la aparición del género, hace aproximadamente 6.2 Ma (según Kennett & Srinivasan, 1983), se han identificado por lo menos cuatro intervalos importantes en la región del Indo-Pacífico, en los que el enrollamiento es predominantemente sinestral (Saito, 1976). Estos periodos se alternan con otros de enrollamiento predominantemente dextral o aleatorio, hasta el cese de las variaciones durante el Pleistoceno y Holoceno en el que se estabiliza la preferencia por el enrollamiento dextral (Saito, 1976; Bolli & Saunders, 1985).

Muestra	<i>Globorotalia tumida</i>	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i>	<i>Globorotalia crassaformis</i> c.	<i>Cassidulinella pliocenica</i>	<i>Gallierina uvigerinaformis</i>	Edad máxima	Edad mínima
						IMN15	
IMN14							Indeterminada
IMN13							
IMN12							
IMN11							
IMN10							
IMN9							
IMN8							
IMN7							
IMN6							
IMN5							
IMN4							Plioceno
IMN3							
IMN2							
IMN1						5.72 Ma. Mioceno tardío	

Figura 14. Edades asignadas a las rocas de la sección isla Monserrat a partir de su contenido de foraminíferos planctónicos y bentónicos fósiles.





Muestra	<i>Pulleniatina primalis</i>		<i>Pulleniatina obliquiloculata</i>	
	D	S	D	S
IMN15				
IMN14				
IMN13				↓
IMN12				
IMN11				
IMN10		↓		↓
IMN9		↓		↓
IMN8				
IMN7				
IMN6		↓		↓
IMN5		↓		↓
IMN4		↓		
IMN3		↓		
IMN2	↓	↓		
IMN1		↓		

Figura 15. Variación en el enrollamiento dextral (D) o sinistral (S) de *Pulleniatina primalis* y *P. obliquiloculata* presentes en la sección Isla Monserrat.

Dado que el muestreo que se realizó para este estudio es de amplio espaciamiento, algunas otras variaciones en la dirección de enrollamiento pudieron pasar desapercibidas y, por ello, no es posible emplear este *datum* para establecer una correlación con otras regiones.

Aunque *Pulleniatina*, de afinidad tropical y subtropical, es considerado uno de los géneros más sensibles a la variación de la temperatura (Bolli & Saunders, 1985), sus distintos patrones de enrollamiento no han sido asociados a condiciones climáticas particulares. Con todas las salvedades, el viraje de dirección de los ejemplares en IMN2 podría sugerir un cambio en las condiciones del ambiente tal vez asociado a la

temperatura o a algún otro factor que no puede determinarse con la información que sobre el género se tiene hasta el momento.

La sugerencia de que el carácter dextral de *P. primalis* en IMN2 está asociado a un cambio de temperatura no se ve reforzada por el comportamiento de *Neogloboquadrina pachyderma*, otro foraminífero planctónico presente en la sección y empleado tradicionalmente en estudios paleoclimáticos. En la actualidad *N. pachyderma* tiene formas sinestrales, que dominan latitudes polares (Darling *et al.*, 2004) y formas dextrales, que dominan latitudes más bajas y de aguas templadas (Darling *et al.*, 2003). A pesar de que estudios recientes (Darling *et al.*, 2006) han revelado que las formas con distinto enrollamiento no son ecofenotipos sino dos especies crípticas, el hecho de que cada una posea una ecología distinta (afinidad por aguas polares o templadas), no modifica en este estudio, las implicaciones paleoambientales de su presencia en la sección. La totalidad de los ejemplares de *N. pachyderma*, presentes (IMN2, IMN3, IMN5, IMN6 e IMN15) poseen enrollamiento dextral, lo que sugiere una constancia en el carácter cálido - templado del agua durante el depósito de los sedimentos de la sección. Este hecho es consistente con la presencia de *A. gibbosa* mencionada anteriormente.

El carácter sinestral de la mayoría de las muestras y la variación dextral que presenta IMN2 es congruente con el comportamiento que *Pulleniatina* exhibe en la edad sugerida para las rocas de la sección Isla Monserrat (Saito, 1976).

### 6.3.2 Ecofenotipos *Globorotalia ungulata* y *G. tumida*

Umhoefer *et al.* (2007), en isla San José, al sur del Golfo de California, consideran la presencia de *Globorotalia ungulata*, en asociación con ejemplares exclusivamente sinestrales de *Pulleniatina primalis* y en ausencia de *P. obliquiloculata* s.s. (tal y como también ocurre en IMN2), como indicadora de una edad de Plioceno tardío (2.5-2.4 Ma), sin embargo en este estudio dicha asociación no fue considerada para restringir la edad pues el FAD de *G. ungulata* no se conoce con certeza (Brown, 2007), además de que, como se mencionó anteriormente, la dirección de enrollamiento de *Pulleniatina* ha experimentado varios



cambios en el tiempo geológico. La primera ocurrencia de la especie, que en la actualidad cuenta con representantes vivos, ha sido reportada por Blow (1969) en la zona N19 (Plioceno temprano); Stainforth *et al.* (1975) en el Pleistoceno tardío; Kennett & Sirivasan (1983) en la zona N21 (Plioceno tardío) y, finalmente, Bolli & Saunders (1985) en el Holoceno.

Diversos autores han relacionado a *G. ungulata* con *G. tumida* (también presente en la sección de Isla Monserrat). Lamb & Beard (1972) sugieren que representan variantes ontogenéticas; Pearson (1995) señala que son variantes ecofenotípicas y Brown (2007) propone que representan morfo-variantes ontogenéticas. La Fig. 16 muestra la apariencia marcadamente distinta de las paredes de las testas en ejemplares presentes en la Sección Isla Monserrat.

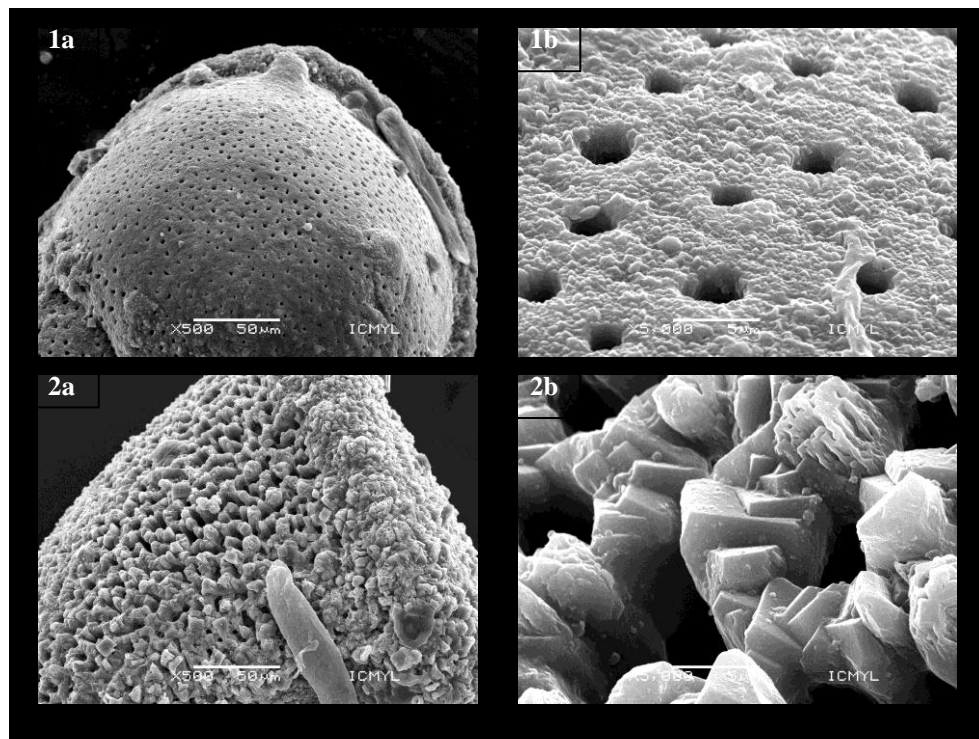


Figura 16. Detalle de pared (última cámara) y poros de (1) *Globorotalia ungulata* IGM-1389-Mi y (2) *Globorotalia tumida tumida* IGM-1387-Mi, presentes en la Sección Isla Monserrat.

Más allá de sus distintas hipótesis, los autores mencionados coinciden en que *G. ungulata* habita aguas someras mientras que *G. tumida* habita aguas profundas, aunque no establecen los límites de profundidad para cada grupo. El hecho de que el FAD de *G. tumida* se ubique a los 5.72 Ma (Mioceno tardío) (Lourens *et al.*, 2004) podría sugerir, si es que ambos taxa constituyen una única especie, que *G. ungulata* representa una expansión adaptativa más reciente hacia aguas someras; en un escenario distinto, se podrían tratar de especies diferentes, aunque relacionadas, que no habitan en el mismo ambiente de profundidad (Brown, 2007). En todo caso, el hecho de que los ejemplares de *G. ungulata* sean más abundantes a lo largo de la sección isla Monserrat (IMN1, IMN3, IMN8, IMN10 e IMN15) que los de *G. tumida* (IMN1 e IMN15) (Fig. 9) podría constituir una evidencia de que el depósito de las rocas se dio en un ambiente somero.

#### 6.4 Ambiente de depósito

Los foraminíferos bentónicos son abundantes y diversos en los océanos mundiales (Goldstein, 2002). Su distribución abarca todos los ambientes marginales y marinos, y está determinada tanto por el tipo de sustrato y las características físicas y químicas del agua en contacto con el margen continental (temperatura, salinidad, nutrientes, concentración de O<sub>2</sub>, etc.), así como por factores biológicos (competencia interespecífica y depredación, entre otros). No todos los factores impactan de la misma forma a las poblaciones de foraminíferos bentónicos, mientras algunos (e.g. disponibilidad de nutrientes) determinan su abundancia, otros (e.g. oxígeno disponible, temperatura y salinidad) delimitan su presencia pues al sobrepasar cierto umbral pierden su capacidad reproductiva (Murray, 1991; Pekar & Kominz, 2001).

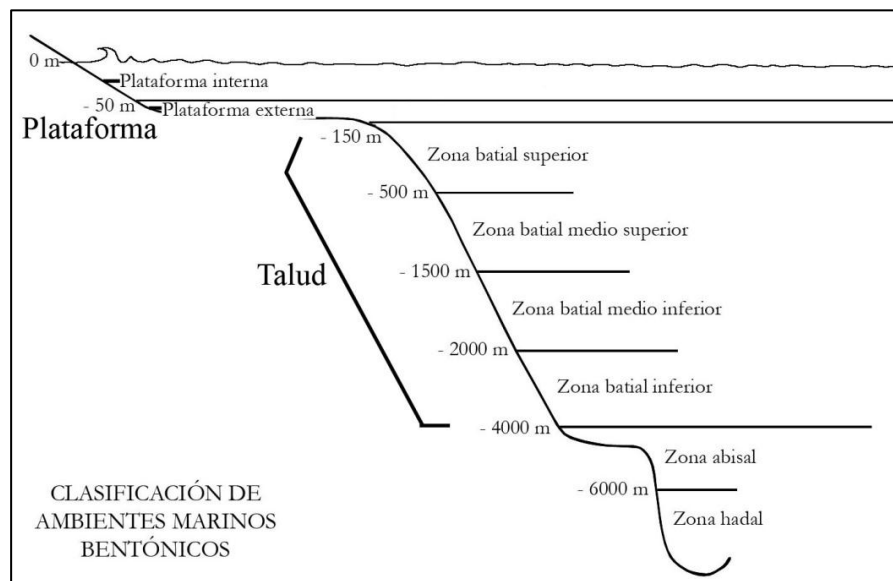
Las variables oceanográficas experimentan cambios en relación directa con la profundidad, ello ha derivado en la distinción de ambientes marinos bentónicos delimitados. En este trabajo se empleó la versión modificada por Ingle (1975) del esquema propuesto por Hedgpeth (1957) (Fig. 17).

Aunque se ha demostrado que resulta sumamente difícil determinar las condiciones limitantes críticas para especies individuales (Murray, 1991), ha sido posible determinar



rangos de distribución batimétrica para especies actuales que al agruparse constituyen biofacies de profundidad (Phleger, 1964-a) y pueden insertarse en el esquema zonal de ambientes marinos.

El análisis de asociaciones fósiles de foraminíferos y la interpretación del paleoambiente, en el cual se depositaron los sedimentos generadores de las rocas que los contienen, se realiza haciendo uso del principio del actualismo. Ello debido a que las aguas oceánicas han presentado zonificación en todo momento; a la impresión y preservación de los parámetros faunísticos y sedimentológicos en el registro sedimentario (Ingle, 1980); y a que los foraminíferos constituyen un grupo con registro fósil espectacular, por su ubicuidad, su naturaleza generalmente testada y su largo registro geológico (Sen Gupta, 2002).



**Figura 17. Clasificación de ambientes bentónicos marinos en términos de profundidad propuesta por Hedgpeth (1957) y modificada por Ingle (1975).**

Las características de las asociaciones de foraminíferos que se emplean en la determinación de paleopropundidades son:

- Relación Planctónicos/bentónicos
- Composición faunística

Con respecto a la relación de foraminíferos planctónicos / bentónicos (P/B), diversos autores (e.g. Bandy, 1967; van der Zwaan *et al.*, 1990; van Hinsbergen *et al.*, 2005) han observado que el número de foraminíferos planctónicos y la relación P/B, aumenta con el incremento de la distancia a la costa y en consecuencia con la profundidad. Van der Zwaan *et al.* (1990) proponen un modelo que relaciona la profundidad con el porcentaje de foraminíferos planctónicos, %P.

$$\text{Profundidad} = e^{(3.58718 + 0.03534 \cdot \%P)}$$

Desafortunadamente, la utilidad de la relación P/B para la determinación de paleoprofundidades presenta limitantes, especialmente en casos en los que los sedimentos se depositan en ambientes de oxígeno reducido (van Hinsbergen *et al.*, 2005). Estas limitantes tienen efectos prácticos en la interpretación paleobatimétrica de los sedimentos aflorantes en isla Monserrat.

Van Hinsbergen *et al.* (2005) señalan que el porcentaje de foraminíferos planctónicos no solo está determinado por la profundidad (en relación con la distancia a la costa) sino también por los cambios en el grado de oxigenación de las aguas del fondo. Una reducción en la concentración del oxígeno disuelto (promovida generalmente por un aumento en el aporte de materia orgánica, ver sección 6.4.1), promueve el florecimiento de taxa que en condiciones oxigenadas tendrían hábitats infaunales (considerados por los autores indicadores de estrés), a la vez que promueve variaciones considerables en el tamaño poblacional (generalmente aumentos). Esto origina una variación en la relación P/B independiente de la profundidad. Los autores mencionados consideran que en muestras con una proporción muy baja de taxa indicadores de estrés, el %P puede ser un reflejo confiable de la batimetría, mientras que en muestras con proporciones elevadas de taxa indicadores de estrés, la confianza sobre la estimación de la batimetría decrece.

Con respecto a la composición faunística, uno de los métodos más usados para determinar paleobatimetrías consiste en seleccionar los límites superiores que las especies muestran en mares modernos y considerar la presencia de los taxa en el registro fósil (o de sus iso u homeomorfos; Bandy, 1967), indicadora de dicha profundidad como mínima al momento del depósito.



Dado que los límites batimétricos superiores de algunas especies varían entre áreas oceánicas de carácter distinto (especies heterobatales), mientras que otras ocupan límites superiores idénticos sin considerar otras diferencias ecológicas (especies isobatales) (Bandy & Chierici, 1966), resulta conveniente para la interpretación paleobatimétrica emplear límites de profundidad dentro de las mismas provincias zoogeográficas (Ingle, 1967), de ahí la importancia de los estudios sobre biocenosis y tanatocenosis de foraminíferos en el Golfo de California. Para este trabajo fueron considerados los registros de profundidad publicados por Bandy (1961), Phleger (1964-b, 1965) e Ingle (1980) (este último, aunque no es específico del golfo, ha sido empleado en otras reconstrucciones paleobatimétricas con las que el presente estudio tiene relación, e.g. Dorsey *et al.*, 2001), y por ser determinantes, sus características generales se mencionan en la Fig. 18. Los rangos batimétricos de las especies presentes en la sección de Isla Monserrat y que han sido considerados por los autores mencionados se muestran en la Fig. 19.

Los datos de distribución que pueden emplearse son tanto de asociaciones vivas como de asociaciones totales (conjunto de ejemplares vivos y muertos); el uso de las últimas se justifica al considerar que, aunque las testas de los foraminíferos experimentan transporte *post-mortem*, la tendencia de los especímenes es ser transportados hacia aguas más profundas y no a la inversa; teóricamente, los límites superiores de asociaciones totales son iguales o más profundos que los de asociaciones vivas (Bandy, 1961).

Es importante señalar que el último método descrito es útil, pero posee inconvenientes que es preciso detallar. Existen dificultades para definir con exactitud los límites superiores de las especies debido a múltiples causas (Bandy, 1967):

- Presencia rara y esporádica cerca de sus límites superiores.
- Variación de la densidad de muestreo por diferentes investigadores.
- Presencia de poblaciones relictas resultantes de antiguas variaciones en el nivel del mar.
- Modificación de las distribuciones locales por corrientes y carácter del sedimento.
- Retrabajo de la misma especie o una muy similar de estratos expuestos.



- Subrepresentación de taxa infaunales en sedimentos superficiales (la práctica común de muestrear 1 o 2 cm de sedimento superficial para la determinación de la composición y densidad faunística de foraminíferos debe considerarse incorrecta) (Murray, 1982; Jorissen *et al.*, 1995).

Otra de las problemáticas de fondo del método descrito radica en que asume *a priori* que la profundidad es el único factor ambiental que controla la distribución de las especies; esta asunción, válida como una primera aproximación, ignora abundantes evidencias de que los organismos responden, como se mencionó anteriormente, a disponibilidad de nutrientes, temperatura, salinidad, luz, sustrato, concentración de oxígeno y otros factores ambientales que no varían en estricta relación con la profundidad en un tiempo dado (Streeter, 1972) y que tampoco varían de la misma forma en tiempos distintos.

Publicación	Asociaciones estudiadas	Profundidad abarcada en perfil batimétrico	Profundidad del muestreo	Abertura mínima de tamiz
Bandy (1961)	Totales	0 m a 3,098 m	No indicada	0.061 mm
Phleger (1964-b)	Vivas	11m a 3,162 m	1cm	0.062 mm
Phleger (1965)	Vivas	7 a 594 m	“sedimento superficial” espesor no indicado	No indicada
Ingle (1980)	Revisión bibliográfica	-----	-----	-----

Figura 18. Autores que consignan rangos batimétricos para especies bentónicas del Golfo de California y los criterios que emplearon en la asignación de estos.



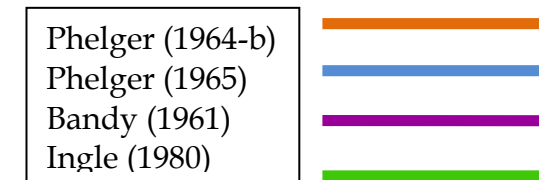
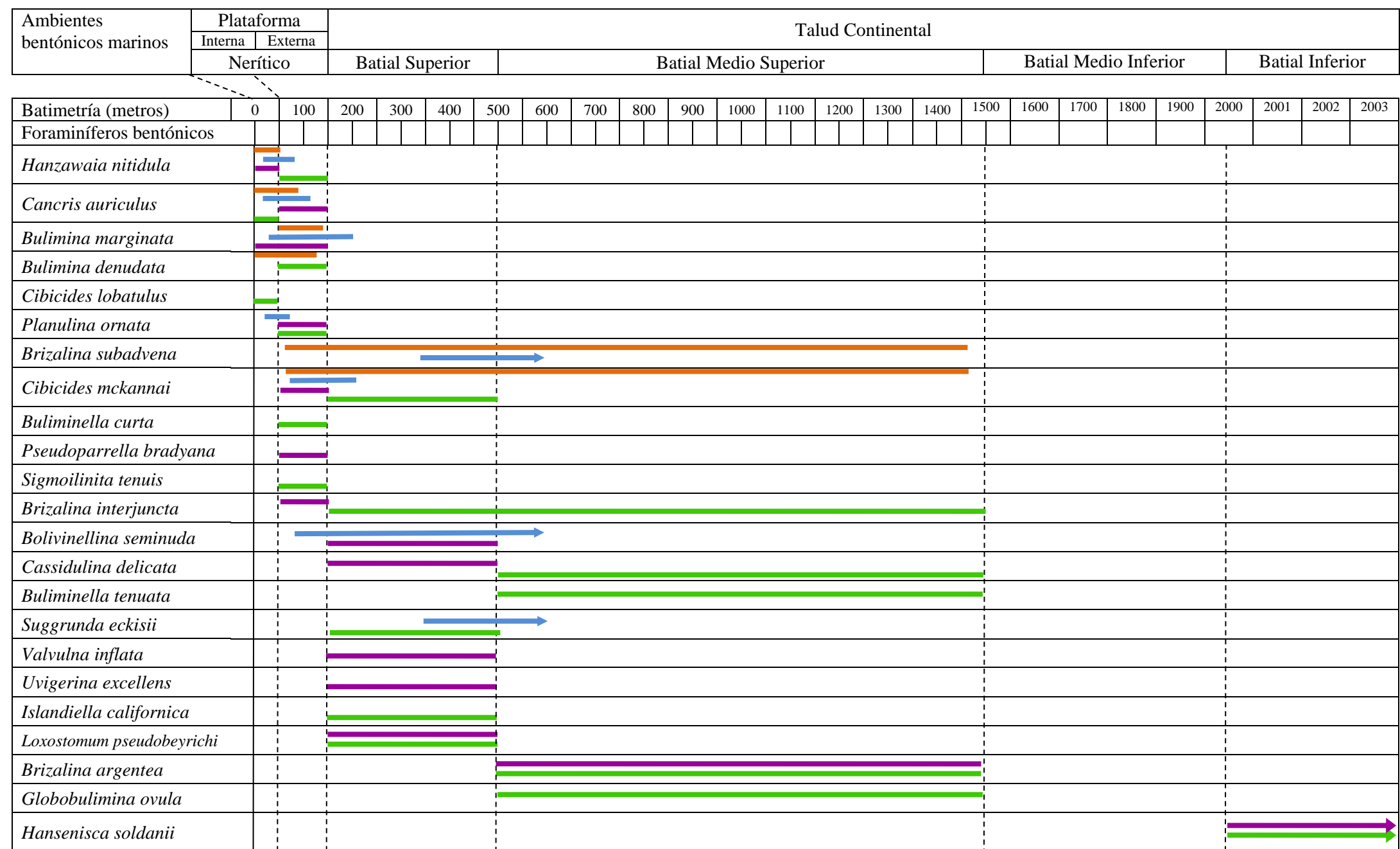


Figura 19. Rangos batiméticos según Phelger (1961), Phelger (1965), Bandy (1961) e Ingle (1980) para especies bentónicas presentes en la sección de Isla Monserrat.

Algunas de las consideraciones anteriores que tienen efectos prácticos para la interpretación paleoambiental de los sedimentos aflorantes en isla Monserrat son:

A. **Presencia rara y esporádica de ejemplares cerca de los límites superiores de las especies.** Pese a que la presencia de *Hansenisca soldanii* pudiera indicar un ambiente de depósito batial inferior, pues Bandy (1961) e Ingle (1981), mencionan como límite superior de la especie una profundidad > 2000m (Fig. 19), y pese a que este mismo dato (aunado a otros) ha sido empleado para determinar paleopropiedades en sedimentos del Golfo de California asignados a un ambiente batial inferior (i.e. Cuenca Guaymas; Matoba & Yamaguchi, 1982), la falta de especies representativas del batial medio inferior; el hecho de que Bandy (1967) reporte la presencia de ejemplares de la especie y sus variedades, raros y pequeños (de 0.3 mm a 0.4 mm de diámetro) en zonas de menor profundidad (batial superior y ocasionalmente, plataforma externa), así como especímenes de mayor tamaño (1mm de diámetro) en zonas de mayor profundidad (batiales o abisales); y el que la especie sea poco abundante a lo largo de toda la sección (constituyendo del 0.3% en IMN3 e IMN12 al 2.1% en IMN5, en las ocho muestras en las que está presente) y que sus ejemplares sean más bien pequeños (~0.5 mm de diámetro), conllevaron a no considerar su presencia como indicadora de profundidad.

B. **Subrepresentación de taxa infaunales.** El género *Globobulimina* se caracteriza por poseer una distribución vertical profunda, hecho que se corrobora con la distribución conocida para *G. affinis* cuyas abundancias máximas han sido registradas de 3 a 8 cm por debajo de la capa superficial (Corliss & Emerson, 1990). Otra de sus especies, *G. pseudospinescens* (foraminífero infaunal dominante en la zona anóxica del fiordo Gullmar, Suecia) es el único eucarionte conocido, que tiene la capacidad de respirar anaeróbicamente por vía de la desnitrificación (Risgaard-Petersen *et al.*, 2006). Lo anterior permite suponer que los muestreos que se han realizado en el golfo pueden haber omitido la presencia de *G. ovula* y de otras especies infaunales, cuya distribución en profundidad puede estar asociada a su vez a la cantidad de materia orgánica en la superficie y la concentración de O<sub>2</sub> en el sedimento (Jorissen *et al.*, 1995).



Rango batimétrico	Especie	Autores
Plataforma interna - Plataforma externa	<i>Planulina ornata</i>	Resig & Glenn, 2003
Plataforma interna a batial medio superior	<i>Bulimina marginata</i>	Bernhard & Sen Gupta, 1999
	<i>Hanzawaia nitidula</i>	
Plataforma externa	<i>Pseudoparrella bradyana</i>	Pérez-Cruz & Machain-Castillo, 1990
	<i>Planulina ariminensis</i>	Bernhard & Sen Gupta, 1999
	<i>Buliminella curta</i>	Blake, 1981
Plataforma externa a batial medio superior	<i>Brizalina subadvena</i>	Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993; Bernhard & Sen Gupta, 1999
	<i>Brizalina interjuncta</i>	
	<i>Bolivinelina seminuda</i>	
	<i>Cibicides mckannai</i>	Ingle <i>et al.</i> , 1980
Batial superior	<i>Valvulina inflata</i>	Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993; Bernhard & Sen, 1999; Levin, 2003
	<i>Loxostomum pseudobeyrichi</i>	
	<i>Uvigerina excellens</i>	
	<i>Cassidulina californica</i>	
	<i>Cassidulina limbata</i>	
	<i>Pseudoparrella subperuviana</i>	
Batial superior - Batial medio superior	<i>Suggrunda eckisi</i>	Matoba & Yamaguchi, 1982; Bernhard, 1986; Kaiho, 1994
	<i>Cassidulina delicata</i>	Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993
Batial medio superior	<i>Brizalina argentea</i>	Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993
	<i>Buliminella tenuata</i>	
	<i>Globobulimina ovula</i>	Matoba & Yamaguchi, 1982

Figura 20. Especies de foraminíferos presentes en la sección Isla Monserrat, con rangos batimétricos conocidos, que han sido reportadas como dominantes o características de Zonas de Oxígeno Mínimo. Sen Gupta & Machain-Castillo (1993) y Bernhard & Sen Gupta (1999) compilan información conocida para el Pacífico Oriental y para todo el mundo, respectivamente.

C. **Distribución de los foraminíferos relacionada con la concentración de oxígeno disuelto.** Resulta notable que 22 de las 30 especies presentes y contabilizadas en la sección Isla Monserrat, que cuentan con representantes actuales y rangos batimétricos conocidos, han sido reportadas como dominantes o características de Zonas de Oxígeno Mínimo, ZOM (donde  $[O_2] < 0.5 \text{ ml/l}$ , ver Fig. 24), en diversas regiones del mundo, tal como lo muestra la Fig. 20. Estas especies se distribuyen desde la plataforma interna hasta ambientes batiales (batial medio superior).

Incluso, las especies consideradas extintas y presentes en la sección, *Gallierina uvigerinaformis* y *Cassidulinella pliocenica*, han sido asociadas a ZOM dado su carácter endofaunal, paredes muy delgadas y poco ornamentadas, y cuya presencia se ha restringido generalmente a sedimentos laminados, (Hendrix, 1958; Saint-Marc *et al.*, 1997).

En resumen, el 41% de las especies bentónicas contabilizadas en la Sección Isla Monserrat han sido consideradas como abundantes o características de asociaciones faunísticas que habitan áreas con niveles bajos de oxígeno.

Esta proporción adquiere mucho más relevancia cuando se interpreta en términos de abundancia, pues los ejemplares de las especies mencionadas constituyen del 74.5% (IMN3) al 94.2% (IMN6) del conjunto de foraminíferos bentónicos. Este hecho constituye el primer indicio de que la asociación fósil estudiada podría ser interpretada como reflejo de una antigua zona influida por niveles bajos de oxígeno.

A este respecto, es importante señalar la presencia de características morfológicas peculiares que han sido interpretadas como adaptaciones a dichos ambientes y pueden apreciarse en ejemplares de la asociación estudiada, tal es el caso de:

1. *Brizalina interjuncta* y *Brizalina argentea*. Natland (1950) apreció una variación continua entre ambas especies relacionada con la profundidad. Señaló que de poseer 4 costillas bien desarrolladas a una profundidad de 300 m, los ejemplares presentan un debilitamiento y reducción de las costillas conforme aumenta la profundidad, acortándose y desapareciendo primero las 2 exteriores y luego las 2 interiores, haciendo en ese punto difícil la separación entre ambas especies. Bandy (1967) señala una variación similar, pero atribuida más a la concentración de oxígeno que a la profundidad. En la zona más profunda de la cuenca de Santa Barbara California, donde los niveles de O<sub>2</sub> son cercanos a 0.05 ml/l, los especímenes de *Brizalina argentea* tienen el material de la concha reducido (no presentan espinas, carinas o costillas) y son más alargados, mientras que aquellos que se encuentran en zonas donde la concentración de oxígeno es mayor a 0.3 ml/l,



presentan más material en forma de espinas, carinas, costillas mejor desarrolladas y una relación ancho/largo mayor. Leutenegger y Hansen (1979) han observado en ejemplares recientes de *B. argentea* una distribución mitocondrial no homogénea en el citoplasma de las zonas cercanas a los poros, en estos casos los organelos se agrupan en conjuntos y con ello (se sugiere) optimizan el intercambio de  $O_2$  y  $CO_2$  en ambientes en los que el primero es escaso.

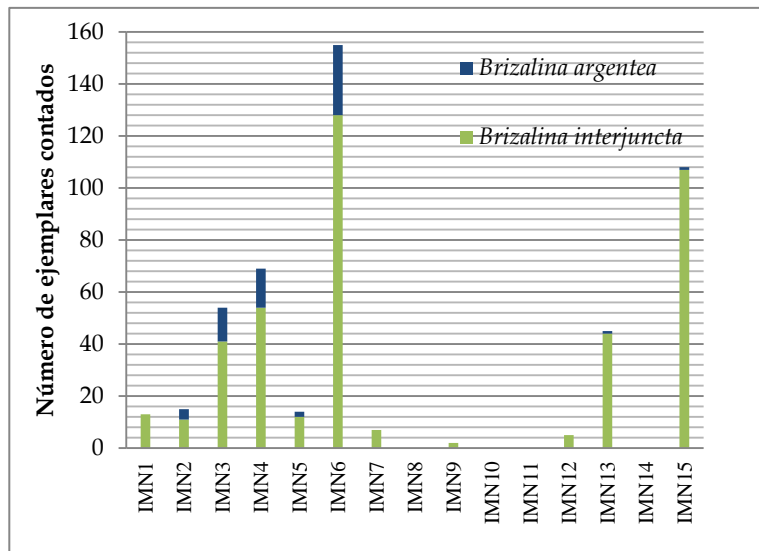


Figura 21. Abundancia de *Brizalina argentea* y *B. interjuncta* para la Sección Isla Monserrat.

En las muestras analizadas se encontraron ejemplares dentro de todo el espectro señalado por Natland (1950) y Bandy (1967) (Lámina 4, figs 6, 7a, 7b y 7c) y, aunque en apariencia, el porcentaje de los correspondientes a *B. interjuncta* fue siempre mayor al de *B. argentea*, (como se muestra en la Fig. 21); esto puede deberse al sentido estricto que se consideró para la identificación de la última especie, a la que fueron asignadas exclusivamente las conchas que no tuvieron ninguna costilla, espina o carina.

2. *Hanzawaia nitidula*. En la ZOM del golfo de Tehuantepec, donde la especie registra abundancias del 6.5% en áreas en las que el contenido de  $O_2$  es menor que 0.2 ml/l, Pérez-Cruz & Machain-Castillo (1990), han identificado especímenes que poseen

poros más grandes y numerosos que los que habitan ambientes con mayor concentración de oxígeno; esto se ha asociado con las observaciones de Leutenegger & Hansen (1979), quienes sugieren una relación entre los conjuntos mitocondriales cercanos a los poros y la optimización de la respiración.

Infortunadamente, esta información pierde su valor al no contar con un soporte estadístico (i.e. Moodley & Hess, 1992 para *Ammonia beccarii*; Glock, et al., 2011, para *Bolivina spissa*), ya que el planteamiento presentado solo permite asumir que todos los especímenes fuera de la ZOM corresponden a un solo morfotipo (Pérez-Cruz & Machain-Castillo, 1990-Fig. 1), mientras que el otro estaría sólo presente dentro de la ZOM (*ibidid* Fig. 2). Por otro lado, el ilustrar organismos de talla diferente y poros de forma aparentemente diferente, tampoco dan certeza sobre la validez de esta información de manera concluyente; sin mencionar el concepto para este taxon de las autoras.

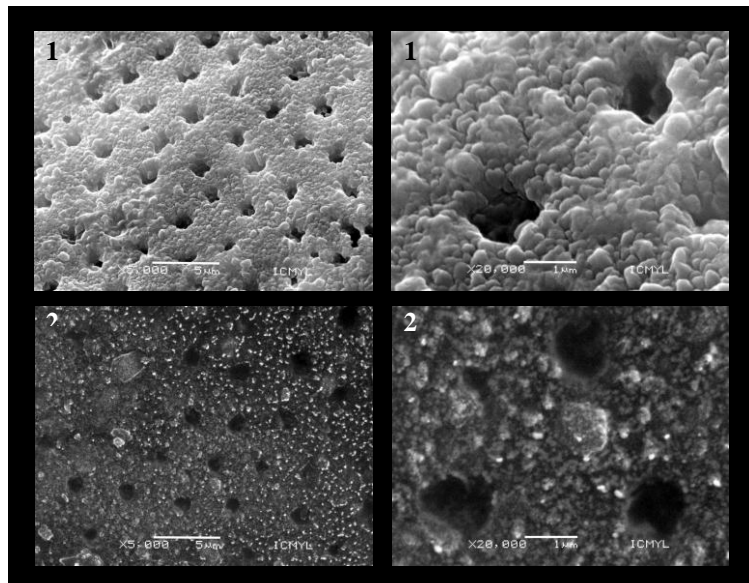


Figura 22. Detalle de la pared de ejemplares de *Hanzawaia nitidula* presentes en la sección Isla Monserrat. (1) IGM-1394-Mi, vista espiral; (2) IGM-1425-Mi, vista umbilical.



En la sección de isla Monserrat está presente *H. nitidula* con abundancias que alcanzan el 6.9 % (IMN15) y con especímenes que tienen, efectivamente, poros más espaciados que en otros ejemplares; pero cuya correlación con el tamaño del poro no es evidente (Fig. 22). Por tanto, resulta aventurado usar la presencia de esta especie como una regla *sine qua non* para asociar su presencia a un ambiente deficiente en oxígeno disuelto.

3. *Panulina ornata*. Resig & Glenn (2003) han descrito sus poros cribados particularmente grandes (6  $\mu\text{m}$  a 10  $\mu\text{m}$ ), interpretándolos como una adaptación que optimiza el intercambio gaseoso en la ZOM de Perú. Es posible observar este tipo de poros en los ejemplares de *P. ornata* presentes en la sección Isla Monserrat.

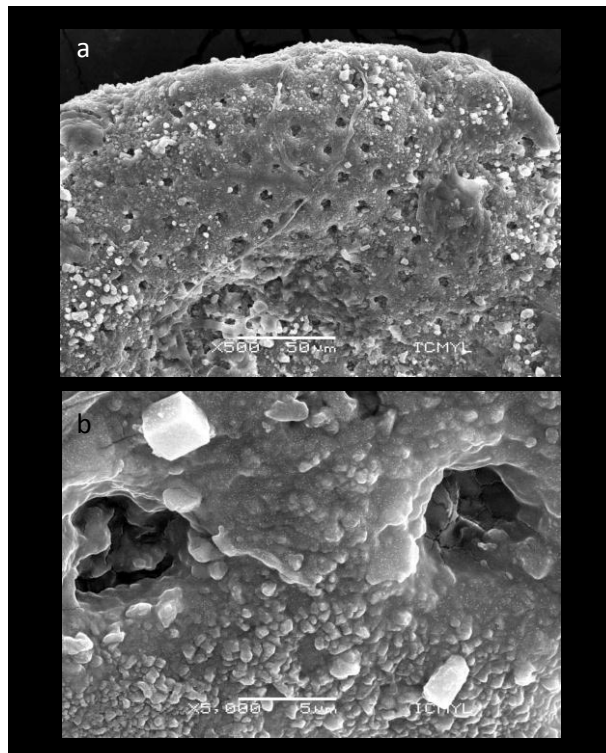


Figura 23. Detalle de poros cribados presentes en *Planulina ornata* IGM-1430-Mi.



#### 6.4.1 ¿Una Zona de Oxígeno Mínimo?

La Zona de Oxígeno Mínimo (ZOM), definida como capa de la columna de agua donde la concentración de oxígeno disuelto [O<sub>2</sub>] se encuentra por debajo de 0.5 ml/l (aunque históricamente se han definido en función de concentraciones distintas, Fig. 24), es un importante aspecto hidrográfico en los márgenes orientales de las cuencas oceánicas, especialmente del Pacífico, la porción norte del Índico y en menor medida el Atlántico (Gooday *et al.*, 2010), presentándose también en cuencas cerradas y fiordos (Bernhard & Sen Gupta, 1999) (Figs. 25 y 26). Ésta, ha persistido a lo largo del tiempo geológico y su distribución (horizontal y vertical) obedece a la geografía (Bernhard & Sen Gupta, 1999) y a la circulación de las masas de agua (Wyrтки, 1962) particularmente si ésta es pasiva, se presentan largos tiempos de residencia (ausencia de intercambio de oxígeno), y a la zona llegan masas de agua con concentraciones reducidas de este gas (Levin, 2003), mientras que su intensidad responde principalmente a la productividad primaria de las aguas superficiales (Calvert, 1964), ya que, cuando la productividad de los organismos fotosintéticos es muy alta (como ocurre en sitios donde hay surgencias), el decaimiento de la materia orgánica que se hunde desde la superficie consume el oxígeno de las aguas intermedias, disminuyendo su concentración de forma dramática en relación a las capas de agua que se encuentran por encima y por debajo (Bernhard & Sen Gupta, 1999).

Concentración de oxígeno que define a una ZOM (ml/l)	Autor(es)
< 0.2	Finger (1990)
0.25 en el núcleo	Ingle & Keller (1980)
< 0.5 (equivalente a < 7.5% de saturación; <22µM)	Mullis <i>et al.</i> (1983), Levin (2003), Gooday <i>et al.</i> (2010)
< 0.5 ml/l en el núcleo y <1ml/l en sus bordes	Sen Gupta & Machain (1993)
<1ml/l	Ingle, <i>et al.</i> (1980) y Bernhard & Sen Gupta (1999)
<2 ml/l	Phleger & Soutar (1973)

Figura 24. Concentraciones de O<sub>2</sub> que han definido a la ZOM según diversos autores.

No existe una terminología generalizada para describir las distintas condiciones de deficiencia de oxígeno (Tyson & Pearson, 1991; Bernhard & Sen Gupta, 1999; Levin, 2003).



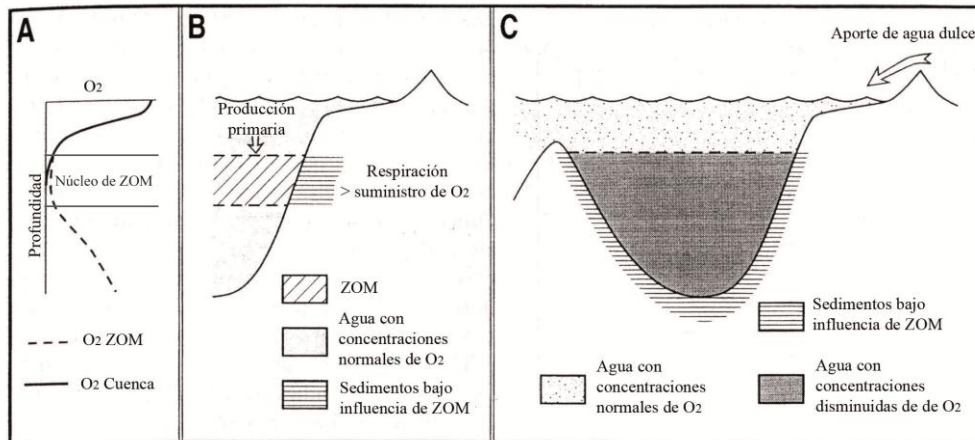


En el presente estudio se emplearán los términos adoptados por Bernhard & Sen Gupta (1999) (Fig. 27), quienes han analizado los efectos de estas condiciones en foraminíferos bentónicos.



**Figura 25. Extensas Zonas de Oxígeno Mínimo (resaltadas) se han desarrollado en los márgenes occidentales del continente americano (Golfo de California incluido), el Suroeste de África, Mar Árabe y Bahía de Bengala. Tomado de Levin (2002).**

En el límite superior de la ZOM (cuya profundidad puede variar estacionalmente), la concentración del oxígeno disuelto en la columna de agua presenta reducciones abruptas asociadas a aumentos ligeros en la profundidad (Fig. 26a). Contrariamente, en el límite inferior de la ZOM, el aumento en la concentración de O<sub>2</sub> disuelto se da de forma gradual conforme aumenta la profundidad. Entre estas dos regiones transicionales se encuentra el núcleo de la ZOM, en el que la concentración de oxígeno permanece baja (Gooday *et al.*, 2010).



**Figura 26. Perfil esquemático de Oxígeno disuelto (A) en dos tipos de columnas de agua con oxígeno reducido: Zona de Oxígeno Mínimo (B) y cuenca cerrada o fiordo (C). Modificada de Bernhard & Sen Gupta (1999).**

Las ZOM abarcan profundidades de litoral a batial (10m a 1300m) (Levin, 2003) y, aunque en algunos sitios tienen límites verticales constantes (California central; Mullins *et al.*, 1985), generalmente presentan variaciones en intensidad y distribución (horizontal y vertical), estacional o periódicamente (e.g. originadas por eventos de El Niño; Arntz *et al.*, 2006 y Sellanes *et al.*, 2007, en Gooday *et al.*, 2010) y en tiempo geológico (Phleger & Soutar, 1973; Sen Gupta *et al.*, 1996; Levin, 2003; Stramma *et al.*, 2008). El límite superior de la ZOM (considerado como  $[O_2] < 0.5 \text{ ml/l}$ ) puede encontrarse de 10 a 50m en la superficie de América Central y Perú, a ~ 100 m en el mar arábigo (Smith *et al.*, 2000) o a 500 a 600m en California y Oregon. En la costa pacífica de México y el mar Arábigo, la ZOM alcanza hasta 1000m de espesor, mientras en Chile tiene menos de 400 m (Levin, 2003).

Término	Límites de concentración de O <sub>2</sub> (ml/l)
Óxico	>1.0
Disóxico	0.1-1.0
Micróxico	Detectable a < 0.1
Anóxico	0 (no detectable)

**Figura 27. Términos empleados de acuerdo a los límites de concentración de O<sub>2</sub>. Modificado de Bernhard & Sen Gupta (1999).**

La ZOM, en los sitios en que intercepta al piso oceánico (Fig. 26b-c), ejerce una fuerte influencia en la abundancia, diversidad y composición de las faunas bentónicas (Levin, 2003). Aunque falta investigación en gran número de ambientes pobres en oxígeno (Bernhard & Sen Gupta, 1999), se han registrado respuestas ecológicas paralelas a la disminución del O<sub>2</sub> en zonas tan distantes como el Pacífico Oriental y el mar Arábigo (Levin, 2003). Por ello, se han hecho generalizaciones sobre asociaciones “típicas”, particularmente de foraminíferos bentónicos que son, quizá, el taxon mejor estudiado dentro de las ZOM (Levin, 2003).

A continuación se enlistan las características que definen a las ZOM a nivel de comunidad y población para los foraminíferos bentónicos:



A) **Dominancia numérica de foraminíferos con respecto a otros taxa.** Los niveles de oxígeno mínimo requeridos por los distintos taxa varían notablemente:

- En sitios donde  $0.3 \text{ ml/l} < [\text{O}_2] < 0.5 \text{ ml/l}$  (generalmente en zonas correspondientes al límite inferior de las ZOM), se presentan densos agregados de esponjas, equinodermos calcificados (equinoideos y ofiuroides) y crustáceos (e.g. Wishner *et al.* 1995 en Volcán 7-México; Smallwood *et al.* 1999 en Omán; Smith & Hamilton, 1983 en Cuenca Santa Catalina).
- En regiones de núcleos de la ZOM donde  $[\text{O}_2] < 0.3 \text{ ml/l}$ , los metazoarios están representados principalmente por formas de cuerpo suave (Thompson *et al.* 1985, Levin *et al.* 1997), siendo los nemátodos el grupo más abundante (llegan a constituir del 95% al 99% del total de la meiofauna) (Levin, 2003). La macrofauna de invertebrados altamente calcificados está ausente, aunque están presentes los miembros con baja calcificación de grupos como los equinodermos (Clase Holoturoidea), los bivalvos (Subclase Protobranchia) (Rhoads & Morse, 1971) y algunos gasterópodos. El bivalvo *Amygdalum anoxicolum* y el gasterópodo *Astyris perm modesta*, ambos con conchas muy delgadas, se encuentran en sitios donde  $[\text{O}_2] < 0.15 \text{ ml/l}$  (Levin, 2003). Gastrotricos y poliquetos (Familia Nerillidae) también pueden ser abundantes en la ZOM (Todaro *et al.*, 2000; Müller *et al.* 2001).
- Los foraminíferos tienden a dominar numéricamente sobre la meiofauna de metazoarios en asociaciones deficientes de oxígeno (Gooday *et al.* 2000). Algunos, son ampliamente tolerantes a bajas concentraciones de  $\text{O}_2$  (Jorissen, 1995), aunque (salvo excepciones e.g. Risgaard-Petersen *et al.*, 2006) no pueden sobrevivir en anoxia permanente (Bernhard & Reimers, 1991). En general, existe menor diversidad de foraminíferos bajo condiciones micróxicas que disóxicas (Gooday *et al.*, 2000).

B) **Predominancia de foraminíferos calcáreos hialinos perforados** (Bernhard & Sen Gupta, 1999), particularmente de los géneros *Ammonia*, *Bolivina*, *Brizalina*, *Bulimina*, *Buliminella*, *Cancris*, *Cassidulina*, *Elphidium*, *Epistominella*, *Fursenkoina*, *Gavelinopsis*, *Globobulimina*, *Globobocassidulina*, *Hoeglundina*, *Hopkinsina*, *Nonionella*, *Osangularia*, *Planulina*, *Polymorphina*, *Rosalina*, *Stainforthia*, *Suggrunda*, *Trifarina*, *Uvigerina* y *Valvulineria* (Bernhard & Sen Gupta, 1999; Levin, 2003), aunque se presentan también

especies aglutinadas (Orden Textulariida), principalmente de los géneros *Bathysiphon* y *Trochammina* (Levin, 2003). Se han encontrado muy pocos miliólidos (Orden Milioliida) en muestras disóxicas, micróxicas o anóxicas (Bernhard & Sen Gupta, 1999).

C) **Gran tamaño poblacional.** Típicamente, las abundancias registradas son mucho mayores dentro de la ZOM que fuera de ella. En la Fig. 28 se pueden apreciar los tamaños de asociaciones de foraminíferos registrados en diversas ZOM recientes.

Una posible explicación para estas altas densidades es la disminución de la presión de depredación y competencia e, indudablemente, el abundante suministro de alimento en un área de alta productividad orgánica (Phleger & Soutar, 1973; Bernhard & Sen Gupta, 1999; Levin, 2003). Sin embargo, el número de foraminíferos no se mantiene siempre elevado, Bernhard & Reimers (1991) encontraron sólo 3 individuos vivos/cm<sup>3</sup> en la cuenca Santa Barbara, ocho meses después de observar 1978 individuos vivos/cm<sup>3</sup>. La razón sugerida por los autores para esta drástica reducción de la población fue la prevalencia de condiciones anóxicas por semanas o meses.

Localidad	Número de ejemplares	Tipo de asociación	Descripción/ profundidad	Referencia
Florida	3,132 individuos vivos/3cm <sup>3</sup>	Viva	Influencia de surgencias / <200m	Sen Gupta <i>et al.</i> 1981
Cuenca de Santa Barbara, California	1,978 individuos /cm <sup>3</sup>		500 m	Bernhard & Reimers, 1991
Omán	16,107 individuos (>63µm)/10cm <sup>2</sup>		412m	Gooday <i>et al.</i> , 2000
Perú	29,820 individuos (>150µm)/ 50cm <sup>3</sup>		300m	Levin <i>et al.</i> , 2002
Cuenca Soledad, Baja California	13,000 ejemplares/20cm <sup>2</sup>	Total	530m	Phleger & Soutar, 1973
Callao, Perú	22,000 ejemplares/20cm <sup>2</sup>		180m	
Punta Abreojos, Baja California	“número muy grande”		53 a 183m	
Cuenca La Paz, Golfo de California	17,931 individuos / g de sedimento seco		núcleo	Caballero-Rodríguez, 2010

Figura 28. Tamaños de asociaciones de foraminíferos presentes en Zonas de Oxígeno Mínimo recientes.



Otro factor de variación en el número de foraminíferos presentes en la ZOM radica en lo que se ha denominado “efecto de borde”; Mullins *et al.* (1985) encontraron que los límites de la ZOM son hotspots de actividad biogeoquímica; consistentemente, Bernhard (1992) registró densidades máximas de foraminíferos cerca del borde inferior de la ZOM de California central. Se ha sugerido que esta respuesta refleja la interacción de un aporte rico en materia orgánica, pero ya sin la limitante de la concentración de oxígeno, aunque ésta no es una generalización, pues los máximos también pueden ocurrir en el núcleo de la ZOM (Levin, 2003).

D) **Baja diversidad y alta dominancia.** En las cuencas y márgenes con niveles bajos de oxígeno, la riqueza de especies de foraminíferos es característicamente reducida y la dominancia de sólo algunas especies es alta (Phleger & Soutar, 1973; Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993; Levin, 2003). En la Fig. 29 se pueden apreciar las tendencias de dominancia de una a tres especies y los porcentajes que presentan en los estudios publicados por diversos autores.

Las especies dominantes en hábitats de disoxia o microxia también están presentes, aunque no con la misma abundancia, en profundidades comparables pero bajo condiciones óxicas. Ya que los sedimentos subsuperficiales constituyen el ambiente marino de oxígeno reducido de más amplia distribución en el océano mundial (Bernhard & Sen Gupta, 1999), las especies infaunales en condiciones de agua óxicas se presentan con hábitos epifaunales o infaunales bajo condiciones de agua disóxicas o micróxicas (Kaiho, 1994). Dichas especies son generalmente oportunistas y muestran explosiones demográficas cuando la disminución de oxígeno está acoplada a un incremento significativo en la materia orgánica del sustrato (Bernhard & Sen Gupta, 1999). Pérez-Cruz & Machain-Castillo (1990) mencionan por ejemplo, que aunque *Pseudoparrella bradyana* se presenta en todas sus muestras, fuera de la ZOM tiene una abundancia menor al 13%, mientras que en la ZOM constituye más del 64% de la asociación. En realidad no hay especies modernas de foraminíferos bentónicos cuya exclusiva presencia pueda ser considerada un reflejo de una concentración baja de O<sub>2</sub> (Sen Gupta & Machain-Castillo, 1993; Bernhard & Sen Gupta, 1999). Sin embargo, algunas especies fósiles sí han sido consideradas como indicadoras de ambientes de

oxígeno disminuido, e.g. *Spiroplectammina laevis* (Almogi-Labin, 1990, citado por Bernhard *et al.*, 1997).

- E) **Especies de tamaño pequeño / especímenes de tamaño pequeño.** Phleger & Soutar (1973) han sugerido que las especies de foraminíferos de tamaño pequeño podrían sobrellevar de mejor forma los episodios de disminución de oxígeno que las especies de mayor tamaño, debido a sus requerimientos de oxígeno menores. Bernhard & Sen Gupta (1999) señalan que, aunque son varios los trabajos que confirman esta tendencia (Ingle *et al.*, 1980; Alve, 1990; Jorissen *et al.*, 1992; Sen Gupta *et al.*, 1996; Bernhard *et al.*, 1997), un número de taxa que forma parte de estas asociaciones no es particularmente pequeño, por lo que aún es incierto si las especies pequeñas poseen ventajas competitivas con respecto a las grandes. Los mismos autores sugieren que esta falta de claridad se debe, a que no todos los estudios realizados han empleado tamices de medidas estándares, (por ejemplo de 63 $\mu$ m). Por otra parte, en ambientes disóxicos, micróxicos o anóxicos la presencia de especies de talla relativamente grande (>1mm) de foraminíferos ha sido documentada escasamente (Bernhard & Sen Gupta, 1999).

En cuanto a ejemplares de una misma especie, los foraminíferos son el único grupo que exhibe claramente reducciones del tamaño del cuerpo en respuesta a la disminución del O<sub>2</sub>. Pérez-Cruz & Machain-Castillo (1990) reportan, por ejemplo, tamaños promedio de *H. nitidula* de 0.38mm y *B. seminuda* de 0.45 mm, para especímenes presentes dentro de la ZOM, mientras que aquellos que no forman parte de ésta presentan medias de 0.59 y 0.56 mm respectivamente. Phleger & Soutar (1973) sugieren que el “empequeñecimiento” característico de las faunas de ZOM se debe a la rápida reproducción bajo condiciones óptimas caracterizadas por la abundancia de alimento; los foraminíferos que crecen en laboratorio a temperaturas moderadas y con alimento ilimitado, lo hacen más rápido y tienen un menor tamaño que los que crecen en condiciones menos favorables (Bradshaw, 1961).

Con la información que hasta el momento se tiene sobre las asociaciones de foraminíferos características de ZOM, es posible hacer interpretaciones sobre paleo-ZOM a partir del análisis de sus asociaciones fósiles.



Autor(es)	Especie(s) dominante(s)	% de la asociación	No. spp. que constituyen el resto de la asociación (T) o son co-dominantes (CD)	[O <sub>2</sub> ]	Profundidad	Localidad
Phleger & Soutar (1973)	<i>Bolivinelina seminuda</i>	71%	~10 spp (CD)	0.1 ml/l	590 m	Cuenca Soledad, costa Pacífica de Baja California
	<i>Bolivina cf. pacifica</i>	95%	~10 spp. (CD)	No indicada	180 m	Callao, Perú
	<i>Globobulimina hooglundii</i>	86%	~10 spp (CD)	No indicada	575 m	Cuenca Santa Barbara, California
	<i>Suggrunda eckisi</i>					
	<i>Bolivinelina seminuda</i>					
Ingle <i>et al.</i> (1980)	<i>Bolivina rankini</i>	67.8%	3 spp (CD)	< 1ml/l	135 m	Cabo Carranza, Chile
Nienstedt & Arnold (1988)	<i>Globocassidulina subglobosa</i>	61%	No indicadas	No indicada	1,058 m	Cima de volcán submarino en el Pacífico mexicano (Volcan 7)
	<i>Ehrenergina sp</i>	>50%			788 m	
Sen Gupta <i>et al.</i> (1981)	<i>Bolivina lowmani</i>	Del 69.3% (primavera) al 88.9% (verano)	7 (CD)	No indicada	<200m	Florida
	<i>Bolivina subaenariensis</i>					
	<i>Cassidulinan subglobosa</i>					
Pérez-Cruz & Machain-Castillo (1990)	<i>Pseudo-parrella bradyana</i>	64%	~ 20 spp (CD)	0 ml/l a 0.39ml/l	~200 m	Golfo de Tehuantepec
	<i>Bolivinelina seminuda</i>					
	<i>Bolivina plicata</i>					
Bernhard <i>et al.</i> (1997)	<i>Bolivinelina seminuda</i>	>20%	No indicadas	~ 0.5 ml/l	339 m	Cuenca Santa Barbara, California
	<i>Suggrunda eckisi</i>	>20%				
	<i>Buliminella tenuata</i>	10-20%				
	<i>Uvigerina juncea</i>	10-20%				
	<i>Recurvoides subglobosus</i>	5-10%				
	<i>Loxostomum pseudobeyrichi</i>	1-5%				
	<i>Eggerella sp.</i>	1-5%				
Gooday <i>et al.</i> (2000)	<i>Bolivinelina seminuda</i>	44%	69 (T)	0.13ml/l	412 m	Mar de Omán
Páez <i>et al.</i> (2001)	<i>Bolivinelina seminuda</i>	87%	11 (T)	0.01ml/l	102m	Bahía Mejillones del Sur (Chile)

Figura 29. Especies dominantes de distintas asociaciones recientes de foraminíferos bentónicos en ZOM.



#### 6.4.2 Asociaciones fósiles que reflejan condiciones de bajo oxígeno

Son pocos los taxa que habitan sedimentos deficientes en oxígeno y dejan evidencia fósil (Bernhard, 1989). De éstos, los foraminíferos bentónicos calcáreos y aglutinados, que han sido los más estudiados (Gooday *et al.*, 2000), son considerados unos de los bioindicadores más sensibles de las condiciones de paleo-concentraciones de oxígeno (Bernhard, 1986; Bernhard *et al.*, 1997; Kaiho, 1994; Cannariato & Kennett, 1999) pues, como se ha mencionado, la composición de sus asociaciones y ciertas características morfológicas (e.g. tamaño de testas, grosor de la pared) están controladas por cambios en la concentración de oxígeno disuelto y otros factores, como el contenido de carbono orgánico en sedimentos superficiales (Kaiho, 1999). Por tanto, las características de las asociaciones de los foraminíferos bentónicos forman parte del conjunto de proxies biológicos empleados en la identificación de antiguas ZOM, junto con otros de carácter sedimentológico (i.e. la intensidad de bioturbación) y geoquímico (i.e. relación carbono orgánico/azufre, isótopos de azufre, concentración de elementos traza) (Kaiho, 1994; Bernhard *et al.*, 1997). Esto ha sido utilizado en los estudios realizados por Bernhard (1986) para el Jurásico al Holoceno; Koutsoukos *et al.* (1990) para el Cenomaniano-Turoniano; Smith & Buzas (1986) para el Mioceno y Bernhard *et al.* (1997) y Caballero-Rodríguez (2010) para el Holoceno.

Phleger & Soutar (1973) mencionan que las asociaciones de foraminíferos bentónicos en ambientes de bajo oxígeno, inducido por alta productividad orgánica en superficie, deben estar caracterizadas por una buena preservación, abundancia de testas pequeñas y de pared delgada y dominancia de unas pocas especies. La abundancia por unidad de volumen de sedimento, señalan, dependerá de la tasa de deposición de detritus, pero la abundancia por unidad de tiempo será alta. Sen Gupta *et al.* (1981) señalan que densidades notablemente grandes de foraminíferos bentónicos fósiles pueden indicar áreas de antiguas surgencias.





### 6.4.3 Ambiente de depósito de la sección Isla Monserrat

Las características de las asociaciones fósiles de foraminíferos bentónicos analizadas en el presente estudio, permiten inferir que los sedimentos que originaron a las rocas de la sección Isla Monserrat se depositaron bajo condiciones de ZOM. Estas son:

- Predominancia de testas de foraminíferos como componentes de las rocas (constituyendo hasta el 82% en masa de la roca en IMN3).
- Presencia casi exclusiva de foraminíferos caláreos hialinos (Órdenes Bulimida y Rotaliida).
- Gran tamaño poblacional (de hasta 89,984 ejemplares/gramo de sedimento seco en IMN9).
- Dominancia de pocas especies (*Bolivina seminuda*, *Brizalina subadvena* y *Brizalina interjuncta* constituyendo hasta el 95% de los ejemplares contabilizados en IMN6).
- Omnipresencia de taxa relacionados con zonas disóxicas, micróxicas o anóxicas.
- Presencia en algunas especies (*Planulina ornata* y, probablemente *Hanzawaia nitidula*), de características morfológicas interpretadas como adaptaciones a ambientes bajos en oxígeno.

La dominancia de *Neobloquadrina dutertrei* y *Globigerina bulloides* en el conjunto de foraminíferos planctónicos es congruente con el ambiente de depósito sugerido, pues ambas especies se consideran indicadoras de niveles enriquecidos de nutrientes y abundancia de fitoplancton, característicos de zonas de surgencias (Thiede, 1975; Pride, 1997 en Douglas *et al.*, 2007; Wejnert, 2010).

Por otra parte, la ausencia de macrofauna altamente calcificada en todo el paquete de marga y el hecho de que en las actuales ZOM esta fauna desaparece totalmente a  $[O_2] < 0.3 \text{ ml/l}$  (Levin, 2003) podrían sugerir que el agua de fondo durante el depósito de las rocas de la Sección Isla Monserrat presentó valores menores a  $0.3 \text{ ml/l}$ .

Finalmente, el que se atribuya la construcción de los icnofósiles presentes en la localidad estudiada, *Ophiomorpha* y *Thalassinoides* a crustáceos (Infraorden Thalassinidea o relacionados con el mismo) (Goldring *et al.*, 2007) no contradice el ambiente de bajo

oxígeno sugerido para el depósito pues como se mencionó anteriormente, los crustáceos constituyen un grupo próspero de las ZOM aunque no de sus núcleos (Levin, 2003).

#### 6.4.4 Paleoprofundidad, Isla Monserrat

El hecho de que las asociaciones de foraminíferos estudiadas sean caracterizadas como biofacies de oxígeno mínimo oblitera su utilidad para determinar la paleoprofundidad.

El porcentaje de foraminíferos planctónicos, que en todas las muestras es muy reducido (del 3.4% en IMN6 al 8% en IMN8), podría indicar un ambiente batimétrico de plataforma. Considerando el modelo de Van der Zwaan *et al.* (1990) en función de la relación P/B, las profundidades de depósito estarían entre los 40.75 m y 47.94m. Sin embargo como señalan Van Hinsbergen *et al.* (2005), debido a la alta proporción de taxa bentónicos relacionados con niveles bajos de oxígeno, la confianza de esta estimación es muy pobre.

En cuanto a la composición faunística, la presencia de *Cassidulina delicata*, *Buliminella tenuata*, *Globobulimina ovula* y *Brizalina argentea* podrían indicar un ambiente batimétrico batial medio superior (Fig. 19). Sin embargo, el hecho de que las cuatro especies sean reportadas como dominantes o características en ZOM (Fig. 20) y de hábitos infaunales en ambientes oxigenados, permite cuestionar si los registros de distribución batimétrica actual responden a su distribución real o se ven afectados por la subrepresentación de taxa infaunales durante la toma de muestra. Lo anterior aunado al hecho de que los registros de las especies mencionadas, a excepción de *Brizalina argentea*, son proporcionados por Ingle (1980) quien a su vez los recopila por una revisión bibliográfica y no indica la profundidad de muestreo en cada caso (Fig. 18). Sobre *Brizalina argentea* se ha señalado ya en secciones anteriores de este texto, la estrecha relación de su presencia con niveles bajos de O<sub>2</sub>.

La presencia de *Valvulina inflata*, *Uvigerina excellens*, *Islandiella californica* y *Loxostomum pseudobeyrichi* podría indicar una paleoprofundidad batial superior (Fig. 19).



Sin embargo, el hecho de que estas especies hayan sido señaladas como dominantes o características de Zona de Oxígeno Mínimo, al igual que aquellas que están restringidas a ambientes más someros (Plataforma externa) y más profundos, como se mencionó anteriormente, no permite discernir si la composición de la asociación refleja límites batimétricos o si responde a las condiciones de bajo oxígeno sugeridas como prevalecientes durante el depósito, pues en asociaciones recientes se ha observado la migración de especies bentónicas con rangos batimétricos profundos hacia aguas más someras cuando en estas se reduce el O<sub>2</sub> (Douglas & Heitman, 1979).

La dominancia de ejemplares de *Globorotalia ungulata* (característica de aguas someras según Lamb & Beard, 1972; Pearson, 1995; y Brown, 2007) con respecto a los ejemplares de *G. tumida* (característica de aguas profundas según los mismos autores) sugiere que el depósito de los sedimentos se realizó en aguas someras, sin poder llegar a determinar una profundidad o intervalo específico.

Tampoco es posible restringir la profundidad del depósito bajo condiciones de ZOM a partir de los límites actuales de la misma en el golfo, de ~60m (Fiedler & Talley, 2006) a ~1000m (Ingle & Keller, 1980), pues como se ha descrito de forma extensa en secciones anteriores de este texto, dichos límites presentan una amplia variación en tiempo ecológico y geológico.

Los icnofósiles presentes en el afloramiento estudiado, *Ophiomorpha* y *Thalassinoides*, tampoco permiten acotar la paleobatimetría pues contrariamente al ambiente de playa al que en un inicio se les consideraba confinados (Seilacher, 1967) en la actualidad se sabe que presentan una distribución que va desde facies someras: playa, *nearshore*, plataforma (Monaco *et al.*, 2007), lagunas y estuarios (Frey *et al.*, 1978) hasta ambientes muy profundos como las planicies abisales (Monaco *et al.* 2007).

La estratificación cruzada *hummocky* (presente de manera ocasional en el afloramiento estudiado, Fig. 2) ha sido considerada tradicionalmente como una guía batimétrica para la transición entre la plataforma interna y el *shoreface* debido a que su origen se halla en la acción de las olas durante tormentas (Dott & Bourgeois, 1982). Aunque las estimaciones más tempranas sobre las profundidades a las que estas

estructuras podrían generarse fueron someras e.g. 5 a 30 m, Harms (1975) y 0 a 80m (Campbell 1966), estudios posteriores ampliaron estos intervalos, incluyendo registros lacustres, intermareales y de estuarios (Dott & Bourgeois, 1982), así como zonas más profundas. De acuerdo con Cheel & Leckie (1993) la estratificación cruzada *hummocky* se puede formar hasta profundidades de 200m y, con respecto a la línea de costa, puede presentarse desde una cercanía de unos cuantos metros hasta 100 km mar adentro. Otros estudios sugieren incluso que estructuras similares (e.g. *microhummocky*) se generan a profundidades batiales (Prave & Duke, 1990 citados por Cheel & Leckie, 1993; Mulder *et al.* 2009), aunque sobre esto aún existe controversia (Higgs, 2011). Aunado a lo anterior, se debe considerar que para maximizar el poder interpretativo de la estructura sedimentaria en cuestión, además de reconocerla, es necesario identificar la variabilidad que presenta. Dott & Bourgeois (1982) señalan que la profundidad de depósito de una secuencia amalgamada con estratificación cruzada *hummocky* es más somera que la de aquella que sólo presenta lentes (*micro-hummocky*).

La presencia de estratificación cruzada *hummocky* en Isla Monserrat, podría sugerir que el depósito de los sedimentos se dio a una profundidad en la que las olas (o estas aunadas a las corrientes) tenían efectos. El que su presencia sea ocasional, podría sugerir que dichos efectos no fueron de gran magnitud, lo que apuntaría a una profundidad relativa mayor. En todo caso, estas estructuras sedimentarias tampoco permiten restringir con certeza la paleopropundidad del depósito.

Finalmente, debido a la presencia de ejemplares de *P. ornata* (especie restringida a ambientes someros, de plataforma interna a externa; Bandy, 1961; Phleger, 1964-b; Ingle & Keller, 1980), con características consideradas como adaptaciones a condiciones de bajo oxígeno (Resig & Glenn, 2003), se puede inferir que el límite superior de la ZOM a la que fueron depositados los sedimentos analizados era somero, teóricamente entre 0 m y 150 m.



## 7. Discusión

### 7.1 Edad de las rocas aflorantes en isla Monserrat

Hanna & Hertlein (1927) asignaron una edad de Plioceno a las rocas aflorantes en el norte de Isla Monserrat (localidad 835) por la presencia del gasterópodo *Stenorytis toroënsis* Dall 1912 y el bivalvo *Pecten bösei* Hanna & Hertlein 1927. Asimismo, determinaron una edad probable de Plioceno a las rocas de la localidad 836 ubicada también en el norte de la isla (en lo alto de una colina, frente a las galeras) por la presencia del bivalvo *Arca multicosata* Sowerby 1833 y el gasterópodo *Cassis coarctata* Sowerby 1825.

Durham (1950) indica una edad de Plioceno medio (sic) para las rocas de las localidades 3566 (lado E del extremo sur) y 3568 (extremo sur) de isla Monserrat por la presencia de *Aequipecten revellei* Durham, 1950 y *Patinopecten bakeri* Hanna & Hertlein (1927) subsp. *diazi* Durham (1950).

Beal (1948) señala que Monserrat está constituida por rocas de la Formación Comondú (Heim, 1922), subyaciendo en algunos sitios a la Formación Salada (Heim, 1922).

Lozano (1975) menciona también que Monserrat está conformada por rocas de la Formación Comondú, que en algunas partes de la isla, hacia el noroeste, se encuentra cubierta por la Formación Salada del Pleistoceno (esto, a pesar de que Heim, 1922 erigiera la Formación Salada como de edad Plioceno).

Gastil *et al.* (1983) indican que Monserrat está formada por rocas volcánicas del Mioceno y rocas marinas del Plioceno. Señalan además que, posiblemente, la isla se conformó como tal en el Pleistoceno y fue originada por un mecanismo de levantamiento.

Carreño & Helenes (2002) indican que en Monserrat las rocas marinas (calizas fosilíferas), de edad supuesta de Plioceno medio (sic), se encuentran cubiertas por gravas pleistocénicas, y que el posible mecanismo que originó su condición insular fue el fallamiento y levantamiento durante el Pleistoceno tardío?.

Carreño & Smith (2007) mencionan que moluscos recolectados por J. A. Minch en 1987 en rocas no nombradas expuestas al noroeste de Monserrat contienen una asociación del gasterópodo epitoniido marino *Sthenorhytis toroense* (Dall) 1912 y abundantes especímenes desarticulados de *Flabellipecten bösei* (Hanna and Hertlein) 1927 de probable edad pliocénica. Ambas especies habían sido reportadas por Hanna & Hertlein (1927). Sin embargo, de acuerdo con DuShane (1977) el gasterópodo documentado por Hanna & Hertlein, 1927 corresponde a una especie del Holoceno, *E. (S.) turbinum* Dall, 1908.

Ledesma *et al.* (2007) proponen una edad de Plioceno temprano a medio (sic) para las unidades sedimentarias situadas en la parte sur de la isla, basándose en la presencia del equinoideo fósil índice *Clypeaster bowersi* Weaver. El ambiente de depósito de los sedimentos que dieron origen a estas rocas es sugerido como marino somero sublitoral, debido a la abundante presencia de *Aequipecten abietis* Jordan & Hertlein y la rara presencia de *Lyropecten subnodosus* Sowerby. Por lo anterior, señalan que Monserrat es una paleoisla desde el Plioceno temprano a medio (sic), que formó un borde sedimentario (carbonatado) en torno a un núcleo volcánico.

López (2008) indica la presencia de la Formación San Marcos (Plioceno temprano) en la región suroeste de Isla Monserrat.

Ferrari *et al.* (2009) determinan una edad Ar-Ar de ~ 18 Ma para rocas volcánicas de isla Monserrat.

Finalmente, con base en el análisis de foraminíferos planctónicos y bentónicos descrito en el presente estudio, para las rocas provenientes del noroeste de la isla, se sugiere una edad máxima de Mioceno tardío (5.72 M.a.) y mínima de Plioceno, en cuanto a la porción basal de la sección medida, así como una edad máxima de Plioceno temprano (5.06 M.a.) y mínima indeterminada, para la cima de la sección. En la Fig. 30 se comparan las edades hasta ahora propuestas para las rocas de Isla Monserrat por los autores mencionados.



## 7.2 Formación a la que pertenecen las rocas sedimentarias aflorantes en Isla Monserrat

Es pertinente hacer algunos comentarios sobre las formaciones a las que han sido asignadas las rocas sedimentarias de Isla Monserrat:

- La Formación Salada erigida por Heim (1922), que incluye a las rocas marinas del Plioceno de la Península de Baja California, fue elevada a categoría de grupo y subdividida en tres formaciones nombradas (informalmente) como: San Marcos (Plioceno inferior), Carmen (Plioceno medio *sic*) y Marquer (Plioceno superior) por Anderson (1950).
- La edad de la formación Carmen fue asignada inicialmente por Durham (1950) a partir de la correlación que hizo, con base en el contenido de macroinvertebrados, entre estratos aflorantes en su localidad tipo (de Bahía Salinas hasta Punta Perico en isla Carmen) y la Formación San Diego (expuesta en Pacific Beach, E.U.A.) considerada de edad Plioceno medio (*sic*). En la localidad tipo, la formación Carmen fue descrita con un espesor máximo de 457 metros y constituida por un conglomerado de guijarros y matatena volcánicos, con estratos de arenisca volcanoclástica con fragmentos de fósiles, caliza y con intercalaciones de marga, lutita y caliza (Anderson, 1950).
- Durham (1950) indica que, por su contenido de pectínidos, las rocas aflorantes en el extremo sureste de Isla Monserrat son de edad Plioceno medio (*sic*), y Anderson (1950) señala su pertenencia a la formación Carmen.
- A pesar de que ninguno de estos autores estableció una relación para las rocas sedimentarias del extremo noroeste, por la descripción litológica que se hace en el presente estudio y la que realiza Dorsey *et al.* (2001) de las rocas de la formación Carmen aflorantes en su localidad tipo, es posible establecer con certeza que existe lito y biocorrelación (tal y como las definen Barragán *et al.*, 2010) entre ambas unidades.



Autor (es)	Evidencia	Localización del área estudiada	Edad de las rocas u otra información	Edad de la isla
Hanna & Hertlein (1927)	<i>Pecten bösei</i> Hanna & Hertlein 1927 y <i>Sthenorytis toroënsis</i> Dall 1912	N	Plioceno	No indicada
	Corales <i>Arca multicosata</i> Sowerby y <i>Cassis coareolata</i> Sowerby	N, en lo alto de una colina, frente a las galeras	Probable Plioceno	No indicada
Durham (1950)	<i>Aequipecten revellei</i> Durham, 1950 y <i>Patinopecten bakeri</i> Grant & Gale (1931) subsp. <i>diazi</i> Durham (1950)	SE y S	Correlación con Formación Carmen (Anderson, 1950) Plioceno Medio	No indicada
Lozano (1975)	No indicada	NO	Formación Salada Pleistoceno	No indicada
Gastil (1983)	No indicada	No indicada	Plioceno	Probable Pleistoceno
Carreño & Helenes (2002)	No indicada	No indicada	Calizas fosilíferas supuesta edad Plioceno medio (sic), cubiertas por gravas pleistocénicas	Pleistoceno tardío?
Carreño & Smith (2007)	Presencia de gasterópodo <i>Sthenorhytis toroense</i> (Dall) 1921 y especímenes abundantes desarticulados de <i>Flabellipecten bösei</i> (Hanna and Hertlein)	NO	(Facies de aguas profundas)	No indicada
DuShane (1977)	La que fue señalada por Hanna & Hertlein (1927) como <i>Epitonium (Sthenorytis) toroense</i> Dall, 1912 fue corroborada como una especie del Holoceno, <i>E. (S.) turbinum</i> Dall, 1908.	No indicada	No indicada	No indicada
Ledesma et al. (2007)	<i>Clypeaster bowersi</i> Weaver, 1908	S	Plioceno temprano a medio (sic)	Plioceno temprano a medio
	<i>Aequipecten abietis</i> Jordan & Hertlein, 1927 y la rara presencia de <i>Lyropecten subnodosus</i> Sowerby, 1835		Ambiente marino somero	
López (2008)	No indicada	SO	Formación San Marcos	Plioceno temprano
Presente estudio	Foraminíferos planctónicos ( <i>G. tumida</i> y <i>G. crassaformis crassaformis</i> ) y foraminíferos bentónicos ( <i>C. pliocenica</i> y <i>G. wigerinaformis</i> )	NO	Mioceno tardío-Plioceno (base de la sección) Plioceno-¿? (cima de la sección)	No indicada
	Características de la asociación de foraminíferos bentónicos		Zona de oxígeno mínimo	

Figura 30. Cronología de las edades propuestas para Isla Monserrat.





Aunque los resultados derivados del presente estudio no contradicen las edades asignadas a las rocas de la Formación Carmen que afloran en la isla homónima, Plioceno medio (sic) (Anderson, 1950), Plioceno tardío (Natland, 1950; Ingle, 1974: Zonas N20 - N21 y Dorsey *et al.*, 2001: 3.5 Ma - 3.1 Ma) o Mioceno tardío (Albarrán-Linares, 2010), tampoco las respalda, salvo en el caso de la edad máxima de Mioceno tardío - Plioceno temprano sugerida por McDougall *et al.* (1999). Lo mismo ocurre en el caso de las edades asignadas a las rocas del extremo noroeste de la isla, Plioceno (Hanna & Hertlein, 1927; Carreño & Smith, 2007) e incluso Pleistoceno (Lozano, 1975).

Es imperativa la realización de una descripción litológica más precisa en Isla Monserrat, que supere la realizada en la punta sureste por Anderson en 1950 y esclarezca las relaciones entre las rocas aflorantes en los extremos sureste y noroeste. Igualmente, es necesaria la redefinición y/o redesccripción (tal y como las definen Barragán *et al.*, 2010) de la formación Carmen y los otros componentes del grupo Salada, formaciones San Marcos y Marquer, pues su edad, litología y relaciones faunísticas no están aún claras (López, 2008), aunando al hecho de que los estudios paleogeográficos realizados por Smith (1991, citada por López, 2008) indican que los moluscos no son efectivos para la diferenciación entre formaciones, como se sugirió originalmente (Durham, 1950).

### 7.3 Naturaleza homogénea de los sedimentos

Desde que Calvert (1964) sugirió que la preservación de sedimentos laminados en las laderas de Cuenca Guaymas era posible gracias a que la concentración de oxígeno disuelto en la columna de agua que los interceptaba estaba reducida al punto en el que era insuficiente para soportar una fauna bioturbadora, la relación de causalidad entre una concentración mínima de O<sub>2</sub> y las estructuras sedimentarias en cuestión se volvió axiomática (Pike & Kemp, 1999) tanto para los sedimentos depositados en el Golfo de California, e.g. Donegan & Schrader (1982), Álvarez-Borrego & Lara-Lara (1991), Hidalgo-González & Álvarez-Borrego (2004), Dean (2006), Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi (2009) y Álvarez-Borrego (2010), como a escala global e.g. Bernhard & Sen Gupta (1999).

Sin embargo, descubrimientos sobre la formación de extensos tapetes laminados del alga *Thalassiothrix longissima* en aguas bien oxigenadas del Pacífico Oriental Ecuatorial

(Kemp & Baldauf, 1993), el Atlántico Norte (Bodén & Backman, 1996) y el Océano Antártico (Grigorov *et al.*, 2002) comenzaron a erradicar esa concepción (Kemp, 1996; 2003), al sugerir que la preservación de las laminaciones también puede deberse a que el entramado intrínseco del tapete algal previene o restringe la actividad del bentos, y no necesaria y exclusivamente a que exista un mínimo de oxígeno que limite su presencia.

Pike & Kemp (1996, 1997, 1999) confirman la importancia de los depósitos de tapetes algales densos en la preservación de las laminaciones, al emplear tecnologías relativamente novedosas para el análisis de la fábrica de sedimentos laminados del Golfo de California (i.e. *Backscattered-Electron Imagery*, *BEI*, y *Secondary Electron Imagery*). Esta perspectiva alterna también es validada por estudios realizados con trampas de sedimentos (Thunell *et al.*, 1992; Thunell *et al.*, 1993; Thunell *et al.*, 1994).

Algunos autores han reevaluado sedimentos que habían sido señalados como originados bajo condiciones anóxicas debido a su carácter laminado, empleando tecnologías antes no aplicadas (e.g. *BEI*). King *et al.* (1995) y King *et al.* (1998) señalan, con base en la fauna de foraminíferos presentes en sedimentos laminados neógenos del Pacífico Oriental Ecuatorial, que la preservación de la laminación se debe a la exclusión física de macro-endobentos por la sedimentación masiva de *Thalassiothrix longissima*, y no a la reducción en la concentración de O<sub>2</sub> del agua de fondo; Pike & Kemp (1999) registran tapetes algales de *Thalassiothrix* preservados en rocas miocénicas de la Formación Monterey, California.

A los trabajos mencionados se suman los estudios detallados que en la actualidad se realizan sobre la distribución de la fauna bentónica en función del gradiente de oxígeno disuelto en distintas ZOM, e.g. Smith *et al.* (2000), Cowie & Levin (2009), Gooday *et al.* (2009), Hughes *et al.* (2009), Levin *et al.* (2010); en ellos se ha observado que la laminación es relativamente rara en la mayoría de las ZOM y que la formación de las láminas (o su interrupción) puede estar controlada por la interacción del oxígeno disuelto y la materia orgánica en conjunto, más que exclusivamente por el O<sub>2</sub> (Gooday *et al.* 2010). Ninguna lámina está presente en concentraciones de oxígeno disuelto de 0.09-0.13 ml/l en la cima de Volcano 7 (Levin *et al.*, 1991) o en el margen de Oman (Smith *et al.*, 2000), donde las



concentraciones de materia orgánica fueron elevadas, mientras que éstas tienen un desarrollo importante en el margen de Pakistán a las mismas concentraciones de  $O_2$  (Hughes *et al.*, 2009; Levin *et al.*, 2009). En el margen occidental de la península de Baja California se encuentran sitios cercanos con concentraciones similares de  $O_2$  ( $\sim 5 \mu\text{mol/Kg}$ ) que presentan laminaciones (Cuenca Soledad) y que poseen sedimentos completamente homogéneos (fuera de la cuenca), mientras que en otros sitios también comparables entre sí, se siguen presentando laminaciones escasas a concentraciones  $\sim 10 \mu\text{mol/Kg}$ , en tanto que a  $\sim 5 \mu\text{mol/Kg}$  el sedimento es homogéneo (van Geen *et al.*, 2003).

El ambiente de depósito bajo condiciones de Zona de Oxígeno Mínimo sugerido para la sección medida en Isla Monserrat es congruente con la litología y estructuras sedimentarias que presenta, bajo la perspectiva actual no restrictiva a sedimentos laminados.

#### **7.4 ZOM actual del Golfo de California y posible contexto de depósito para sedimentos, sección Isla Monserrat**

En la actualidad, gran parte del Golfo de California presenta una Zona de Oxígeno Mínimo extensa y bien desarrollada (Ingle & Keller, 1980; Macías-Mora & Delgadillo-Hinojosa, 2002; Lluch-Cota *et al.*, 2007; Álvarez-Borrego, 2010), la cual es continuación de la mayor área del océano a nivel mundial con hipoxia severa, de Canadá al centro de Chile, en el Pacífico Oriental (Helly & Levin, 2004; Lluch-Cota *et al.*, 2007).

Aunque no se cuenta con información detallada sobre la distribución espacial de la ZOM en el Golfo ni sobre su comportamiento a mediano y largo plazo (Macías-Mora & Delgadillo-Hinojosa, 2002), se han descrito algunos de sus aspectos más generales.

Peguero-Icaza *et al.* (2008) reportan perfiles de concentración de  $O_2$  en distintos puntos del golfo donde se observan marcadas diferencias latitudinales (Fig. 31). Se sabe que la porción norte del Golfo, donde el Agua Intermedia del Pacífico desaparece del perfil batimétrico debido a que el relieve submarino impide su paso (fig. 32), no se ve afectada por hipoxia severa en la columna de agua (Lluch-Cota *et al.*, 2007). En contraste, en

la región de la Boca del Golfo se presenta la ZOM más somera, con las menores concentraciones de O<sub>2</sub> y el mayor espesor (Fiedler & Talley, 2006).

En cuanto a la extensión de la ZOM, se ha reportado que en algunas áreas (e.g. frente a la costa de Sinaloa, los ríos Fuerte y Mayo, o bahía de La Paz) la ZOM comprende franjas de entre 20 y 30 millas náuticas (~40 a 50 Km), mientras que en otras zonas (e.g. cerca de islas Tres Marías, sistema lagunar de Topolobampo o Los Cabos) la franja es más angosta, <10 millas náuticas (menos de 20 Km) (Luch-Cota *et al.*, 2007).

Finalmente, sobre los límites verticales de la ZOM, Hendrickx (2001) reporta que frente a Sinaloa se extiende de los 150 m a 750 m y Fiedler & Talley (2006) indican que el límite superior de la ZOM en la boca del golfo se encuentra a los 60 m.

Dos factores son determinantes para el establecimiento de la ZOM en el Golfo de California: el arribo de las masas de Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) y de Agua Intermedia del Pacífico (AIP) (Fig. 32), ambas ricas en nutrientes y pobres en oxígeno (Macías-Mora & Delgadillo-Hinojosa, 2002), y la elevada productividad primaria derivada principalmente de las surgencias y la mezcla por mareas (Douglas *et al.*, 2007; Álvarez-Borrego, 2010).

El ASsSt (50m < ASsSt < 500m) proviene del sur del Pacífico Central (Lavín & Marinone, 2003) e interactúa fuertemente con las masas de agua superficiales (Lavín *et al.*, 2009) particularmente en el norte del golfo donde, por evaporación aunada a la mezcla vertical producida por corrientes mareales, vientos y convección de invierno, se transforma en el Agua del Golfo de California (AGC) (Lavín & Marinone, 2003). El AIP (500m<AIP<1000m) (Macías-Mora & Delgadillo-Hinojosa, 2002) es una masa de agua aislada de influencias meteorológicas, por lo que es estable a lo largo del año, se genera en el Atlántico Norte y bordea todo el continente americano (Lavín, *et al.*, 2009). Se ha comprobado que ambas masas de agua exhiben una ZOM desde antes de que penetren en el golfo (Macías-Mora & Delgadillo-Hinojosa, 2002).

Los principales mecanismos de fertilización (aporte de nutrientes a la zona fótica que contribuyen a la producción fitoplanctónica) de las aguas del golfo son:



- Surgencias inducidas principalmente por los vientos del noroeste, que ocurren de forma intensa a lo largo del margen continental de diciembre a mayo (Álvarez-Borrego, 2010; Douglas, *et al.* 2007).
- Mezclas originadas por los fenómenos mareales del norte del golfo, especialmente alrededor de las llamadas *Midriff Islands* (Álvarez-Borrego, 2010; Douglas, *et al.* 2007), archipiélago de unas 20 islas que separan al golfo en la región profunda del sur (~2000m) y la región relativamente somera del norte del golfo (Fig. 31); Ángel de la Guarda, Tiburón, San Estéban y San Lorenzo son las más importantes (Argote *et al.*, 1995). Para la interpretación paleoambiental de la Sección Isla Monserrat, este mecanismo es de particular importancia por lo que se describe a continuación.

Las mareas en el Golfo de California son producidas, más que por atracción ejercida por la luna y el sol, por la co-oscilación con el Pacífico adyacente debida a las variaciones en el nivel del mar en la entrada del golfo (Álvarez-Borrego, 2010). Esta situación genera fenómenos mareales importantes, e.g en primavera, rangos mayores a 7m entre mareas en la región más septentrional del golfo y de más de 4 m en la región de las *Midriff Islands*. Los rangos mareales tan amplios producen grandes corrientes mareales que aumentan de velocidad cuando su flujo se constriñe al pasar por los estrechos canales entre las *Midriff Islands* y por los márgenes relativamente poco profundos de las cuencas. Los márgenes separan las aguas profundas de la cuenca de Guaymas y son sitios donde se generan saltos hidráulicos, que mezclan las masas de agua por encima de profundidades de 300 a 500m. Esta mezcla mareal introduce agua profunda y fría de la cuenca Guaymas en la capa superficial, produciendo la reserva de agua fría y rica en nutrientes que persiste en la zona (Paden *et al.*, 1991), al tiempo que crea una situación ecológica similar a la de una surgencia constante (Álvarez-Borrego, 2010). Datos satelitales de coloración del océano muestran que, durante el verano, la mayor parte del golfo posee bajas concentraciones de pigmentos fotosintéticos, sin embargo, en las zonas que rodean las *Midriff Islands* y en la región más boreal del golfo, permanecen elevados debido al fenómeno de la mezcla mareal (Hidalgo-González & Álvarez-Borrego, 2004).

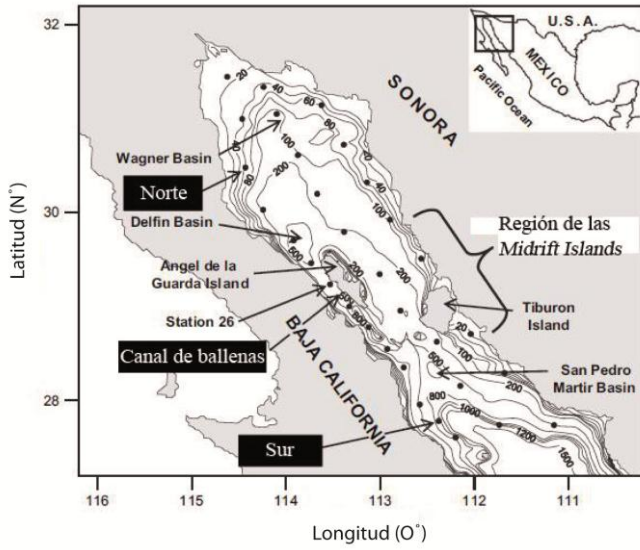
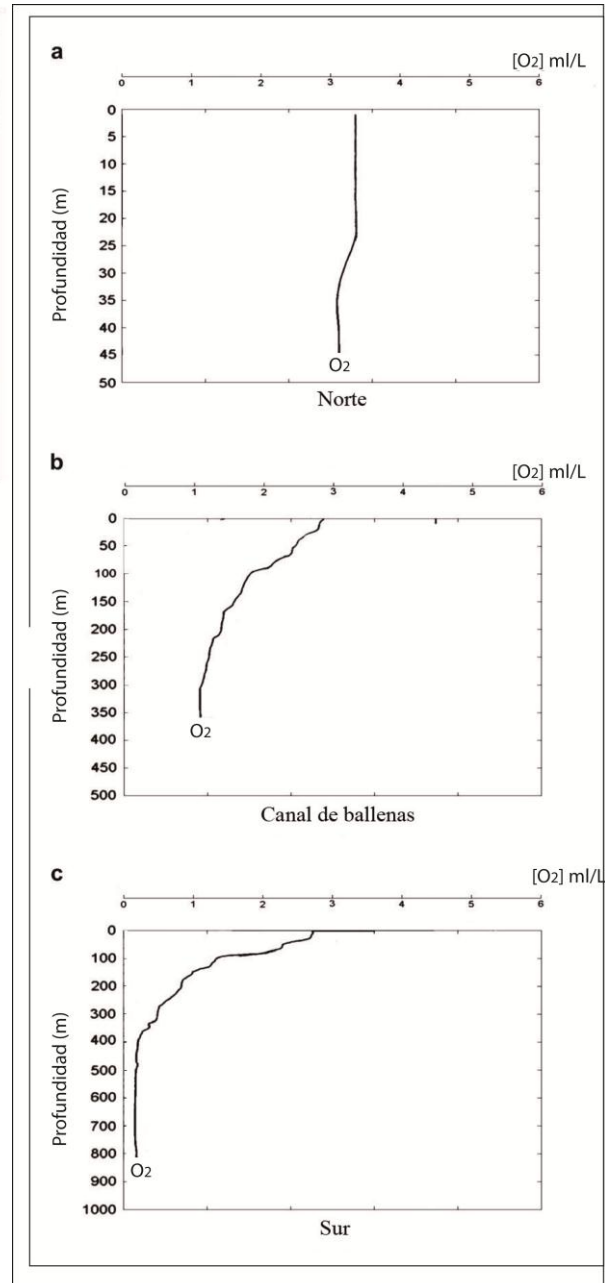
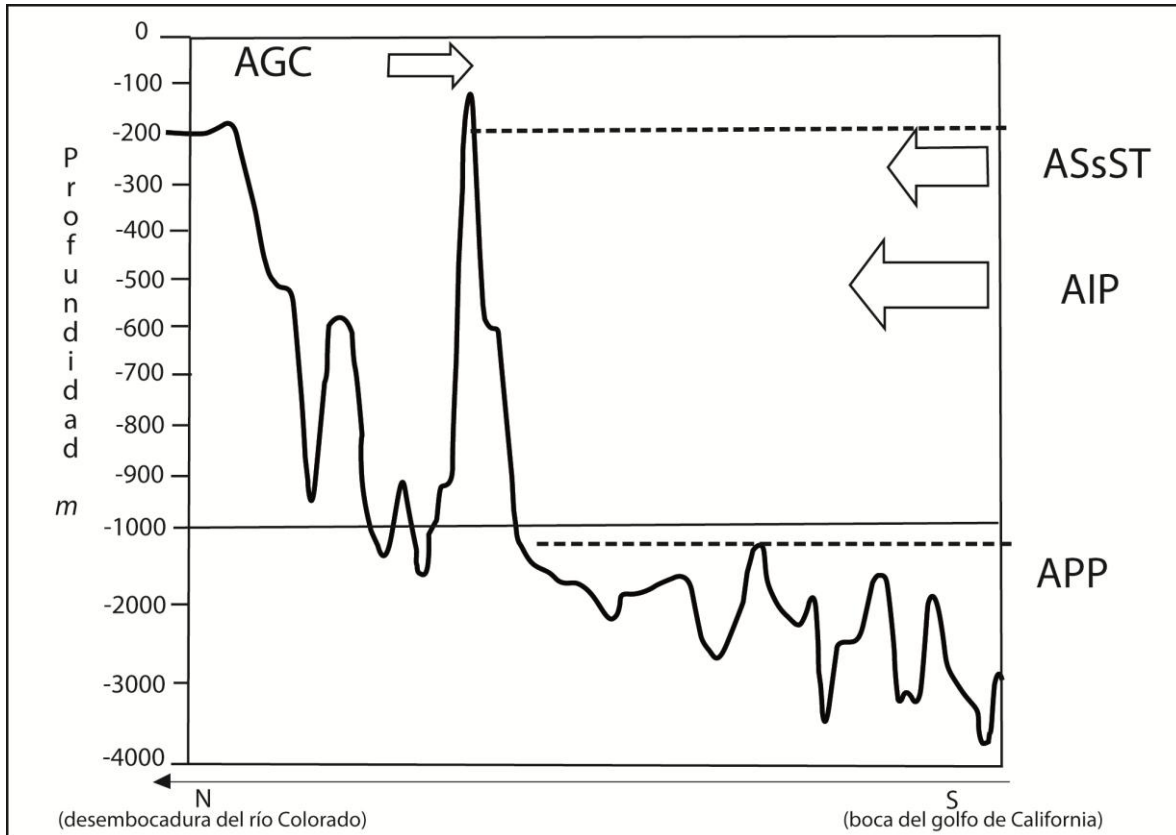


Figura 31. Variación de la concentración de Oxígeno con respecto a la profundidad en tres latitudes distintas del Golfo de California. Tomado de Peguero-Icaza *et al.* (2008).





**Figura 32.** Corte idealizado a lo largo del eje principal del Golfo de California mostrando las principales masas de agua y sus posiciones relativas. AGC: Agua del Golfo de California, ASsST: Agua Subsuperficial Subtropical, AIP: Agua Intermedia del Pacífico, APP: Agua Profunda del Pacífico. Tomado de Macías-Zamora & Delgadillo-Hinojosa (2002).

El análisis realizado a las asociaciones de foraminíferos bentónicos presentes en la Sección Isla Monserrat indica que el depósito de los aproximadamente 50 m de marga se realizó bajo condiciones muy similares (en ningún caso es posible apreciar cambios significativos en el número de foraminíferos / g, la composición faunística, la dominancia específica o algún otro aspecto de las asociaciones). La similitud litológica también respalda esta apreciación.

Ya que el muestreo realizado fue de amplio espaciamiento, no fue posible apreciar las variaciones faunísticas que tal vez existan entre láminas y que pudieran reflejar estacionalidad. En todo caso, con la información disponible hasta el momento, el proceso

que podría explicar el gran depósito bajo condiciones de ZOM de la Sección Isla Monserrat es la mezcla mareal que, al generar una situación ecológica similar a una “surgencia constante” (Álvarez-Borrego, 2010), permitiría, por ejemplo, el mantenimiento de elevados números de foraminíferos/g sin la reducción drástica de las poblaciones que ha sido observada en sitios como la Cuenca Santa Bárbara, debida probablemente a una reducción de O<sub>2</sub> prolongada e intensificada por semanas o meses (Bernhard & Reimers, 1991).

Aunque no existe información sobre las características de las asociaciones de foraminíferos bentónicos, presentes en los sedimentos que rodean a las islas para las que se ha reportado este “cinturón de productividad”, se esperaría que presentaran patrones similares a los de la ZOM, debido al gran aporte de materia orgánica proveniente de la superficie.

El escenario sugerido de un ambiente caracterizado por fuertes mareas para el depósito de las rocas de la Sección Isla Monserrat parece ser congruente con las estructuras sedimentarias *mud balls* reportadas por Ledesma *et al.* (2007) en las rocas aflorantes en el sur de Isla Monserrat, y que actualmente se forman en la zona intermareal de la porción norte del golfo, bajo el régimen de los grandes rangos mareales que la caracterizan. Por otra parte, el escenario mareal planteado también podría tener relación con los grandes depósitos de *sand wave* de unos 60 m de espesor presentes en la cuenca San Nicolás (al Sur de Mulegé), los cuales podrían ser contemporáneos a las rocas de la Sección Isla Monserrat y que denotan condiciones mareales extremas durante su depósito (Ledesma & Johnson, 2001).





## 7.5 Modelos que explican la formación del Golfo de California e inserción de Isla Monserrat en los mismos

Aunque, en términos generales, la historia geológica de la Península de Baja California y del Golfo adyacente es bien entendida, muchos de sus detalles están siendo reinterpretados, sobre todo los concernientes al desarrollo más temprano del golfo y a la sucesión de eventos que originaron la separación de la península del territorio mexicano (Helenes & Carreño, 1999).

Hasta hace ~ 12 Ma, Baja California estaba unida al continente y formaba parte del margen suroccidental de la placa Norteamericana (Dorsey & Burns, 1994). Al ser éste de tipo convergente, Baja California se situaba por encima de la corteza oceánica de la placa Farallón (y las microplacas derivadas de la misma: Guadalupe y Magdalena) que subducía hacia el Este. La interacción entre estas placas fue el aspecto que delineó la historia tectónica y magmática de la región (Fig. 33) (Roldán-Quintana *et al.*, 2004).

Asociados a la subducción, se presentaron dos fenómenos geológicos de gran trascendencia:

1. Construcción de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental durante el Oligoceno (McDowell & Clabaugh, 1979; citados por Roldán-Quintana *et al.*, 2004).
2. Cambio en la geometría de la subducción, durante el Mioceno, contemporánea a los siguientes fenómenos:
  - a. Migración del vulcanismo hacia el Oeste, formando un nuevo arco magmático a lo largo de la costa actual de Sonora y Baja California (todavía adyacente al continente; McDowell, 1997: citado por Roldán-Quintana *et al.*, 2004), y del que es producto el Grupo Comondú (Umhoefer *et al.*, 2001).
  - b. Extensión cortical generalizada en la porción oeste y suroeste de la Placa de Norteamérica, que generó la morfología típica de Sonora caracterizada por cuencas y sierras paralelas (McDowell, 1997: citado por Roldán-Quintana *et al.*, 2004)

- c. Volcanismo bimodal, con una componente calciocalina asociada a la subducción y una de tipo toleítico, relacionada a la extensión (Roldán-Quintana *et al.*, 2004).

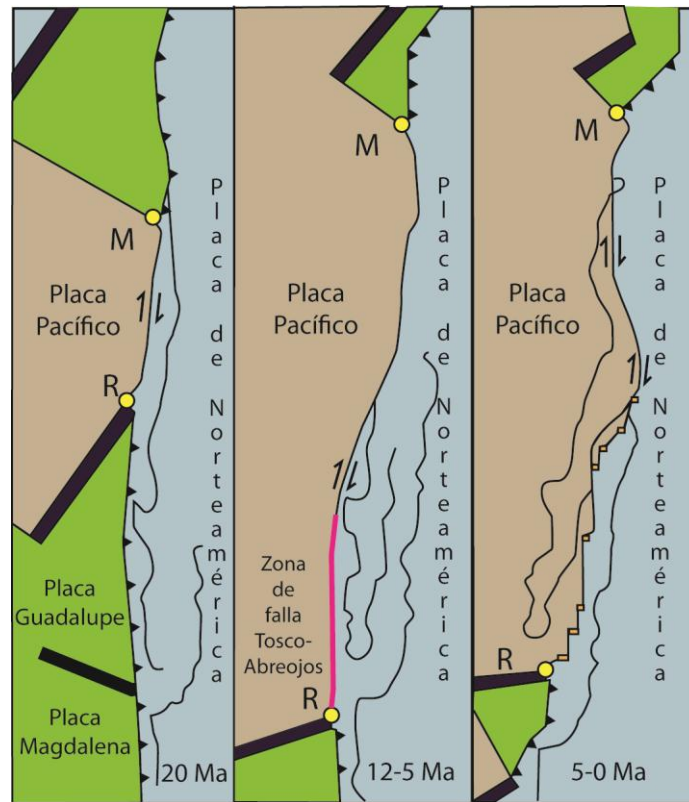


Figura 33. Evolución tectónica esquemática del límite entre las placas Pacífico y América del Norte durante los últimos 20 Ma. R: punto triple de Rivera; M: punto triple de Mendocino; Sc-Si: zona de falla San Clemente-San Isidro. Tomada de Roldán-Quintana *et al.* (2004).

Alrededor de los 12.5 Ma cesó la subducción de las microplacas Guadalupe y Magdalena, mismas que fueron “capturadas” por la placa del Pacífico (Bialas & Burk, 2009). Esto provocó un cambio tectónico mayor, pues a partir de este punto comenzaron:

- el movimiento lateral derecho a lo largo del sistema de fallas Tosco-Abreojos, que hasta  $\sim 5.5$  Ma actuó como falla transformante entre los puntos triples de Mendocino y de Rivera que migraron al norte y al sur, respectivamente (Michaud *et al.*, 2005)



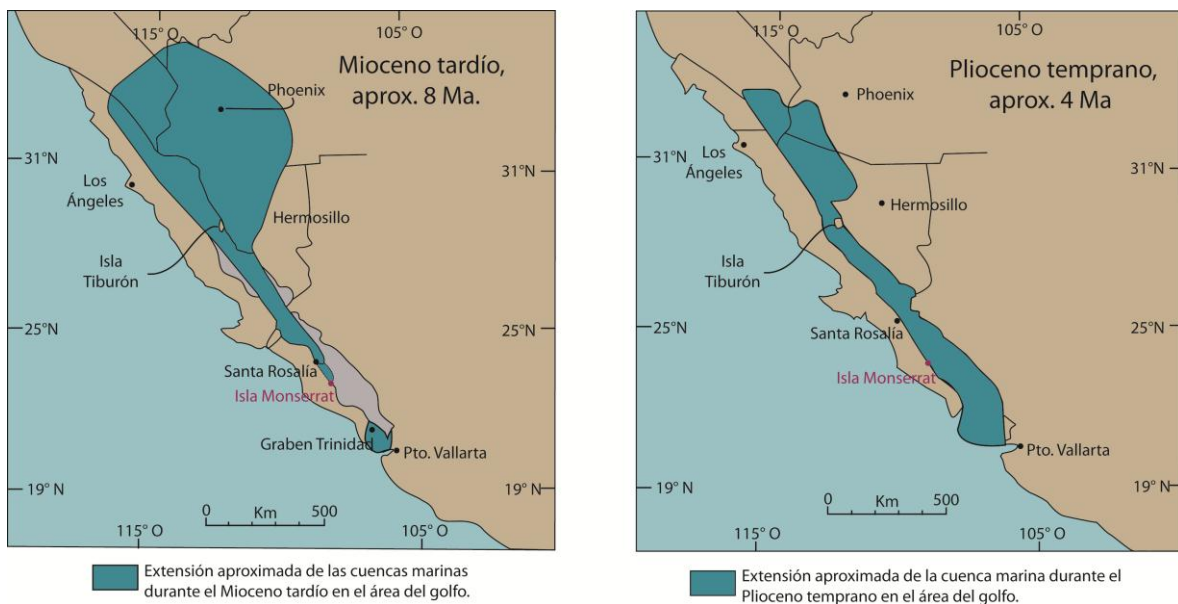
- movimientos de transtensión intracontinental (Gans, 1997, citado por Roldán-Quintana *et al.*, 2004).

El periodo comprendido entre los ~12 Ma y ~ 6 Ma es, probablemente el de mayor controversia en cuanto a lo ocurrido en la historia del Golfo de California.

Según diversos autores (e.g. Karig & Jansky, 1972; Zanchi, 1994; Helenes & Carreño, 1999; Carreño & Helenes, 2002; Helenes *et al.*, 2009) las primeras incursiones marinas en el área del Golfo de California se relacionan con una cuenca marina mayor o protogolfo en la parte norte de esta región, mismo que se originó por extensión del estilo “cuenca y sierras” una vez que cesó la subducción de la placa Farallón. Helenes *et al.* (2009) sostienen, a partir del análisis micropaleontológico (dinoflagelados y nanoplancton calcáreo) de pozos perforados en el Mar de Cortés, que el protogolfo existió desde el Mioceno medio (~ 11.61 Ma) extendiéndose al Norte de Isla Tiburón. Los mismos autores señalan, apoyándose en evidencias paleontológicas reportadas en estudios previos de diversos autores y taxa, que durante el Mioceno tardío, una cuenca marina de extensión similar al Golfo de California actual, estuvo presente desde el Salton Sea, en el norte, hasta cerca de Santa Rosalía en el Sur. Proponen además, respaldándose en las características no marinas de las unidades sedimentarias del centro y sur del margen oriental de la península, que la conexión con el océano Pacífico se dio en esos tiempos, mediante un *seaway* hipotético situado en la parte central de la Península, probablemente cerca de San Ignacio.

En oposición al modelo anterior, Oskin & Stock (2003) proponen, con base en fechamientos absolutos de rocas presentes en Isla Tiburón, que la sedimentación marina en el norte del Golfo comenzó no antes de ~ 6.5 Ma. Interpretan la presencia de rocas más antiguas, de 8.2 a 7.5 Ma en afloramientos de la porción más austral del golfo, como una prueba que confirma que la conexión del golfo con el océano Pacífico ha estado siempre cerca de la boca actual. Señalan que el *seaway* propuesto por Helenes & Carreño (1999), es innecesario para explicar la distribución de rocas marinas miocénicas en la provincia extensional del Golfo.

En cuanto lo ocurrido hace  $\sim 6$  Ma a 3.5 Ma, Umhoefer & Stone (1996) señalan que al tiempo que disminuía la actividad en la zona de falla de Tosco-Abreojos, se dio un estado transicional de fallamiento con desplazamiento horizontal pobremente organizado, que derivó en el comienzo de la separación de la Península de Baja California como una microplaca, que sería transferida a la Placa del Pacífico (Bialas & Buck, 2009).



**Figura 34. Extensión aproximada de las cuencas marinas durante el Mioceno tardío y Plioceno temprano. Modificado de Carreño & Helenes (2002).**

Finalmente, durante el estado moderno de 3.5 Ma al presente, se formó el sistema de rift transformante que está actualmente en las profundidades del Golfo (Lonsdale, 1989; citado por Umhoefer & Stone, 1996). En este periodo y por vez primera, la totalidad del límite de placa se localizó a lo largo del sistema transformante - rift en el Golfo de California (Umhoefer & Stone, 1996), reemplazando a los sistemas de fallas de Tosco-Abreojos y San Benito. Este hecho ha causado que la península se haya movido  $\sim 260$  Km al Norte (Zanchi, 1994).

Las edades máximas propuestas para las rocas aflorantes en la sección medida al noroeste de Isla Monserrat (5.72 Ma, Mioceno tardío para la base y 5.06 Ma, Plioceno temprano para la cima) no contradicen los modelos tectónicos, según los cuales el



comienzo de la sedimentación marina se dio en el Mioceno tardío (~6Ma) (Oskin & Stock, 2003), ni los modelos basados en evidencias paleontológicas, que sugieren la existencia de un protogolfo desde el Mioceno medio (~11.6 Ma) (Helenes *et al.*, 2009).

Si se considera el escenario en el que está presente el protogolfo, el hecho de que hasta ahora su punto más austral haya sido ubicado cerca de Santa Rosalía (Helenes *et al.*, 2009) (al Norte de Isla Monserrat) y de que el punto más septentrional de la sedimentación temprana ligada al Océano Pacífico haya sido localizado en el Graben Trinidad (Helenes *et al.*, 2009) (muy al sur de Isla Monserrat), aunado al amplio intervalo de edad propuesto en este estudio para las rocas aflorantes en la isla, no es posible discernir si el cuerpo de mar bajo el cual se depositaron las rocas estudiadas se continuaba hacia el Norte (protogolfo) o hacia el Sur (abertura de la boca del golfo) (Fig. 33).

De ser acertado, el mecanismo de mezcla mareal, propuesto como generador de las condiciones del depósito podría conducir al requerimiento de una topografía más similar a la que supondría el protogolfo, i.e. un punto situado muy probablemente en el extremo de una cuenca marina alargada (tal y como ocurre en la actualidad, pero en dirección contraria) que la de un punto situado cerca de la conexión con el Océano Pacífico. El mecanismo de mezcla mareal como generador de las condiciones de oxígeno mínimo también sería congruente con el carácter somero que ha sido identificado para los sedimentos depositados en el protogolfo (Helenes *et al.*, 2009) y elimina la necesidad de una batimetría mayor para el arribo de aguas pobres en oxígeno, i.e. Agua Subsuperficial Subtropical (con una profundidad de hasta 500m) y Agua Intermedia del Pacífico (con una profundidad de hasta 1000m), como las generadoras de condiciones de la ZOM, tal y como ocurre actualmente en la porción sur del Golfo de California.

## 8. Conclusiones

Las asociaciones de foraminíferos planctónicos analizadas, permitieron determinar edades máximas de 5.72 Ma (Mioceno tardío) para la base y 5.06 Ma (Plioceno temprano) para la cima de la sección medida en el Noroeste de Isla Monserrat. Estas edades no contradicen los modelos tectónicos (Oskin & Stock, 2003), ni los modelos basados en evidencias paleontológicas (Helenes *et al.*, 2009) que proponen el comienzo de la sedimentación marina en el golfo hace ~6 Ma y ~11.6 Ma respectivamente.

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos analizadas permitieron inferir que el depósito de los sedimentos que dieron origen a las rocas estudiadas se realizó bajo la influencia de la Zona de Oxígeno Mínimo, posiblemente promovida por un mecanismo similar a la mezcla mareal que se presenta actualmente en la región Norte del Golfo. De ser corroborado, este mecanismo podría apuntar a que el depósito de los sedimentos se dio en el contexto del protogolfo, lo que posicionaría a Isla Monserrat como el registro más austral del mismo hasta ahora conocido.

La identificación de biofacies de oxígeno mínimo obliteró la utilidad de los foraminíferos para realizar determinaciones paleobatimétricas y evidenció la necesidad de reevaluar los resultados obtenidos por investigadores en áreas cercanas (e.g. Dorsey *et al.*, 2001 en Isla Carmen), que no consideran la variabilidad de los límites de la Zona de Oxígeno Mínimo y, por tanto, la variabilidad batimétrica de las asociaciones bentónicas que en ella residen.



## 9. Referencias

- Addicott, W. O. (1980). Highlights in the 130-year history of marine Cenozoic stratigraphic paleontology on the Pacific coast of North America. En: Igo, H. & Noda, H. (Eds.). *Professor Saburo Kanno Memorial Volume*. Memorial Association of Professor Saburo Kanno's Retirement Ibaraki, Japan, pp. 1-19.
- Albarrán-Linares, C. (2010). *Bioestratigrafía de la localidad tipo de la Formación Carmen, Isla del Carmen, Baja California Sur, México*. Tesis de licenciatura, Biología. Facultad de Ciencias. UNAM. México, 43 pp.
- Aleem, A. A. (2002). The Allan Hancock Pacific Expeditions (1931 - 1962) and their contributions to Marine Biology. En: Benson, K. & Rehbock, P. F. (Eds.), *Oceanographic history: the Pacific and beyond*. University of Washington Press, USA, pp. 316 - 319.
- Almogi-Labin, A., Bein, A., & Sass, E. (1990). Agglutinated foraminifera in organic-rich neritic carbonates (Upper Cretaceous, Israel) and their use in identifying oxygen-poor environments. En: Hemleben, C., Kaminski, M. A., Kuhnt, W., Scott & D. B. (Eds.), *Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinates Foraminifera*. Kluwer, Dordrecht, pp. 565-585.
- 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 Vol. 1, pp.24-48.
- Álvarez-Borrego, S. & Lara-Lara, J. (1991). The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. En: Simoneit, B. & Douphin, J. (Eds.), *The Gulf and Peninsula Province of Californias*. American Association of Petroleum Geologist Memoir 47: 555-568.
- Álvarez-Castañeda, S. T. & Cortés-Calva, P. (2002). Extirpation of bailey's pocket mouse, *Chaetodipus baileyi fornicatus* (Heteromyidae: Mammalia), from isla Montserrat, Baja California Sur, México. *Western North American Naturalist*, 62(4): 496-497.

- Álvarez-Castañeda, S. T. & Ortega-Rubio, A. (2003). Current status of rodents on islands in the Gulf of California. *Biological Conservation*, 109:157-163.
- Alve, E. (1990). Variation in estuarine foraminiferal biofacies with diminishing oxygen conditions in Drammensfjord, SE Norway. En: Hemleben, C., Kaminski, M, Kuhnt, W. & Scott, D. B. (Eds.), *Paleoecology, Biostratigraphy, Paleoceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, pp. 661-694.
- 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. & Revelle, R. 1940 *E. W. Scripps cruise to the Gulf of California*. The Geological Society of America Memoir 43, 52 pp.
- Anderson, Ch. A., Durham, J. W., Shepard, F. P., Natland, M. L. & Revelle, R. (1950). 1940 *E. W. Scripps cruise to the Gulf of California*. The Geological Society of America Memoir 43.
- Anderson, D.W., Mendoza, J.E. & Keith, J.O. (1976). Seabirds in the Gulf of California: a vulnerable international resource. *Natural Resources Journal*, 16: 483-505.
- Anónimo. (1924). Informe sobre la exploración geológica de la Baja California por la Marland Oil Company of Mexico. *Boletín del Petróleo*, 17 (6): 417-453; 18(1): 14-53.
- Argote, M. L., Amador, A., Lavín, M. F. & Hunter, J. R. (1995). Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 100(C8):16,103-16,118.
- Arntz, W. E., Gallardo, V. A., Gutiérrez, D., Isla, E., Levin, L. A., Mendo, J., Neira, C., Rowe, G., Tarazona, J., Wolff, M. (2006). ENSO and similar perturbation effects on the benthos of the Humboldt, California and Benguela Current upwelling ecosystems. *Advances in Geosciences*, 6: 243-265.
- Ayala-López, A. & Molina-Cruz, A. (1994). Micropaleontology of the hydrothermal region in the Guaymas Basin, Mexico. *Journal of Micropaleontology*, 13(2): 133-146.





- 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. (1963). Dominant paralic foraminifera of southern California and the Gulf of California. *Contributions of the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 14: 127-134.
- Bandy, O. L. (1967). *Foraminiferal indices in paleoecology: unpublished industry manuscript EPR67-ER20*, 77 pp.
- Bandy, O. L. & Chierici, M. A. (1966). Depth-Temperature evaluation of selected California and Mediterranean bathyal foraminifera. *Marine Geology*, 4: 259-271.
- Banks, R. C. (1962). Birds of the Belvedere expedition to the Gulf of California. *Transactions of the San Diego Society of Natural History*, 13: 49-60.
- Barco, M. del. (1988). *Historia natural y crónica de la Antigua California. Adiciones y correcciones a la noticia de Miguel Venegas. Edición, estudio preliminar, notas y apéndices Miguel León-Portilla*. UNAM. Instituto de Investigaciones Históricas. México. 483 pp.
- Barragán, R., Campos-Madrigal, E., Ferrusquía-Villafranca, I., López-Palomino, I. & Tolson, G. (tr.). (2010). Código Estratigráfico Norteamericano. *Instituto de Geología, UNAM, Boletín*. 117. Pp. 20 y 27.
- Barrera B., J. (1992). Islas de Baja California. En: Reyes V., M. (Coord.). *Cartografía histórica de las islas mexicanas*. Secretaría de Gobernación. México. pp. 219-262.
- Bassols B., A. & Guzmán H., G. (1959). *Primera exploración geográfico-biológica en la Península de Baja California*. Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística. México, 299 pp.
- Beal, C. H. (1948). *Reconnaissance of the Geology and oil possibilities of Baja California, Mexico*. The Geological Society of America Memoir 31, 130 pp.

- Berggren, W. A., Hilgen, F. J., Langereis, C. G., Kent, D. V., Obradovich, J. D., Raffi, I., Raymo, M. E. & Shackleton, N. J. (1995a). Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy. *GSA Bulletin*, 107(11): 1271-1287.
- Berggren, W. A., Kent, D. V., Swisher, C. C. III. & Aubry, M. P. (1995b). A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. En: Berggren, W. A., Kent, D. V., Aubry, M. P. & Hardenbol, J. *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. SEPM Special Publication 54, pp. 129-212.
- Berggren, W. A., Kent, D. V. & Van Couvering, J. A. (1985). The Neogene: Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy. En: Snelling, N. J. (Ed.) *The Chronology of the Geological Record*. Geological Society of London Memoir 10: 211-260.
- Bernabéu, S. (1994). *"Diario de las expediciones a las Californias" de José Longinos*. Ed. Doce Calles. España, 315 pp.
- Bernhard, J. M. (1986). Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits. Jurassic through Holocene. *Journal of Foraminiferal Research*, 16(3):207-215.
- Bernhard, J. M. (1989). The distribution of benthic Foraminifera with respect to oxygen concentration and organic carbon levels in shallow-water Antarctic sediments. *Limnology and Oceanography*, 34(6): 1131-1141.
- Bernhard, J. M. (1992). Benthic foraminiferal distribution and biomass related to pore-water oxygen content: central California continental slope and rise. *Deep-Sea Research*, 39: 585-605.
- Bernhard, J. M. (1996). Microaerophilic and facultative anaerobic benthic foraminifera: A review of experimental and ultrastructural evidence. *Revue de Paléobiologie*, 15:261-275.
- Bernhard, J. M. & Reimers, C. (1991). Benthic foraminiferal population fluctuations related to anoxia: Santa Barbara Basin. *Biogeochemistry*, 15: 127-149.



- Bernhard, J. M. & Sen Gupta, B. K. (1999). Foraminifera of oxygen-depleted environments. En: Sen Gupta, B. K. *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers. Great Britain, pp. 201-216.
- Bernhard, J. M., Sen Gupta, B. K. & Borne, P. F. (1997). Benthic foraminiferal proxy to estimate dysoxic bottom-water oxygen concentrations: Santa Barbara Basin, U. S. pacific continental margin. *Journal of Foraminiferal Research*, 27(4): 301-310.
- Bialas, R. W. & Buck, W. R. (2009). How sediments promotes narrow rifting: Application to the Gulf of California. *Tectonics*. 28: TC4014
- Blake. G. H. (1981). Biostratigraphic relationship of Neogene benthic foraminifera from the southern California outer continental borderland to the Monterey Formation. En: Garrison, R. E. and Douglas R. G. (Eds.). *The Monterey Formation and related siliceous rocks of California*. Pacific Section, Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Ángeles, pp. 1-14.
- Blow, W. H. (1969). Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. En: Brönnimann, P. & Renz, H. H. (Eds.). *Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva*, 1: 199-422.
- Bodén, P. & Backman, J. (1996). A laminated sediment sequence from northern North Atlantic Ocean and its climatic record. *Geology*, 24: 507-510.
- Bolli, H & Saunders, J. B. (1985). Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. En: Bolli, H.M., Saunders, J.B. & Perch-Nielsen, K. (Eds). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge Earth Science Series, pp. 155-262.
- Bolli, H. M., Saunders, J. B. & Perch-Nielsen, K. (1985). Introduction. En: *Plankton stratigraphy*. Cambridge University Press, pp. 1-2.
- Boltovskoy, E. (1980). On the benthonic bathyal-zone foraminifera as stratigraphic guide fossils. *Journal of Foraminiferal Research*, 10(3): 163-172.

- Bradshaw, J. S. (1959). Ecology of living planktonic foraminifera in the North and Equatorial Pacific Ocean. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 10:25-64.
- Bradshaw, J. S. (1961). Laboratory experiments of the ecology of foraminifera. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*, 12: 31-71.
- Brandege, W. E. (1889). A Collection of Plants from Baja California, 1889. *Proceedings of the California Academy of Sciences 2<sup>nd</sup> series*, 2: 117-216.
- 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.
- Brown, K. R. (2007). *Biogeographic and morphological variation in Late Pleistocene and Holocene globorotalid foraminifera*. PhD Thesis. University of Basel, Switzerland. Faculty of Science.
- Browne, J. R. (1868). *Report on the Mineral Resources of the States and Territories West of the Rocky Mountains*. Bancroft & Co. San Francisco, California, 688 pp.
- Bryant, W. E. (1889). A catalogue of the Birds of Lower California, Mexico. *Proceedings of the California Academy of Sciences 2<sup>nd</sup> series*, 2: 237-320.
- Brusca, R. C. (2010). Introduction. En: Brusca, R. C. (Ed.) *The Gulf of California Biodiversity and Conservation*. The University of Arizona Press & The Arizona-Sonora Desert Museum, pp. 1-5.
- Brusca, R. C. (Ed.). (2010). *The Gulf of California Biodiversity and Conservation*. The University of Arizona Press & The Arizona-Sonora Desert Museum, 354 pp.
- Burt, W. H. (1933). Descriptions of heretofore unknown mammals from islands in the Gulf of California, Mexico. *Transactions of the San Diego Society of Natural History*, 7: 161-182.
- Bylinskaya, M. E. (2004). Range and stratigraphic significance of the *Globorotalia crassaformis* plexus. *Journal of Iberian Geology*, 31:51-63.



- Byrne, J. V. & Emery, K. O. (1960). Sediments of the Gulf of California. *Bulletin of the Geological Society of America*, 71(7): 983-1010.
- Caballero-Rodríguez, B. D. (2010). *Registro oceanográfico de los últimos 2000 años con base en los foraminíferos bentónicos de Bahía de La Paz, Golfo de California*. Tesis de Licenciatura, Biología. Facultad de Ciencias, UNAM, 74 pp.
- Calvert, P. P. (1895). The Odonata of Baja California. *Proceedings of the California Academy of Sciences 2<sup>nd</sup> series.*, 4: 463-558.
- Calvert, S. E. (1964). Factors affecting distribution of laminated diatomaceous sediments in Gulf of California. En: van Andel, T. H. & Shor, G. G., Jr. (Eds.) *Marine Geology of the Gulf of California*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 3: 311-330
- Campana, M. F. (1997). *Baja California Islands Flora & Vertebrate Fauna Bibliography*. UC San Diego: Scripps Institution of Oceanography Library. Versión electrónica. Recuperado abril, 4, 2011. <http://escholarship.org/uc/item/1sv689dq>
- Campbell, C. V. (1966). Truncated wave-ripple laminae. *Journal of Sedimentary Petrology*. 36:825-828
- Cannariato, K. G. & Kennett, J. P. (1999). Climatically related millennial-scale fluctuations in strength of California margin oxygen-minimum zone during the past 60 k. y. *Geology*, 27(11):975-978.
- Carreño, A. L. (1981). Ostrácodos y foraminíferos planctónicos de la loma del Tirabuzón, Santa Rosalía, Baja California Sur, e implicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas. *Univ. Nal. Autón. México. Instit. Geología, Revista*, 5(1): 55-64.
- 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. & Helenes, J. (2002). Geology and Ages of the Islands. En: Case, T. J. & Ezcurra, E. (Eds.). *A new Island Biogeography of the Sea of Cortés*. Oxford University Press, pp. 14-40.

- Carreño, A. L., Ledesma-Vázquez, J., Albarrán-Linares, C., Backus, D. & Fernández-Díaz, V. Z. (2008). A latest Miocene-early Pliocene age for the marine rocks at Carmen and Monserrat Islands. En: 1er Congreso sobre la evolución geológica y ecológica del Noroeste de México; 21 al 23 de abril de 2008; Centro de Artes, Universidad de Sonora, México (UNAM, UNISON, CETIES, SEP); Libro de resúmenes, pp. 61-62.
- Carreño, A. L. & Montellano-Ballesteros, M. (2005). La Paleontología mexicana; pasado, presente y futuro. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del centenario, aspectos históricos de la Geología en México*. Tomo LVII, núm. 2, 137-147 pp.
- Carreño, A. L. & 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.
- Case, T.J. (1975). Species numbers, density compensation, and colonizing ability of lizards in the Gulf of California. *Ecology*, 56: 3-18.
- Case, T. J., Cody, M. L. & Ezcurra, E. (Eds.). (2002). Preface. En: *A New Island Biogeography of the Sea of Cortes*, pp: vii-ix.
- Case, T. J. & Cody, M. L. (Eds.). (1983). *Island biogeography in the Sea of Cortez*. University of California Press, Berkeley, 508 pp.
- Case, T. J., Cody, M. L. & Ezcurra, E. (Eds.). (2002). *A new Island Biogeography of the Sea of Cortés*. Oxford University Press, 669 pp.
- Castro L., E. & Cariño O., M. (1998). Estudio de los contratos para la explotación del guano expedidos durante el porfiriato en sudcalifornia. *Clío*, 6(22):15-32.
- Chase, C. G., Menard, H. W., Larson, R. L., Sharman III, G. F. & Smith, S. M. (1970). History of sea-floor spreading West of Baja California. *Geological Society of America Bulletin*, 81:491-498.



- Cheel, R. J. & Leckie, D. A. (1993). Hummocky cross-stratification. En: Wright, V. P. (Eds.) *Sedimentology Review/1*. Blackwell Scientific Publications. Great Britain. Pp. 103-122.
- Cliff, F.S. (1954). Snakes of the islands in the Gulf of California. *Transactions of the San Diego Society of Natural History*, 12:67-98.
- Corliss, B. H. & Emerson, S. (1990). Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. *Deep-Sea Research*, 37: 381-400.
- Cooper, J. G. (1895). Catalogue of marine shells, collected chiefly on the eastern shore of Lower California for the California Academy of Sciences during 1891-2. *Proceedings of the California Academy of Sciences 2<sup>nd</sup> series*, 5: 34-48.
- Cowie, G. L. & Levin, L. A. (2009). Benthic biological and biogeochemical patterns and processes across an Oxygen Minimum Zone (Pakistan Margin, NW Arabian Sea). *Deep-Sea Research II*, 56: 261-270.
- Crouch, R. W. & Poag, C. W. (1979). *Amphistegina gibbosa* d'Orbigny from the California borderlands: the Caribbean connection. *Journal of Foraminiferal Research*, 9(2): 85-105.
- Culver, S. J. & Buzas, M. A. (1986). Distribution of recent benthic foraminifera off the North American Pacific coast from California to Baja. *Smithsonian contributions to the marine sciences* No. 28, 634 pp.
- Cushman, J. A., & McCulloch, I. (1939). A Report on some arenaceous foraminifera. *Allan Hancock Pacific Expedition*. University of Southern California Publications, 6(1): 1-114.
- Cushman, J. A., & McCulloch, I. (1940). Some Nonionidae in the collections of the Allan Hancock Foundation. *Allan Hancock Pacific Expedition*. University of Southern California Publications, 6(3): 145-178.

- Cushman, J. A., & McCulloch, I. (1942-a). Some Virguliniinae in the collections of the Allan Hancock Foundation. *Allan Hancock Pacific Expedition*. University of Southern California Publications, 6(4): 179-230.
- Cushman, J. A., & McCulloch, I. (1942-b). The species of Bulimina and related genera in the collections of the Allan Hancock Foundation. *Allan Hancock Pacific Expedition*. University of Southern California Publications, 6(5): 231-294.
- Cushman, J. A., & McCulloch, I. (1950). Some Lagenidae in the collections of the Allan Hancock Foundation. *Allan Hancock Pacific Expedition*. University of Southern California Publications, 6(6): 295-364.
- Dall, W. H. (1908). Reports on the dredging operations off the west coast of Central America to the Galapagos, to the west coast of Mexico, and in the Gulf of California ...XIV. The Mollusca and Brachiopoda. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*. 43(6):205-487.
- Dall, W. H. (1912). New species of fossil shells from Panama and Costa Rica: collected by D. F. MacDonald. *Smithsonian Institution Miscellaneous Collections*. 59(2):1-10.
- Darling, K. F., Kucera, M., Wade, C. M., von Langen, P & Pak, D. (2003). Seasonal distribution of genetic types of planktonic foraminifer morphospecies in the Santa Barbara Channel and its paleoceanographic implications. *Paleoceanography*. 18(2): 1032.
- Darling, K. F., Kucera, M., Pudsey, C. J. & Wade, C. M. (2004). Molecular evidence links cryptic diversification in polar plankton to Quaternary climate dynamics. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 101: 7657-7662.
- Darling, K. F., Kucera, M., Kroon, D. & Wade, C. M. (2006). A resolution for the coiling direction paradox. *Paleoceanography*, 21. PA2011.
- Darton, N. H. (1927). Geological reconnaissance in Baja California. *Journal of Geology*, 29:720-748.





- Dean, W. E. (2006). The geochemical record of the last 17,000 years in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Chemical Geology*, 232: 87-98.
- DeWeese, L.R. & Anderson, D. W. (1976). Distribution and breeding biology of Craveri's murrelet. *Transactions of the San Diego Society of Natural History*, 18: 155-168.
- Dewey, G. (1874). Remarks on the coasts of Lower California and Mexico. U. S. Hydrographic Office. No. 56. Washington, Government Printing Office. Versión electrónica. Recuperado enero, 3, 2011.
- <http://www.archive.org/stream/remarksoncoasts00offigoog>
- Dixon, J.B. (1966). Speciation and systematics of the gekkonid lizard genus *Phyllodactylus* on the islands in the Gulf of California. *Proceedings of the California Academy of Sciences*, 33(13): 415-452.
- DOF. (2001). Aviso mediante el cual se informa al público en general que la Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales ha concluido la elaboración del Programa de Manejo del Área de Protección de Flora y Fauna Islas del Golfo de California, asimismo se da a conocer el Resumen del Programa de Manejo respectivo, el plano de localización y zonificación de dicha área. *Diario oficial de la Federación* 17 de abril de 2001.
- Donegan, D. & Schrader, H. (1982). Biogenic and abiogenic components of laminated hemipelagic sediments in the Central Gulf of California. *Marine Geology*, 48: 215-237.
- Dorsey, R. J. & Burns, B. (1994). Regional stratigraphy, sedimentology, and tectonic significance of Oligocene-Miocene sedimentary and volcanic rocks, northern Baja California, Mexico. *Sedimentary Geology*. 88: 231-251
- Dorsey, R. J., Umhoefer, P. J., Ingle, J. C. & Mayer, L. (2001). Late Miocene to Pliocene stratigraphic evolution of northeast Carmen Island, Gulf of California: implications for oblique-rifting tectonics. *Sedimentary Geology*, 144: 97-123.

- Dott, R. H. Jr. & Bourgeois, J. (1982). Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*. 93(8): 663-680
- Douglas, R. G. (1973). Benthonic foraminiferal biostratigraphy in the Central North Pacific, Leg 17, Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Projects*, 17:607-671.
- Douglas, R., Gonzalez-Yajimovich, O., Ledesma-Vazquez, J. & Staines-Urias, F. (2007). Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews*, 26: 115-129.
- Douglas, R. G. & Heitman, H. L. (1979). *Slope and basin benthic foraminifera of the California borderland*. SEPM Special publication. No. 27: 231-246.
- Durham, J. W., (1950). Part II. Megascopic Paleontology and Marine Stratigraphy. En: Anderson, Ch. A., Durham, J. W., Shepard, F. P., Natland, M. L. and Revelle, R. 1940 *E.W. Scripps cruise to the Gulf of California*. The Geological Society of America Memoir 43.
- DuShane, H. (1974). The Panamic-Galapagan Epitoniidae. *The Veliger*, 16 (Suppl.): 1-84.
- DuShane, H. (1977). A new species of *Amaea (Scalina)* from the Pliocene of Baja California Sur, Mexico (Mollusca: Gastropoda). *Journal of Paleontology*, 51(5): 953-958.
- Eisen, G. (1895). Explorations in the Cape region of Baja California in 1894, with references to former expeditions of the California Academy of Sciences. *Proceedings of the California Academy of Sciences 2<sup>nd</sup> series*, 5: 733-775.
- Emlen, J.T. (1979). Land bird densities on Baja California Mexico islands. *Auk*, 96(1): 152-167.
- Ferrari, L., López M., M., Orozco E., M. T., Piñero L., D., Michaelangelo, M., & Duque T., J. (2009). Extensión del magmatismo silícico del Mioceno inferior en la parte sur del Golfo de California: integrando Geología continental y marina. *Geos*, 29(1): 198.



- Fiedler, P. C. & Talley, L. D. (2006). Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69: 143-180.
- Finger, K. L. (1990). Atlas of California Neogene Foraminifera. *Cushman Foundation for foraminiferal research Special Publication No. 28*, 271 pp.
- Finger, K. L. (1992). Biostratigraphic atlas of Miocene foraminifera from the Monterey and Modelo formations, central and south California. *Cushman Foundation for foraminiferal research. Special publication No. 29*, 179 pp.
- Frey, R. W., Howard, J. & Pryor, W. A. (1978). Ophiomorpha: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 23: 199-229
- Galloway, J. J. & Wissler, S. G. (1927). Pleistocene foraminifera from the Lomita Quarry, Palos Verdes Hills, California. *Journal of Paleontology*, 1 (3): 35-87.
- Gans, P.B. (1997). Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*, 16: 388-408.
- Gastil, G., Minch, J. & Phillips, R. P. (1983). The geology and ages of the islands. En: T. J. Case, and M. L. Cody, (Eds.). *Island biogeography in the Sea of Cortez*. University California Press, Berkeley, pp. 13-25.
- Gastil, G., Neuhaus, J., Cassidy, M., Smith, J. T., Ingle Jr., J. C. & Krummenacher, D. (1999). Geology and Paleontology of southwestern Isla Tiburón, Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 16(1): 1-34.
- Glock, N., Eisenhauer, A., Milker, Y., Liebetrau, V., Schönfeld, J., Mallon, J., Sommer, S. & Hensen, C. (2011). Environmental influences on the pore density of *Bolivina spissa* (Cushman). *Journal of Foraminiferal Research*, 41(1): 22-32.
- Goldring, R., Cadée, G. C. & Pollard, J. E. 2007. Climatic control of marine trace fossil distribution. En: Miller, W. III (ed.) *Trace fossils: concepts, problems, prospects*. Elsevier. Pp. 159-171

- Goldstein, S. T. (2002). 3. Foraminífera: A biological overview. En: Sen Gupta, B. K. *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers. Great Britain, pp. 37-55.
- Gonzalvo, C. (2002). Metodología: muestreos, técnicas de preparación y métodos de estudio. En: *Micropaleontología*. Molina, E. (Ed.). Prensas Universitarias de Zaragoza. España, pp. 27 - 42.
- Gooday, A. J., Bernhard, J. M., Levin, L. A. & Suhr, S. B. (2000). Foraminifera in the Arabian Sea oxygen minimum zone and other oxygen-deficient settings: taxonomic composition, diversity, and relation to metazoan faunas. *Deep-Sea Research II*, 47: 25-54.
- Gooday, A. J., Bett, B. J., Escobar, E., Ingole, B., Levin, L. A., Neira, C., Raman, A. V. & Sellanes, J. (2010). Habitat heterogeneity and its influence on benthic biodiversity in oxygen minimum zones. *Marine Ecology*, 31: 125-147.
- Gooday, A. J., Levin, L. A., Aranda da Silva A., Bett, B., Cowie, G., Dissard, D., Gage, J., Hughes, D., Jeffreys, R., Larkin, K., Murty, S. J., Schumacher, S., Whitcraft, C. & Woulds, C. (2009). Faunal responses to oxygen gradients on the Pakistan margin: a comparison of foraminifera, macrofauna and megafauna. *Deep-Sea Research II*, 56: 466-502.
- Grigorov, I., Pearce, R. B. & Kemp, A. E. S. (2002). Southern Ocean laminated diatom ooze: mat deposits and potential for palaeo-flux studies, ODP leg 177, Site 1093. *Deep-Sea Research II*. 49:3391-3407.
- Grinnell, J. (1928). A distributional summation of the ornithology of Lower California. *University of California Publications in Zoology*. 32(1): 247-286.
- Guillemin T., E. (1867). Mémoire sur les mines d'argent de la Basse Californie. En: *Archives de la Commission Scientifique du Mexique publiées sous les auspices du Ministère de l'Instruction Publique*. Tomo II: 403-431.
- Hanna, G. D. (1927). Geology of the West mexican islands. *Pan-American Geologist*, 48: 1-24



- Hanna, G. D. & Hertlein, L. G. (1927). Expedition of the California Academy of Sciences to the Gulf of California in 1921. *Proceedings of the California Academy of Sciences 4<sup>th</sup> series*, 16(6):137-157.
- Harknees, H. W. (1889). Fungi collected by T. S. Brandegee in Lower California in 1889. *Proceedings of the California Academy of Sciences 2<sup>nd</sup> series*, 2: 231-232.
- Harms, J. C., Southard, J. B., Spearing, D. R. & Walker, R. G. (1975). Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Notes. No. 2*. 161 págs
- Hedgpeth, J. W. (1957). Classification of marine environments. En: Hedgpeth, J. W. (Ed.) *Treatise on marine ecology and paleoecology*. Geological Society of America Memoir 67, Vol. 1, pp. 17-28.
- Heim, A. (1922). Notes on the Tertiary of Southern Lower California. *Geological Magazine*, 59(12): 529-547.
- Helenes, J. & 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. & Carrillo, R. M. (2009). Middle to late Miocene chronostratigraphy and development of the northern Gulf of California. *Marine Micropaleontology*, 72: 10-25.
- Helly, J. J. & Levin, L. (2004). Global distribution of naturally occurring marine hypoxia on continental margins. *Deep-Sea Research I*, 51: 1159-1168.
- Henney, C.J. & Anderson, D.W. (1979). Osprey distribution, abundance and status in Western North America. III. The Baja California and Gulf of California Population. *Bulletin of the Southern California Academy of Sciences*, 78(2): 89 106.
- Hendrix, W. E. (1958). Foraminiferal shell form, a key to sedimentary environment. *Journal of Paleontology*, 32(4): 649-659.

- Hendrickx, M. E. (2001). Occurrence of a continental slope deep-water decapods crustacean community along the edge of the minimum oxygen zone in the southeastern Gulf of California, Mexico. *Belgian Journal of Zoology*, 131: 71-86.
- Hidalgo-González, R. M. & Álvarez-Borrego, S. (2004). Total and new production in the Gulf of California estimated from ocean color data from the satellite sensor sea WIFS. *Deep-Sea Research II*, 51: 739-752.
- Higgs, R. (2011). "Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Bosque basins (Western Pyrenees, France)" by Mulder *et al.* (2009), *Sedimentology*, 56:997-1015; Discussion. *Sedimentology*, 58:566-570
- Huey, L.M. (1964). The mammals of Baja California Mexico. *Transactions of the San Diego Society of Natural History Transactions, San Diego Society of Natural History*, 13(7): 85-168.
- Hughes, D. J., Lamont, P. A., Levin, L. A., Packer, M., Feeley, K. & Gage, J. D. (2009). Macrofaunal communities and sediment structures across the Pakistan margin Oxygen Minimum Zone, North-East Arabian Sea. *Deep-Sea Research II*, 56: 434-448.
- Ibaraki, M. (2002). Responses of planktonic foraminifera to the emergence of the Isthmus of Panama. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19(3):152-160.
- INEGI. (1983). Carta topográfica 1:50,000. Ligüí G12C29.
- Ingle, J. C. Jr. (1967). Foraminiferal biofacies variation and the Miocene-Pliocene boundary in Southern California. *Bull. Amer. Paleontology*, 52(236):217-394.
- Ingle, J. C., Jr. (1974). Paleobathymetric history of Neogene marine sediments, northern Gulf of California. En: Gastil, G. & Lillegraven, J. (Eds.) *The geology of peninsular California. Guidebook 49<sup>th</sup> Annual Meeting*. Pacific Sections. Amer. Assoc. Petroleum Geologists and Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, San Diego, California, pp. 121-138.



- Ingle, J. C. Jr. (1975). Paleoecologic indicators and trace fossils. En: Dickinson, W. R. (Ed). *Current concepts of depositional systems with applications for petroleum geology*. Bakersfield. San Joaquin Geological Society, pp. 8.1-8.8
- Ingle, J. C., Jr. (1980). Cenozoic paleobathymetry and depositional history of selected sequences within the Southern California continental borderland. *Cushman Foundation Special Publication*, 19: 163-195.
- Ingle, J. C., Jr. & Keller, G. (1980). *Benthic foraminiferal biofacies of the eastern Pacific margin between 40° S and 32° N*. Quaternary depositional environments of the Pacific Coast, Pacific Coast Paleogeography Symposium 4, SEPM, Pacific Section, Los Angeles. pp. 341-355.
- International Commission on Stratigraphy. (2009). International Stratigraphic Chart.
- Johnston, I.M. (1924). The botany (the vascular plants) in: Expedition of the California Academy of Sciences to the Gulf of California in 1921. *Proceedings, California Academy of Sciences 4<sup>th</sup> series*, 12:951-1218.
- Jorissen, F. J., Barmawidjaja, D. M., Puskaric, S. & van der Zwaan, G. J. (1992). Vertical distribution of benthic Foraminifera in the northern Adriatic Sea: The relation with high organic flux. *Marine Micropaleontology*, 19. 131-146.
- Jorissen, F. J., de Stigter, H. C. & Widmark, J. G. V. (1995). A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26: 3-15.
- Kaiho, K. (1994). Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, 22: 719-722.
- Kaiho, K. (1999). Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI). *Marine Micropaleontology*, 37:67-76.
- Karig, D. E. & Jensky, E. (1972). The Proto-Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters*. 17: 169-174.

- Kemp, A. E. S. (1996). Laminated sediments as palaeo-indicators. En: Kemp, A. E. S. (Ed.) *Palaeoclimatology and Palaeoceanography of Laminated Sediments. Geological Society Special Publication*, 116: vii-xii.
- Kemp, A. E. S. (2003). Evidence for abrupt climate changes in annually laminated marine sediments. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 361: 1851-1870.
- Kemp, A. E. S. & Baldauf, J. G. (1993). Vast Neogene laminated diatom mat deposits from the eastern equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 362: 141-144.
- Kemp, A. E. S., Pearce, R. B., Koizumi, I., Pike, J. & Rance, S. J. 1999. The role of mat-forming diatoms in the formation of Mediterranean sapropels. *Nature*, 399: 57-61.
- Kemp, A. E. S., Pike, J., Pearce, R. B. & Lange, C. B. (2000). The "fall dump"- a new perspective on the role of a "shade flora" in the annual cycle of diatom production and export flux. *Deep Sea Research*, 47: 2129-2154.
- Kennett, J. P. & Srinivasan, M. S. (1983). *Neogene planktonic foraminifera, a phylogenetic Atlas*. Hutchinson Ross Publishing Co. USA, 265 pp.
- King, S.C., Kemp, A. E. S. & Murray, J. W. (1995). Benthic foraminifer assemblages in neogene laminated diatom ooze deposits in the Eastern Equatorial Pacific Ocean (site 844). 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: 665-673.
- King, S. C., Murray, J. W. & Kemp, A. E. S. (1998). Paleoenvironments of deposition of Neogene laminated diatom mat deposits from the eastern equatorial Pacific from studies of benthic foraminifera (sites 844, 849, 851). *Marine Micropaleontology*, 35(3-4): 161-177.
- Kleinpell, R. M. (1938). *Miocene stratigraphy of California*. American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Okla., 450 pp.





- Kleinpell, R. M. & Haller, C. R. (1980). *The Miocene stratigraphy of California revised, also Pliocene biostratigraphy of California*. American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology No. 11, 349 pp.
- Koutsoukos, E. A. M., Leary, P. N. & Hart, M. B. (1990). Latest Cenomanian-earliest Turonian low-oxygen tolerant benthonic foraminifera: a case-study from the Sergipe basin (N.E. Brazil) and the western Anglo-Paris basin (southern England). *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 77:145-177.
- Koutsoukos, E. A. M., Mello, M. R. & de Azambuja F., N. C. (1991). Micropaleontological and geochemical evidence of mid-Cretaceous dysoxic-anoxic paleoenvironments in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. En: Tyson, R. V. & Pearson, T. H. (Eds). *Modern and ancient continental shelf anoxia*. Geological Society Special Publication 58: 427-447.
- Lalicker, C. G. & McCulloch, I. (1940). Some *Textulariidae* of the Pacific ocean. *Allan Hancock Pacific Expedition*. University of Southern California Publications 6(2): 115-144.
- Lamb, J. L. & Beard, J. H. (1972). Late Neogene planktonic foraminifers in the Caribbean, Gulf of Mexico, and Italian stratotypes. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, Art. 57 (Protozoa 8): 1-67.
- Lavín, M. F., 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. *Journal of Geophysical Research*, 11: C02025.
- Lavín, M. F. & Marinone, S. G. (2003). An overview of the physical oceanography of The Gulf of California. En: Velasco F., O. U. et al. (Eds.) *Nonlinear processes in Geophysical fluid dynamics*. Kluwer Academic Publishers. Netherlands, pp. 173-204.
- Ledesma V., J. & Carreño, A. L. (2010). Origin, age, and geological evolution of the Gulf of California. En: Brusca, R. C. (Ed.) *The Gulf of California, Biodiversity and Conservation*.

- The University of Arizona Press and The Arizona - Sonora Desert Museum, pp. 7-23.
- Ledesma V., J. & Johnson, M. E. (2001). Miocene-Pleistocene tectono-sedimentary evolution of Bahía Concepción region, Baja California Sur (Mexico). *Sedimentary Geology*, 144: 83-96.
- Ledesma V., J., Montiel B., A. Y., Backus, D., Johnson, M. & Fernández D., V. Z. (2007). Armored mud balls in tidal environments, Pliocene in the Gulf of California. En: Díaz-Martínez, E. & Rábano, I. (Eds.), 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America. *Cuadernos del Museo Geominero*, nº 8. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, pp. 235-238.
- León-Portilla, M. (1989). *Cartografía y crónicas de la Antigua California*. UNAM. México, 207 pp.
- León-Portilla, M. (2000-a). El ingenioso Don Francisco de Ortega, sus viajes y noticias californianas 1632-1636. En: León-Portilla, M. *La California mexicana. Ensayos acerca de su Historia*. UNAM. Instituto de Investigaciones Históricas. México, pp. 151-194.
- León-Portilla, M. (2000-b). Paradojas en la historia de Baja California. En: León-Portilla, M. *La California mexicana. Ensayos acerca de su Historia*. UNAM. Instituto de Investigaciones Históricas. México, pp. 33-45.
- Leutenegger, S & Hansen, H. J. (1979). Ultrastructural and radiotracer studies of pore function in foraminifera. *Marine Biology*, 54:11-16.
- Levin, L. A. (2002). Deep-Ocean life where oxygen is scarce. *American scientist*, 90: 436-444.
- Levin, L. A. (2003). Oxygen minimum zone benthos: adaptation and community response to hipoxia. *Oceanography and Marine Biology: an Annual Review*, 41: 1-45.
- Levin, L. A., Gage, J. D., Lamont, P. Cammidge, L., Martin, C., Patience, A. & Crooks, J. 1997. Infaunal community structure in a low-oxygen, organic rich habitat on the Oman continental slope, NW Arabian Sea. En. Hawkins, L. & Hutchinson, S. (Eds.).



- Responses of marine organisms to their environments. *Proceedings of the 30<sup>th</sup> European Marine Biology Symposium*. UK, University of Southampton: 223-230
- Levin, L. A., Huggett, C. L. & Wishner, K. F. (1991). Control of deep-sea benthic community structure by oxygen and organic-matter gradients in the eastern Pacific Ocean. *Journal of Marine Research*, 49: 763-800.
- Levin, L. A., Mendoza, G. F., Gonzalez, J. P., Thurber, A. R. & Cordes, E. E. (2010). Diversity of bathyal macrofauna on the northeastern Pacific margin: the influence of methane seeps and oxygen minimum zones. *Marine Ecology*, 31: 94-110.
- Levin, L. A., Rathburn, A. E., Gutierrez, A. E., Munoz, P. & Shankle, A. (2002). Benthic processes on the Peru margin: a transect across the oxygen minimum zone during the 1997-1998 El Niño. *Progress in Oceanography*, 53: 1-27.
- Levin, L. A., Whitcraft, C., Mendoza, G. F., González, J. P., Cowie, G. (2009). Oxygen and organic matter thresholds for benthic faunal activity: a case study across the Pakistan margin oxygen minimum zone (700-1100 m). *Deep-Sea Research II*, 56: 449-471.
- Lindgren, W. (1888). Notes on the Geology of Baja California, Mexico. *Proceedings of the California Academy of Sciences 2<sup>nd</sup> series*, 1: 173-196.
- Lindgren, W. (1889). Petrographical notes from Baja California, Mexico. *Proceedings of the California Academy of Sciences 2<sup>nd</sup> series*, 2: 1-17.
- Lindsay, G.E. (1964). Sea of Cortez expedition of the California Academy of Academy of Sciences, June 20-July 4, 1964. *Proceedings of the California Academy of Sciences*, 30(11): 211-242.
- Lindsay, G. E. & Engstrand, I. H. W. (2002). History of Scientific Exploration in the Sea of Cortés. En: Case, T. J., Cody, M. L. & Ezcurra, E. (Eds.). *A new Island Biogeography of the Sea of Cortés*. Oxford University Press, pp. 3-13.

- Loeblich A. R. Jr & Tappan H. (1964). Sarcodina, chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida. En Moore, R. C. (Ed.) *Treatise on invertebrate paleontology*. Geological Society of America and University of Kansas Press, Part C, Protista 2, 2: 511-900.
- Loeblich, A. R., Jr. & Tappan, H. (1988). *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold, Co. New York, 970 pp.
- Lonsdale, P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California. En: Winterer, E. L., Hussong, D. M. & Decker, R. W. (Eds.). *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: The Geology of North America*. Geological Society of America, Boulder Co. 499-521.
- López P., R. A. (2008). Fossils Corals from the Gulf of California, México: still a depauperate fauna but it bears more species than previously thought. *Proceedings of the California Academy of Sciences 4<sup>th</sup> series*, 59(12): 503-519.
- Lourens, L. Hilgen, F., Shackleton, N. J., Laskar, J. & Wilson, D. (2004). The Neogene Period. En: Gradstein, J., Ogg, G. & Smith, A. G. (Eds.) *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, pp. 409-452.
- Lozano R., F. (1975). Evaluación petrolífera de la Península de Baja California, México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 27 (4-6): 329 pp.
- Luch-Cota, S. E., Aragón-Noriega, E. A., Arreguín-Sánchez, F., Aurióles-Gamboa, D., Bautista-Romero, J. J., Brusca, R. C. *et al.* (2007). The Gulf of California: Review of ecosystem status and sustainability challenges. *Progress in Oceanography*, 73: 1-26.
- MacArthur, R. H. & Wilson, E. O. (1967). *The Theory of Island Biogeography*. Princeton University Press. New Jersey.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E., (1979), Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. En: Chapin, C.E. & Elston, W.E. (eds.), *Ash-flow tuffs: Geological Society of America, Special Paper*. 180: 113-124.



- Machain-Castillo, M. L., Caballero-Rodríguez, D., Pérez-Cruz, L., Gómez-Lizárraga, L. E. & Gío-Argáez. (2010). Cambios en la oxigenación del agua de fondo en la Cuenca de la Paz, determinados por las asociaciones de foraminíferos y su relación con el colapso de la civilización Maya. *Geos.* 30(1). SE15-1.
- Macías-Mora, J. V. & Delgadillo-Hinojosa, F. (2002). Hypoxic waters in the Gulf of California: origin, distribution and possible consequences. En: *Fish Physiology, Toxicology and water quality*. Proceedings of the sixth International Symposium, La Paz B.C.C. Mexico January 22-26, 2001: 285-296.
- Mailliard, J. (1923). Expedition of the California Academy of Sciences to the Gulf of California in 1921. *Proceedings of the California Academy of Sciences*, 12: 443-456.
- Maldonado P., J. L. (2000). El primer Gabinete de Historia Natural de México y el reconocimiento del Noroeste novohispano. *Revista de estudios de Historia Novohispana*, 21:49-66.
- Matoba, V. & Oda, M. (1982). Late Pliocene to Holocene planktonic foraminifers of the Guaymas basin, Gulf of California, sites 477 through 481. En: Curray, J. R., Moore, D. C., et al., (Eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project: Washington, U. S. Government Printing Office*, V. 64, pte. 2: 1003-1026.
- Matoba, V. & Yamaguchi, A. (1982). Late Pliocene to Holocene benthic foraminifers of the Guaymas Basin, Gulf of California - Sites 477 through 481. En: Curray, J. R., Moore, D. C., et al., (Eds.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project: Washington, U. S. Government Printing Office*, V. 64, pte. 2: 1027-1056.
- McDougall, K., Poore, R. Z. & Matti, J. (1999). Age and Paleoenvironment of the Imperial formation near San Gregorio Pass, Southern California. *Journal of Foraminiferal Research*, 29(1):4-25.
- Michaud, F., Calmus, T., Sosson, M. Royer, J. Y., Bourgois, J., Chabert, A., Bigot-Cormier, F., Bandy, B., Montero-Gutiérrez, C. & Dymont, J. (2005). La zona de falla Tosco-Abreojos: un sistema lateral derecho active entre la placa Pacífico y la península de

- Baja California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario Grandes Fronteras Tectónicas de México*. 57 (1): 53-63.
- Mina U. F. (1957). Bosquejo Geológico del Territorio Sur de la Baja California. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 9(3):141-269.
- Monaco, P., Caracuel, J. E., Giannetti, A., Soria, J. M. & Yébenes, A. (2007). *Thalassinoides* and *Ophiomorpha* as cross-facies trace fossils of crustaceans from shallow-to-deep-water environments: Mesozoic and Tertiary examples from Italy and Spain. *Memorie della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano*. 35(2):79-82.
- Moodley, L. & Hess, C. (1992). Tolerance of infaunal benthic foraminifera for low and high oxygen concentrations. *The Biological Bulletin*, 183:94-98.
- Mulder, T., Razin, P. & Faugeres, J. C. (2009). Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Bosque basins (Western Pyrenees, France). *Sedimentology*, 56(4): 997-1015.
- Müller, M. C., Bernhard, J. M. & Jouin-Toulmond, C. 2001. A new member of Nerillidae (Annelida: Polychaeta), *Xenonerilla bacteriicola* gen. et sp. nov., collected off California, USA. *Cahiers de Biologie Marine*. 42: 203-217.
- Mullins, H. T., Thompson, J. B., McDougall, K. & Vercootere, T. L. (1985). Oxygen-minimum zone edge effects: evidence from the Central California coastal upwelling system. *Geology*, 13(7): 491-494.
- Murphy, R. W., Sánchez-Piñero, F., Polis, G. A. & Aalbu, R. L. (2002). Appendix 1.1: New Measurements of Area and Distance for Islands in the Sea of Cortés. En: Case, T. J. & Ezcurra, E. (Eds.). *A new Island Biogeography of the Sea of Cortés*. Oxford University Press, pp. 447-464.
- Murray, J. W. (1982). Benthic foraminifera: The validity of living, dead or total assemblages for the interpretation of Palaeoecology. *Journal of Micropaleontology*, 1: 137-140.



- Murray, J. W. (1991). 7. Ecology and distribution of benthic foraminifera. En: Lee, J. J. & Anderson, O. R. *Biology of the Foraminifera*. Academic Press. Great Britain, pp. 221-253.
- Natland, M. L. (1933). Temperature and depth classification of some recent and fossil foraminifera in the southern California region. *Univ. California, Scripps Inst. Oceanography, Bull. Tech. Ser.*, pp. 225-230.
- Natland, M. L. (1940). New genus of foraminifera from the later Tertiary of California. *Journal of Paleontology*, 14(6): 568-571.
- 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. & Revelle, R. 1940 *E. W. Scripps cruise to the Gulf of California*. The Geological Society of America Memoir 43, 54 pp.
- Nienstedt, J. C. & Arnold, A. J. (1988). The distribution of benthic foraminifera on seamounts near the East Pacific Rise. *Journal of Foraminiferal Research*, 18:237-249.
- Orr, R.T. & Banks, R.C. (1964). Bats from islands in the Gulf of California. *Proceedings of the California Academy of Sciences*, 30(10): 207-210.
- Ortega, F. (1634). Segunda demarcación de las Islas Californias hecha por mí el Capitán y Cabo Francisco de Ortega... En: *Descripción y demarcación de las Islas Californias. 3 de julio de 1632, 8 de abril de 1634 y 16 de mayo de 1636*. Versión electrónica. Recuperado enero, 4, 2011.
- <http://www.biblioteca.tv/artman2/publish/index.shtml>
- Oskin, M. & Stock, J. (2003). Marine incursions synchronous with plate boundary localization in the Gulf of California. *Geology*, 31: 23-26.
- Oskin, M., Stock, M. J. & Martín-Barajas, A. (2001). Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California. *Geology*, 29: 459-463.

- Paden, C. A., Abbott, M. R., Winant, C. D. (1991). Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California. 1. Sea surface temperature variability. *Journal of Geophysical research*, 96 (C10): 18,337-18,359.
- Paez, M., Zúñiga, O., Valdés, J. & Ortlieb, L. (2001). Foraminíferos bentónicos recientes en sedimentos micrónicos de la bahía Mejillones del Sur (23°S), Chile. *Revista de Biología Marina y Oceanografía*, 36(002): 123-133.
- Parker, F. L. (1967). Late Tertiary biostratigraphy (planktonic foraminifera) of tropical Indo-Pacific deep-sea cores. *Bulletins of American Paleontology*, 52(235):115-208.
- Parker, F. L. (1973). Living planktonic foraminifera from the Gulf of California. *Journal of Foraminiferal Research*, 3(2): 70-77.
- Pearson, P. N. (1995). Planktonic foraminifer biostratigraphy and the development of Pelagic caps on Guyots in the Marshall islands group. En: Haggerty, J. A., Premoli-Silva, I., Rack, F. & McNutt, M. K. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 144: 21-59.
- Peguero-Icaza, M., Sánchez-Velasco, L., Lavín, M. F. & Marinone, S. G. (2008). Larval fish assemblages, environment and circulation in a semienclosed Sea (Gulf of California, Mexico). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 79: 277-288.
- Pekar, S. F & Kominz, M. A. (2001). Two-dimensional paleoslope modeling: a new method for estimating water depths of benthic foraminiferal biofacies and paleoshelf margins. *Journal of sedimentary research*, 71(4):608-620.
- Pérez-Cruz, L. L. & Machain-Castillo, M. L. (1990). Benthic foraminifera of the Oxygen minimum zone, continental shelf of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*, 20(4): 312-325.
- Pérez-Cruz, L. & Urrutia-Fucugauchi, J. (2009). Magnetic mineral study of Holocene marine sediments from the Alfonso Basin, Gulf of California - implications for depositional environment and sediment sources. *Geofísica Internacional*, 48(3):305-318.





- Phleger, F. B. (1963). Oceanografía física y ecología de los foraminíferos del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, XXVI (2): 75-83.
- Phleger, F. B. (1964-a). Foraminiferal Ecology and marine Geology. *Marine Geology*, 1: 16-43.
- Phleger, F. B. (1964-b). Patterns of living benthonic foraminifera, Gulf of California. En: *Marine Geology of the Gulf of California, A Symposium Memoir No. 3*. The American Association of Petroleum Geologists: 377-394.
- Phleger, F. B. (1965). Depth patterns of benthonic Foraminifera in the Eastern Pacific. En: Sears, M. (Ed.) *Progress in Oceanography Vol. 3*. Oxford (Pergamon), pp. 273-287.
- Phleger, F. B. & Soutar, A. (1973). Production of benthic foraminifera in three east Pacific oxygen minima. *Micropaleontology*, 19(1):110-115.
- Pichardo H., H. (2001). La Comisión Científica Francesa y sus exploraciones en el territorio insular mexicano, 1864-1867. *Política y Cultura (UNAM-X)*, No. 016. Versión electrónica. Recuperado diciembre, 5, 2010.  
<http://redalyc.uaemex.mx/redalyc/pdf/267/26701605.pdf>
- Pike, J. & Kemp, A. E. S. (1996). Records of seasonal flux in Holocene laminated sediments, Gulf of California. En: Kemp, A. E. S. (Ed.) *Palaeoclimatology and Palaeoceanography of Laminated Sediments*. Geological Society Special Publication No. 116: 157-169.
- Pike, J. & Kemp, A. E. S. (1997). Early Holocene decadal-scale ocean variability recorded in Gulf of California laminated sediments. *Paleoceanography*, 12(2): 227-238.
- Pike, J. & Kemp, A. E. S. (1999). Diatom mats in Gulf of California sediments: implications for the paleoenvironmental interpretation of laminated sediments and silica burial. *Geology*, 27(4): 311-314.
- Prave, A.R. & Duke, W.L. (1990). Small-scale hummocky cross stratification in turbidites: a form of antidune stratification? *Sedimentology* 37, 531-539

- Pride, C. J. (1997). *An evaluation and application of paleoceanographic proxies in the Gulf of California*. Ph. D. Dissertation, University of South Carolina. 196 pp.
- Resig, J. M & Glenn, C. R. (2003). Sieve plates and habitat adaptation in the foraminifer *Planulina ornata*. *Pacific science*, 57(1):103-110.
- Reyes E., S. (1994). *La participación de las instituciones científicas durante la segunda mitad del siglo XIX en la problemática de las islas mexicanas del Pacífico*. Tesis de Licenciatura, Historia. Facultad de Filosofía y Letras. UNAM, 208 pp.
- Rhoads, D. C. & Morse, J. W., (1971). Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. *Lethaia*. 4(4): 413-428
- Risgaard-Petersen, N., Langezaal, A. L., Ingvarlsen, S., Schmid, M. C., Jetten, M. S. M., op den Camp, H. J., Derksen, J. W. M., Piña-Ochoa, E., Eriksson, S. P., Nielsen, L. P., Revsbech, N. P., Cedhagen, T. & van der Zwaan, G. J. (2006). Evidence for complete denitrification in a benthic foraminifer. *Nature*, 443: 93-96.
- Roden, G. I. (1964). Oceanographic aspects of the Gulf of California. En: van Andel, T. H. & Shor, G. G., Jr. (Eds.) *Marine Geology of the Gulf of California*. American Association of Petroleum Geologists Memoir No. 3, pp. 30-58.
- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M. & Lozano-Santacruz, R. (2004). El graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3): 320-334.
- Rozo-Vera, G. A. & Carreño, A. L. (1988). Distribución de foraminíferos planctónicos en sedimentos superficiales del Golfo de California. UNAM. Instituto de Geología. *Revista*, 7(2):217-225.
- Ruth, S.B. (1974). A king snake from Isla Tortuga in the Gulf of California, Mexico. *Herpetologica*, 30(1): 97-98.



- Saito, T. (1976). Geologic significance of coiling direction in the planktonic foraminifera *Pulleniatina*. *Geology*, 4(5): 305-309.
- Saint-Marc, P., Michaud, F., Mercier de Lepinay, B., Bourgois, J., Sosson, M. & Villeneuve, M. (1997). Biostratigraphy and paleoenvironment of foraminiferal assemblages from Neogene and Quaternary deep-sea sediments collected during the Nautimate cruise (Pacific Ocean, off Mexico, 18°N-21°N). Geodynamic implications. *Revue de Micropaléontologie*, 40(1): 97-111.
- Savage, J.M. & Cliff, N.S. (1954). A new snake, *Phylloshynchus arenicola*, from the Gulf of California, Mexico. *Proceedings of the Biological Society of Washington*, 67: 69-76.
- Schmidt, K.P. (1922). The amphibians and reptiles of Lower California and neighboring Islands. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, 46: 607-707.
- Schoot, W. (1935). Die Foraminiferen in den aquatorealen teil des Atlantischen Ozeanz. *Deutsche Sudpolar Exped.*, 11: 411-616.
- Seilacher, A. (1967). Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5: 413-428.
- Sellanes, J., Neira, C., Quiroga, E. & Teixidio, N. (2010). Diversity patterns along and across the Chilean margin: a continental slope encompassing oxygen gradients and methane seep benthic habitat. *Marine Ecology*, 31: 111-124.
- Sellanes, J., Quiroga, E., Neira, C., Gutiérrez, D. (2007). Changes of macrobenthos composition under different ENSO cycle condition on the continental shelf of central Chile. *Continental Shelf Research*, 27: 1002-1016.
- Sen Gupta, B. K. (2002). 1. Introduction to modern Foraminifera. En: Sen G., B. K. *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers. Great Britain, pp. 3-6.
- Sen Gupta, B. K., Lee, R. F. & May, M. S. (1981). Upwelling and an unusual assemblage of benthic foraminifera on the Northern Florida continental slope. *Journal of paleontology*, 55(4): 853-837.

- Sen Gupta, B. K. & Machain-Castillo, M. L. (1993). Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology*, 20:183-201.
- 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.
- Shaw, C.E. (1945). The chuckwalla genus *Sauromalus*. *Transactions of the San Diego Society of Natural History*, 10(15): 269-306.
- Slevin, J. R. (1923). Expedition of the California Academy of Sciences to the Gulf of California in 1921: General Account. *Proceedings of the California Academy of Sciences 4<sup>th</sup> series*, 12(6): 55-72.
- Smallwood, B. J., Wolff, G. A., Smith, C. R., Hoover, D., Gage, J. D. & Patience, A. (1999). Megafauna can control the quality of organic matter in marine sediments. *Naturwissenschaften*, 86: 320-324.
- Smith, C. R. & Hamilton, S. C. (1983). Epibenthic megafauna of a bathyal basin off southern California: patterns of abundance, biomass and dispersion. *Deep-Sea Research*, 30: 907-928.
- Smith, C. R., Levin, L. A., Hoover, D. J. & McMurtry, G. (2000). Variations in bioturbation across the oxygen minimum zone in the northwest Arabian Sea. *Deep-Sea Research II*, 47: 227-257.
- Smith, J. T. (1991). Cenozoic marine mollusks and paleogeography of the Gulf of California. En: Dauphin, J. P. & Simoneit, B. R. T. (Eds.) *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 47. AAPG. Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 637-666.
- Smith, R. K. & Buzas, M. A. (1986). Microdistribution of Foraminifera in a single bed of the Monterey Formation, Monterey County, California. *Smithsonian contributions to Paleobiology*, 60, 33 pp.



- Soule, M. & Sloan, A. J. (1966). Biogeography and distribution of the reptiles and amphibians on islands in the Gulf of California, Mexico. *Transactions of the San Diego Society of Natural History*, 14: 137-156.
- Sowerby, G. B. (1825). A catalogue of the shells contained in the collection of the late Earl of Tankerville: arranged according to the Lamarckian conchological system together with an appendix, containing descriptions of many new species. Appendix: xxi.
- Sowerby, G. B. (1833). *Characters of new species of Mollusca and Conchifera collected by Mr. Cuming*. Proceedings of the Zoological Society of London. Part I. p. 21
- Staines-Urias, F. & Douglas, R. G. (2009). Environmental and intraspecific dimorphism effects on the stable isotope composition of deep-sea benthic foraminifera from the Southern Gulf of California, Mexico. *Marine Micropaleontology*, 71 (1-2): 80-95.
- Staines-Urias, F., Douglas, R. G. & Gorsline, D. S. (2009). Oceanographic variability in the southern Gulf of California over the past 400 years: evidence from faunal and isotopic records from planktonic foraminifera. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 284 (3-4): 337-354.
- Stainforth, R. M., Lamb, J. L., Luterbacher, H., Beard, J. H. & Jeffords, R. M. (1975). Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. *The University of Kansas paleontological contributions*, Article 62: 1-425.
- Stramma, L., Johnson, G. C., Sprintall, J. & Mohrholz, V. (2008). Expanding Oxygen-Minimum Zones in the Tropical Oceans. *Science*, 320:655-658.
- Streeter, S. S. (1972). Living benthonic foraminifera of the Gulf of California, a factor analysis of Phleger's (1964) data. *Micropaleontology*, 18(1):64-73.
- Terrazas, B. M. (1990). *Los intereses norteamericanos en el noroeste de México. La gestión diplomática de Thomas Corwin 1861-1864*. Instituto de Investigaciones Históricas, UNAM. Serie de Historia Moderna y Contemporánea No. 22, 130 pp.

- Terrazas, B. M. (1995). *En busca de una nueva frontera. Baja California en los proyectos expansionistas norteamericanos 1846-1853*. Instituto de Investigaciones Históricas, UNAM. Serie de Historia Moderna y Contemporánea No. 25, 161 pp.
- Thiede, J. (1975). Distribution of foraminifera in surface waters of a coastal upwelling area. *Nature*, 253: 712-714.
- Thompson, J. B., Mullins, H. T., Newton, C. R. & Vercoutare, T. (1985). Alternative biofacies model for dysaerobic communities. *Lethaia* 18, 167-179.
- Thunell, R., Pride, C., Tappa, E. & Muller-Karger, F. (1994). Biogenic silica fluxes and accumulation rates in the Gulf of California. *Geology*, 22:303-306.
- Thunell, R., Pride, C., Tappa, E. & Muller-Karger, F. (1993). Varve formation in the Gulf of California: insights from time series sediment trap sampling and remote sensing. *Quaternary Science Reviews*, 12: 451-464.
- Thunell, R., Pride, C., Tappa, E., Muller-Karger, F., Sancetta, C. & Murray, D. (1992). Seasonal sediment fluxes and varve formation in the Gulf of California. En: Sarnthein, M. Thunell, R., Pride, C., Tappa, E. & Muller-Karger, F. (1994). Biogenic Silica fluxes and accumulation rates in the Gulf of California. *Geology*, 22: 303-306.
- Todaro, M. A., Bernhard, J. M. & Hummon, W. D. 2000. A new species of *Urodasys* (Gastrotricha, Macrotrichida) from dysoxic sediments of the Santa Barbara Basin (California, USA). *Bulletin of Marine Science*. 66: 467-476.
- Tyson, R. V. & Pearson, T. H. (1991). Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. En: Tyson, R. V. & Pearson, T. H. (Eds). *Modern and ancient continental shelf anoxia*. Geological Society Special Publication 58, pp.1-24.
- Ujiié, Y., Garidel-Thoran, T., Watanabe, S., Wiebe, P. & De Vargas, C. (2010). Coiling dimorphism within a genetic type of the planktonic foraminifer *Globorotalia truncatulinoides*. *Marine Micropaleontology*, 77:145-153.



- Umhoefer, P. J., Dorsey, R. J., Renne, P. (1994). Tectonics of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico and evolution of the Gulf of California. *Geology*, 22: 649-652.
- Umhoefer, P. J., Dorsey, R. J., Willsey, S., Mayer, L. & Renne, P. (2001). Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California sur, Mexico. *Sedimentary Geology*. 144: 125-147.
- Umhoefer, P. J., Schwennicke, T., Del Margo, M. T., Ruiz-Geraldo, G. Ingle, J. C. Jr. & McIntosh, W. (2007). Transtensional 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.
- United States Hydrographic Office. (1887). *The west coast of Mexico and Central America, from the boundary line between the United States and Mexico to Panama, including The Gulf of California*. Washington. Government Printing office. No. 84. 135 pp.
- United States Hydrographic Office. (1893). Roy, R. (Comp.) *West Coast of Mexico and Central America from the United States to Panama, including the Gulf of California and Panama*. Washington. Government Printing office.
- Valdez-Hernández, M. (2010). *Los foraminíferos bentónicos de la Cuenca Farallón, Golfo de California y sus implicaciones paleoambientales*. Tesis de Licenciatura, Biología. Facultad de Ciencias UNAM, 81 pp.
- Van Andel, T. H. & Shor, G. G. Jr. (1964). Preface. En: *Marine Geology of the Gulf of California, A Symposium Memoir No. 3*. The American Association of Petroleum Geologists: 1-2.
- Van der Zwaan, G. J., Jorissen, F. J. & Stigter, H. C. (1990). The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: Constraints and applications. *Marine Geology*, 95: 1-16.
- Van Geen, A., Zheng, Y., Bernhard, J. M., Cannariato, K. G., Carriquiry, J., Dean, W. E., Eakins, B. W., Ortiz J. D. & Pike, J. (2003). On the preservation of laminated

- sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography*, 18(4): 1098.
- Van Hinsbergen, D. J. J. , Kouwenhoven, T. J. van der Zwaan. (2005). Paleobathymetry in the backstripping procedure: Correction for oxygenation effects on depth estimates. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 221:245-265.
- Venegas, M. (1757). *Noticia de la California y de su conquista temporal y espiritual hasta el tiempo presente, sacada de la historia manuscrita formada en México año de 1739 por el padre Miguel Venegas de la Compañía de Jesús y de otras noticias y relaciones antiguas y modernas. Añadida de algunos mapas particulares y uno general de la América Septentrional, Asia Oriental y Mar del Sur....*, Madrid, Vda. De Manuel Fernández y Supremo Consejo de la Inquisición. Tomo 1, p. 26.
- Wejnert, K. E., Pride, C. J. & Thunell, R. C. (2010). The oxygen isotope composition of planktonic foraminifera from the Guaymas Basin, Gulf of California: seasonal, annual and interspecies variability. *Marine Micropaleontology*, 74:29-37.
- Wheeler, L.C. (1936). Revision of the *Euphorbia polycarpa* group of the southwestern United States and adjacent Mexico: a preliminary treatment. *Bulletin of the Torrey Botanical Club*, 63(7): 397-416; 63(8): 429- 450.
- Winter, C. J. & Pearson, P. N. (2001). Coiling directions in some Miocene planktonic foraminifera. *Journal of Micropaleontology*, 20:29-30.
- Wishner, K. F., Ashjian, J., Gelfman, C., Gowing, M. M., Kann, L., Levin, L. A., Mullineaux, L. & Saltzman, J. (1995). Pelagic and benthic ecology of the lower interface of the Eastern Tropical Pacific oxygen minimum zone. *Deep-Sea Research*, 42: 93-115.
- Wyrтки, K. (1962). The oxygen minima in relation to ocean circulation. *Deep-Sea Research*, 9: 11-23.
- 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.





## 10. Apéndice

Listado de especies bentónicas y planctónicas correspondientes a la Sección Isla Monserrat, localidad IGM 3694. Las siglas IGM-Mi son las empleadas en la Colección de Micropaleontología, del Museo de Paleontología María del Carmen Perrilliat Montoya, Instituto de Geología, UNAM.

Número asignado en la Colección de Micropaleontología	Especie	Muestra	Lámina	Figuras
IGM-1318-Mi	<i>Amphistegina gibbosa</i> d'Orbigny, 1839	IMN2	4	1
IGM-1319-Mi	<i>Angulogerina carinata</i> Cushman, 1927	IMN1	4	2
IGM-1320-Mi	<i>Angulogerina hughesi</i> (Galloway & Wissler, 1927)	IMN5	4	3
IGM-1321-Mi	<i>Bermudezinella riveroi</i> (Bermúdez, 1939)	IMN1	-----	
IGM-1322-Mi	<i>Bolivina churchi</i> Kleinpell & Tipton, 1980	IMN8	4	4
IGM-1323-Mi	<i>Bolivinellina seminuda</i> (Cushman, 1911)	IMN1	4	5
IGM-1324-Mi	<i>Brizalina argentea</i> (Cushman, 1926)	IMN1	4	6
IGM-1325-Mi	<i>Brizalina interjuncta</i> (Cushman, 1926)	IMN1	4	7a
IGM-1326-Mi	<i>Brizalina subadvena</i> (Cushman, 1926)	IMN1	4	8
IGM-1327-Mi	<i>Bulimina denudata</i> (Cushman & Parker, 1938)	IMN9	4	9
IGM-1328-Mi	<i>Bulimina marginata</i> d'Orbigny, 1826	IMN1	4	10
IGM-1433-Mi	<i>Buliminella basispinata</i> Stewart & Stewart, 1930	IMN7	-----	
IGM-1329-Mi	<i>Buliminella curta</i> Cushman, 1925	IMN1	4	11
IGM-1330-Mi	<i>Buliminella curta curta</i> Seiglie, 1969	IMN1	4	12
IGM-1331-Mi	<i>Buliminella tenuata</i> (Cushman, 1927)	IMN1	4	13
IGM-1332-Mi	<i>Cancris auriculus</i> (Fichtel & Moll, 1798)	IMN2	4	14a
IGM-1333-Mi	<i>Cancris carmenensis</i> Natland, 1950	IMN7	4	15a
IGM-1334-Mi	<i>Cassidulina corbyi</i> Cushman & Hughes, 1925	IMN1	4	16



IGM-1335-Mi	<i>Cassidulina limbata</i> Cushman & Hughes, 1925	IMN3	4	17
IGM-1336-Mi	<i>Cassidulina pulchella</i> d'Orbigny, 1839	IMN10	4	18
IGM-1337-Mi	<i>Cassidulina translucens</i> Cushman & Hughes, 1925	IMN15	4	19
IGM-1338-Mi	<i>Cassidulinella pliocenica</i> Natland, 1940	IMN1	4	20
IGM-1339-Mi	<i>Cibicides gallowayi</i> Cushman & Valentine, 1930	IMN3	4	21
IGM-1340-Mi	<i>Cibicides lobatulus</i> (Walker & Jacob, 1798)	IMN9	4	22
IGM-1341-Mi	<i>Cibicides mckannai</i> Galloway & Wissler, 1927	IMN1	5	1
IGM-1342-Mi	<i>Dyocibicides biserialis</i> Cushman & Valentine, 1930	IMN7	----	
IGM-1343-Mi	<i>Elphidium articulatum</i> d'Orbigny, 1839	IMN 7	----	
IGM-1344-Mi	<i>Elphidium granti</i> Kleinpell, 1938	IMN1	5	2
IGM-1345-Mi	<i>Elphidium macellum</i> (Fichtel & Moll, 1798)	IMN1	5	3
IGM-1346-Mi	<i>Euloxostomum instabile</i> (Cushman & McCulloch, 1942)	IMN2	----	
IGM-1372-Mi	<i>Galliherina uvigerinaformis</i> (Cushman & Kleinpell, 1934)	IMN1	5	5
IGM-1373-Mi	<i>Gavelinopsis campanulata</i> (Galloway & Wissler, 1927)	IMN1	----	
IGM-1374-Mi	<i>Globigerina bulloides bulloides</i> d'Orbigny, 1826	IMN1	1	1a
IGM-1375-Mi	<i>Globigerina bulloides</i> <i>quadrilatera</i> Galloway & Wissler, 1927	IMN1	1	2a y 2b
IGM-1376-Mi	<i>Globigerinella aequilateralis</i> (Brady, 1879)	IMN15	----	
IGM-1377-Mi	<i>Globigerinita glutinata</i> (Egger, 1893)	IMN1	1	3a y 3b
IGM-1378-Mi	<i>Globigerinita uoula</i> (Ehrenberg, 1861)	IMN9	----	
IGM-1379-Mi	<i>Globigerinoides sacculifer</i> (Brady, 1877)	IMN1	1	6a y 6b
IGM-1380-Mi	<i>Globigerinoides ruber</i> (d'Orbigny, 1839)	IMN1	1	5a y 5b
IGM-1381-Mi	<i>Globigerinoides quadrilobatus</i>	IMN1	1	4a y 4b

	(d'Orbigny, 1846)			
IGM-1382-Mi	<i>Globobulimina ovula</i> (d'Orbigny, 1839)	IMN1	5	6
IGM-1383-Mi	<i>Globorotalia crassaformis crassaformis</i> (Galloway & Wissler, 1927)	IMN15	1	7a y 7b
IGM-1384-Mi		IMN15	1	7c
IGM-1385-Mi		IMN15	-----	
IGM-1386-Mi	<i>Globorotalia tumida tumida</i> (Brady, 1877)	IMN1	1	
IGM-1387-Mi		IMN1	1	
IGM-1388-Mi		IMN1	1	
IGM-1389-Mi	<i>Globorotalia ungulata</i>	IMN1	2	2b
IGM-1390-Mi	Bermudez, 1960	IMN1	2	2a, 2c
IGM-1391-Mi	<i>Guttulina quinquecosta</i> Cushman & Ozawa, 1930	IMN4	-----	
IGM-1392-Mi	<i>Gyroidina rothwelli</i> Natland, 1950	IMN1	5	7a
IGM-1393-Mi	<i>Hansenisca soldanii</i> (d'Orbigny, 1826)	IMN1	5	8a y 8b
IGM-1394-Mi	<i>Hanzawaia nitidula</i> (Bandy, 1953)	IMN1	5	9a
IGM-1395-Mi	<i>Islandiella californica</i> (Cushman & Hughes, 1925)	IMN9	-----	
IGM-1396-Mi	<i>Loxostomum pseudobeyrichi</i> Cushman, 1926	IMN1	5	10
IGM-1397-Mi	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (d'Orbigny, 1839)	IMN1	2	4g, 4h
IGM-1398-Mi	<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (Ehrenberg, 1861)	IMN1	2	5a,5b
IGM-1399-Mi	<i>Neogloboquadrina acostaensis</i> (Blow, 1959)	IMN15	2	3a y 3b
IGM-1400-Mi	<i>Nodogenerina advena</i> Cushman & Laiming, 1931	IMN1	5	11
IGM-1401-Mi	<i>Orbulina universa</i> d'Orbigny, 1839	IMN1	3	1
IGM-1402-Mi	<i>Planorbulina acerovalis</i> Brady, 1884	IMN 5	5	4
IGM-1403-Mi	<i>Planulina ariminiensis</i> d'Orbigny, 1826	IMN4	5	12
IGM-1404-Mi	<i>Planulina ornata</i> (d'Orbigny, 1839)	IMN1	5	13
IGM-1405-Mi	<i>Planulinoides biconcava</i>	IMN1	5	14



	(Jones & Parker, 1862)			
IGM-1406-Mi	<i>Proxifrons advena</i> (Cushman, 1923)	IMN1	5	15
IGM-1407-Mi	<i>Pseudoparrella bradyana</i> (Cushman, 1927)	IMN1	5	16
IGM-1408-Mi	<i>Pseudoparrella subperuviana</i> (Cushman, 1926)	IMN1	5	17
IGM-1409-Mi	<i>Pullenia quinqueloba</i> (Reuss, 1851)	IMN4	5	18
IGM-1410-Mi	<i>Pulleniatina primalis</i> Banner & Blow, 1967	IMN1	3	3a
IGM-1411-Mi	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> (d'Orbigny, 1865)	IMN5	3	2a
IGM-1412-Mi	<i>Reusella spinulosa</i> (Reuss, 1850)	IMN5	5	19
IGM-1413-Mi	<i>Sigmoilinita tenuis</i> (Czjzek, 1848)	IMN1	6	1
IGM-1414-Mi	<i>Suggrunda eckisii</i> Natland 1950	IMN1	6	2
IGM-1415-Mi	<i>Takanayagia delicata</i> (Cushman, 1927)	IMN1	6	3
IGM-1416-Mi	<i>Textularia lateralis</i> Lalicker, 1935	IMN1	6	4
IGM-1417-Mi	<i>Uvoigerina excellens</i> Todd, 1948	IMN1	6	5
IGM-1418-Mi	<i>Valvulina inflata</i> d'Orbigny, 1839	IMN1	6	6
IGM-1419-Mi	<i>Virgulina californiensis</i> Cushman, 1925	IMN1	6	7
IGM-1420-Mi	<i>Fisurina sp.</i>	IMN2	6	9
IGM-1421-Mi	<i>Lagena sp.</i>	IMN1	6	10
IGM-1422-Mi	<i>Polymorphina sp.</i>	IMN1	6	13
IGM-1423-Mi	<i>Buliminella basispinata</i> Stewart & Stewart, 1930	IMN7	6	8a y 8b
IGM-1424-Mi	<i>Planulina ornata</i> (d'Orbigny, 1839)	IMN1	5	-----
IGM-1425-Mi	<i>Hanzawaia nitidula</i> (Bandy, 1953)	IMN1	5	9b
IGM-1426-Mi	<i>Lagena spp.</i>	IMN1	6	11
IGM-1427-Mi	<i>Lagena spp.</i>	IMN1	6	12
IGM-1428-Mi	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (d'Orbigny, 1839)	IMN1	2	4i
IGM-1429-Mi	<i>Neogloboquadrina</i> <i>pachyderma</i> (Ehrenberg, 1861)	IMN1	2	6a, 6b

IGM-1430-Mi	<i>Brizalina interjuncta</i> (Cushman, 1926)	IMN1	4	7b
IGM-1431-Mi	<i>Brizalina interjuncta</i> (Cushman, 1926)	IMN1	4	7c
IGM-1432-Mi	<i>Globigerina bulloides bulloides</i> d'Orbigny, 1826	IMN1	1	1b
IGM-1433-Mi	<i>Buliminella basispinata</i> Stewart & Stewart, 1930	IMN7	-----	-----
IGM-1434-Mi	<i>Cancris auriculus</i> (Fichtel & Moll, 1798)	IMN2	4	14b
IGM-1435-Mi	<i>Cancris auriculus</i> (Fichtel & Moll, 1798)	IMN2	4	14c
IGM-1436-Mi	<i>Cancris carmenensis</i> Natland, 1950	IMN7	4	15b
IGM-1437-Mi	<i>Globorotalia tumida tumida</i> (Brady, 1877)	IMN1	1	10b
IGM-1438-Mi	<i>Globorotalia tumida tumida</i> (Brady, 1877)	IMN1	2	1
IGM-1439-Mi	<i>Globorotalia tumida tumida</i> (Brady, 1877)	IMN1	-----	
IGM-1440-Mi	<i>Globorotalia tumida tumida</i> (Brady, 1877)	IMN1	-----	
IGM-1441-Mi	<i>Globorotalia tumida tumida</i> (Brady, 1877)	IMN1	-----	
IGM-1442-Mi	<i>Gyroidina rothwelli</i> Natland, 1950	IMN1	5	7b
IGM-1443-Mi	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (d'Orbigny, 1839)	IMN1	2	4a
IGM-1444-Mi	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (d'Orbigny, 1839)	IMN1	2	4b
IGM-1445-Mi	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (d'Orbigny, 1839)	IMN1	2	4c
IGM-1446-Mi	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (d'Orbigny, 1839)	IMN1	2	4d
IGM-1459-Mi	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (d'Orbigny, 1839)	IMN1	2	4e
IGM-1460-Mi	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (d'Orbigny, 1839)	IMN1	2	4f
IGM-1461-Mi	<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (d'Orbigny, 1839)	IMN1	2	4j
IGM-1462-Mi	<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> (d'Orbigny, 1865)	IMN5	3	2b, 2c
IGM-1463-Mi	<i>Pulleniatina primalis</i> Banner & Blow, 1967	IMN1	3	3b



# **Láminas**

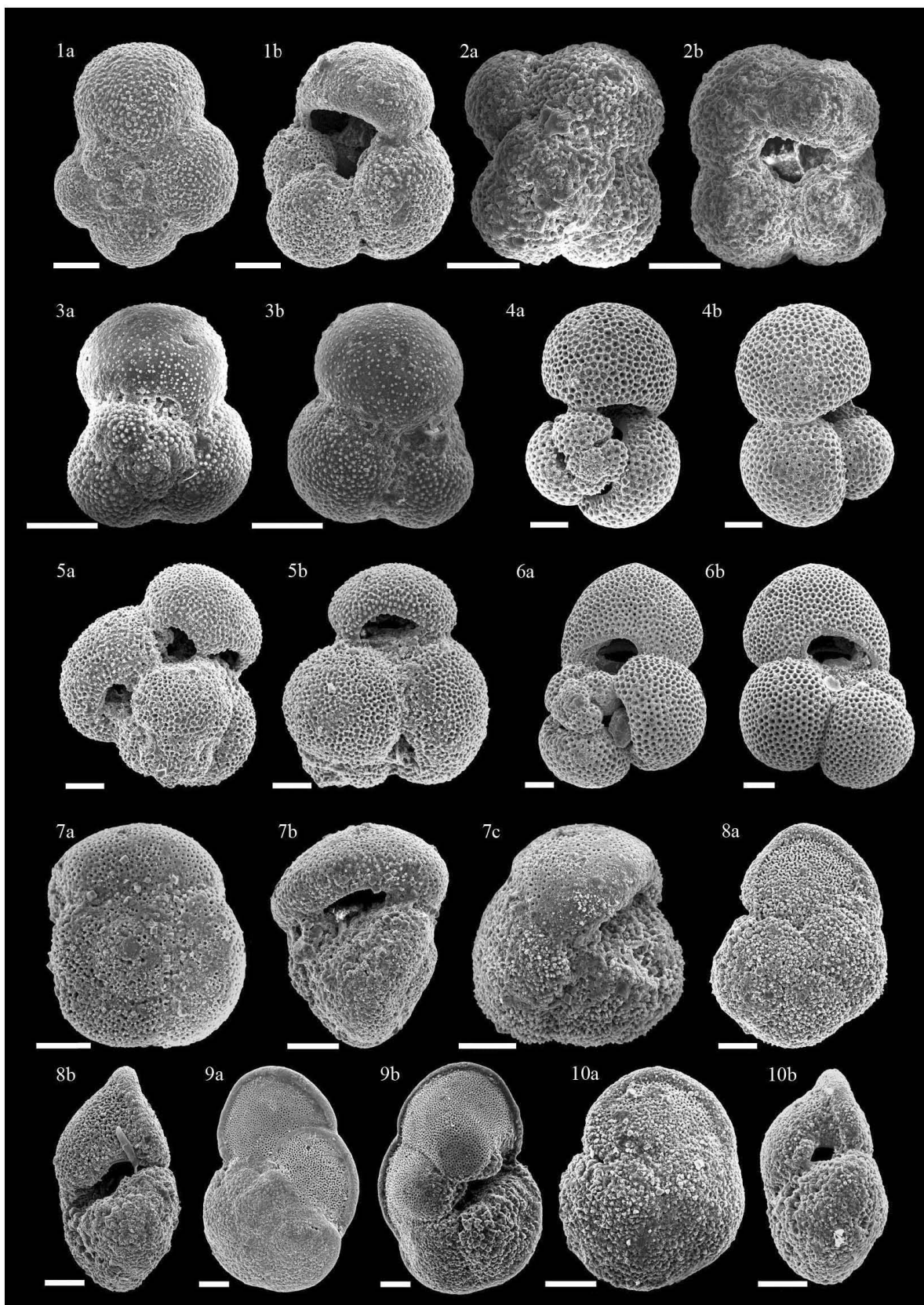




## Lámina 1

Foraminíferos planctónicos presentes en la sección Isla Monserrat, Formación Carmen, localidad IGM 3694.

1. *Globigerina bulloides bulloides* d'Orbigny, 1826, (a) vista espiral; (b) vista umbilical.
2. *Globigerina bulloides quadrilatera* Galloway & Wissler, 1927, (a) vista espiral; (b) vista umbilical.
3. *Globigerinita glutinata* (Egger, 1893), (a) vista espiral; (b) vista umbilical.
4. *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orbigny, 1846), (a) vista espiral (b) vista umbilical.
5. *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny, 1839), (a) vista espiral; (b) vista umbilical.
6. *Globigerinoides sacculifer* (Brady, 1877), (a) vista espiral; (b) vista umbilical.
7. *Globorotalia crassaformis crassaformis* (Galloway & Wissler, 1927), (a) vista espiral; (b) vista apertural; (c) vista umbilical.
8. *Globorotalia tumida tumida* (Brady, 1877), (a) vista espiral; (b) vista apertural.
9. *Globorotalia tumida tumida* (Brady, 1877), (a) vista espiral, (b) vista umbilical.
10. *Globorotalia tumida tumida* (Brady, 1877), ejemplar juvenil, (a) vista espiral; (b) vista apertural.

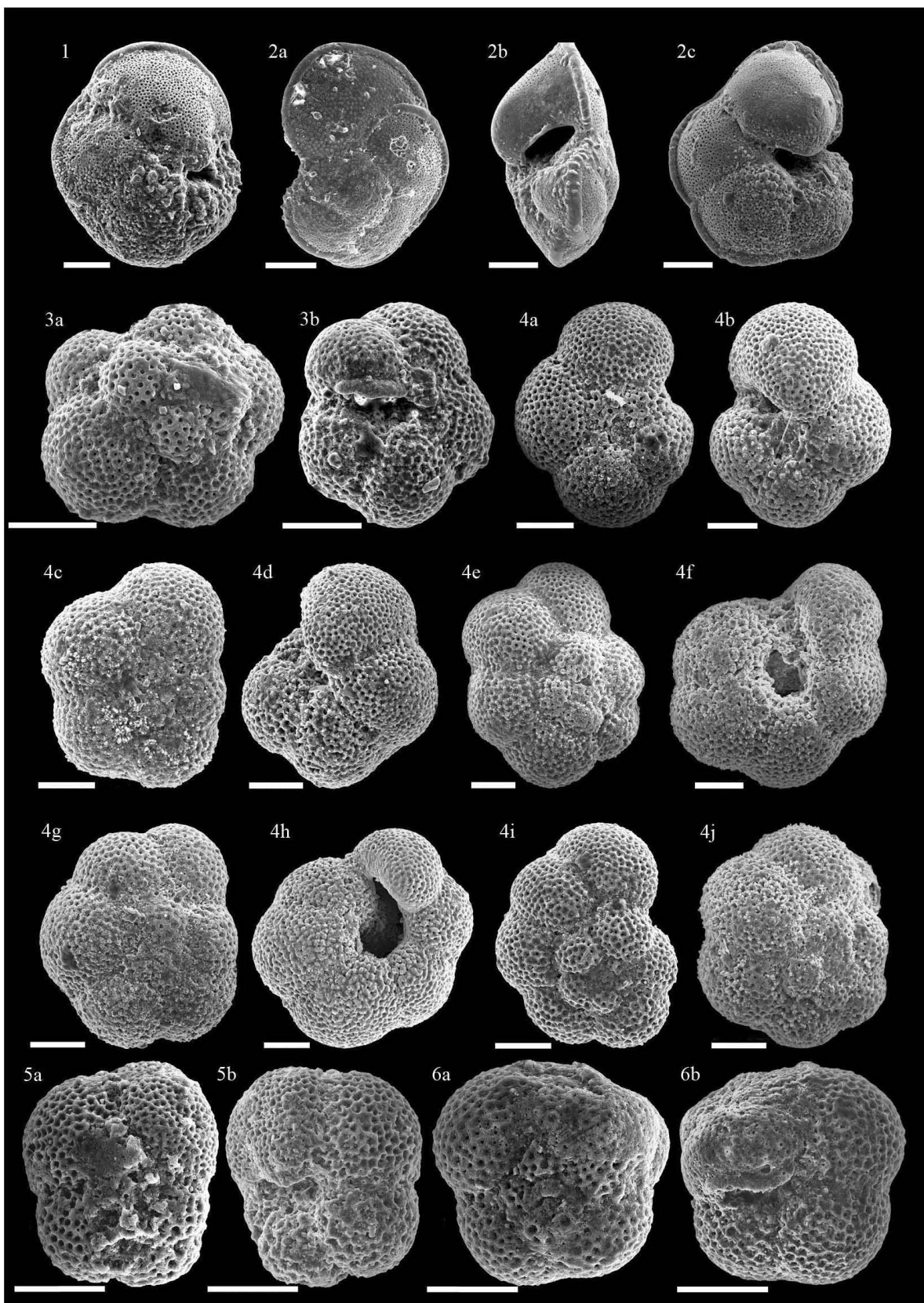




## Lámina 2

Foraminíferos planctónicos presentes en la sección Isla Monserrat, Formación Carmen, localidad IGM 3694.

1. *Globorotalia tumida tumida* (Brady, 1877), ejemplar juvenil, vista umbilical.
2. *Globorotalia ungulata* Bermudez, 1960, (a) vista espiral; (b) vista apertural; (c) vista umbilical.
3. *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow, 1959), (a), vista espiral; (b) vista umbilical.
4. *Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny, 1839), (a) ejemplar con cuatro cámaras vista espiral; (b) ejemplar con cuatro cámaras vista umbilical; (c) ejemplar con cinco cámaras, vista espiral; (d) ejemplar con cinco cámaras vista umbilical; (e) ejemplar con seis cámaras vista espiral; (f) ejemplar con seis cámaras vista umbilical; (g) ejemplar con seis cámaras vista espiral; (h) ejemplar con seis cámaras vista umbilical; (i) ejemplar con 6 y media cámaras, vista espiral; (j) ejemplar con siete cámaras, vista espiral.
5. *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861), (a) vista espiral; (b) vista umbilical.
6. *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg, 1861), ejemplar kummeriforme, (a) vista espiral; (b) vista umbilical.

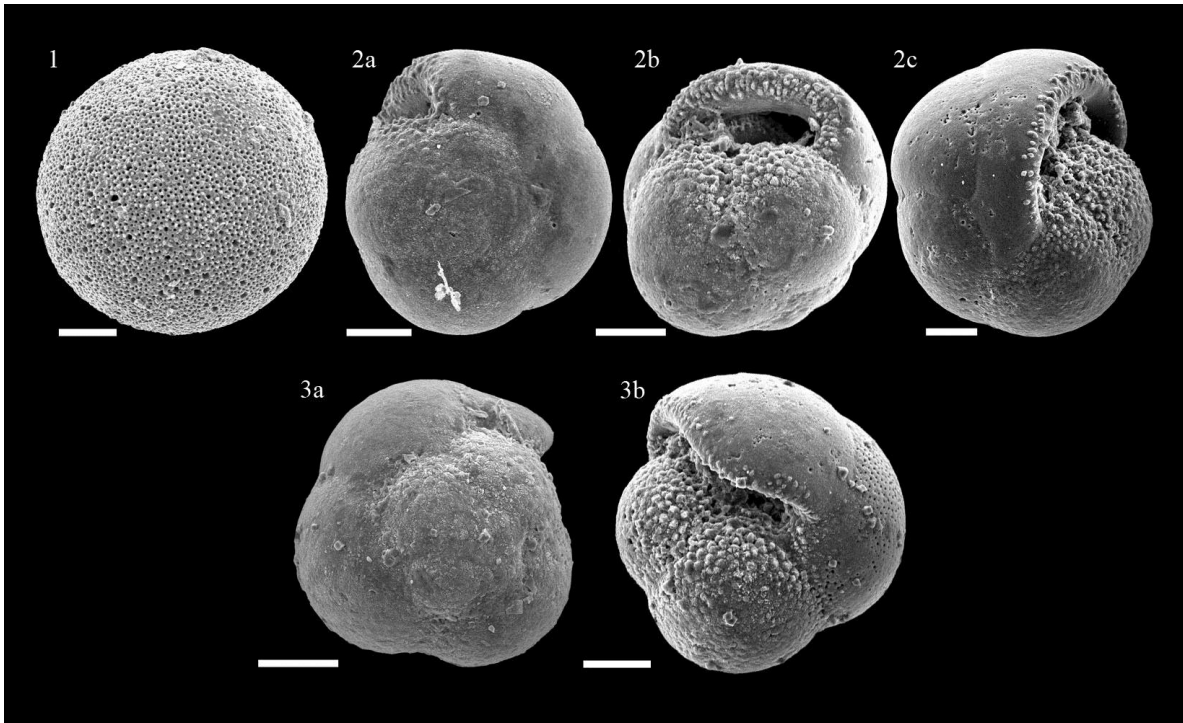




### Lámina 3

Foraminíferos planctónicos presentes en la sección Isla Monserrat, Formación Carmen, localidad IGM 3694.

1. *Orbulina universa* d'Orbigny, 1839.
2. *Pulleniatina obliquiloculata* (d'Orbigny, 1865), (a) vista espiral; (b) vista apertural; (c) vista umbilical.
3. *Pulleniatina primalis* Banner & Blow, 1967, (a) vista espiral; (b) vista umbilical.



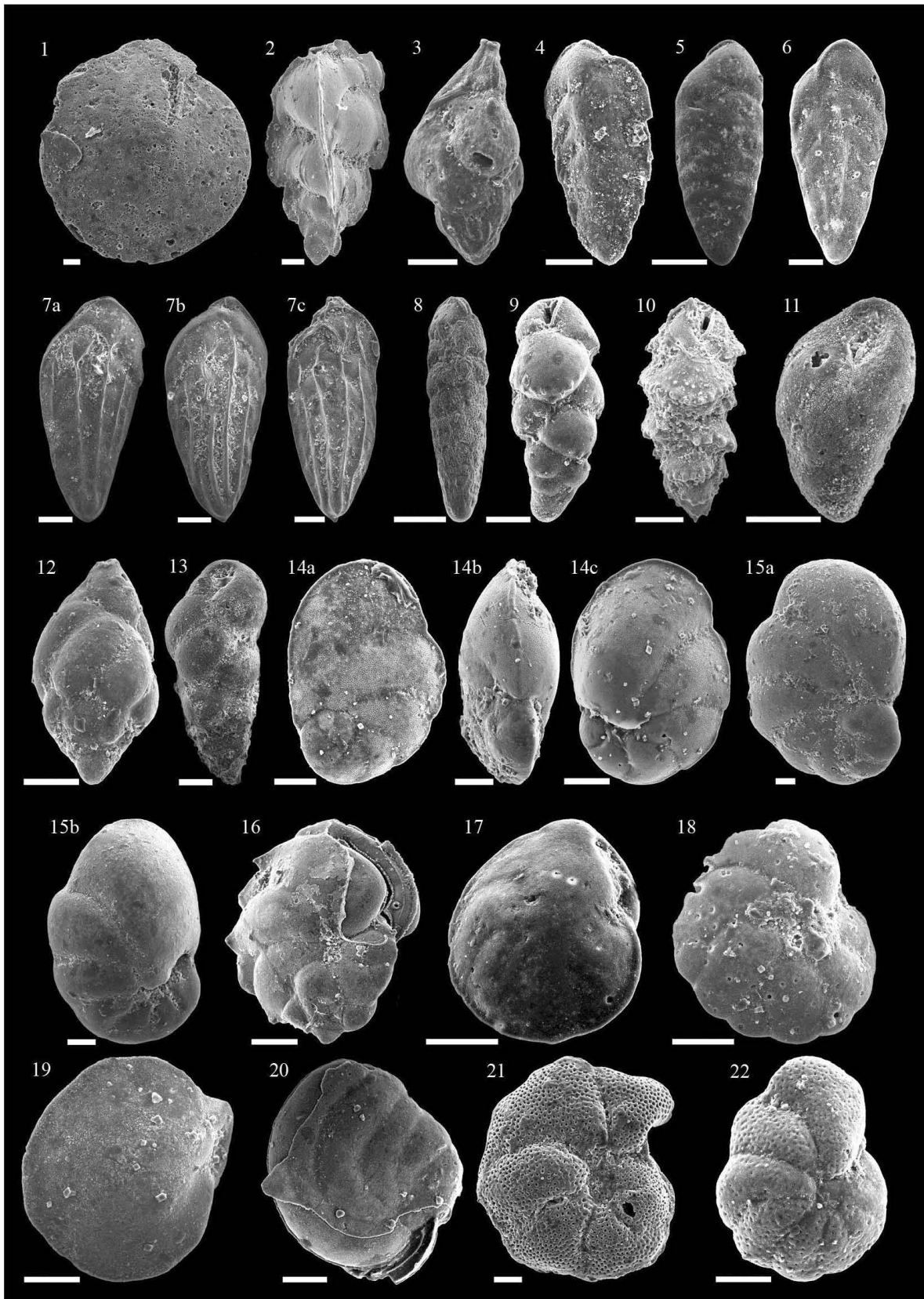


#### Lámina 4

Foraminíferos bentónicos presentes en la sección Isla Monserrat, Formación Carmen, localidad IGM 3694.

1. *Amphistegina gibbosa* d'Orbigny, 1839, vista lateral.
2. *Angulogerina carinata* Cushman, 1927, vista lateral.
3. *Angulogerina hughesi* (Galloway & Wissler, 1927), vista lateral.
4. *Bolivina churchi* Kleinpell & Tipton, 1980, vista lateral.
5. *Bolivinellina seminuda* (Cushman, 1911), vista lateral.
6. *Brizalina argentea* (Cushman, 1926), vista lateral.
7. *Brizalina interjuncta* (Cushman, 1926), vista lateral, (a) ejemplar con costillas centrales suavizadas y costillas laterales incipientes; (b) con costillas centrales y laterales más definidas; (c) con costillas centrales y laterales bien definidas, y espina apical.
8. *Brizalina subadvena* (Cushman, 1926), vista lateral.
9. *Bulimina denudata* (Cushman & Parker, 1938), vista lateral
10. *Bulimina marginata* d'Orbigny, 1826, vista lateral.
11. *Buliminella curta* Cushman, 1925, vsta latera.
12. *Buliminella curta curta* Seiglie, 1969, vista lateral.
13. *Buliminella tenuata* (Cushman, 1927)
14. *Cancris auriculus* (Fichtel & Moll, 1798), (a) vista espiral, (b) vista apertural; (c) vista umbilical.
15. *Cancris carmenensis* Natland, 1950, (a) vista espiral; (b) vista umbilical.
16. *Cassidulina corbyi* Cushman & Hughes, 1925, vista lateral.
17. *Cassidulina limbata* Cushman & Hughes, 1925, vista lateral.
18. *Cassidulina pulchela* d'Orbigny, 1839, vista lateral.
19. *Cassidulina translucens* Cushman & Hughes, 1925, vista lateral.
20. *Cassidulinella pliocenica* Natland, 1940, vista lateral.
21. *Cibicides gallowayi* Cushman & Valentine, 1930, vista espiral.
22. *Cibicides lobatulus* (Walker & Jacob, 1798), vista espiral.





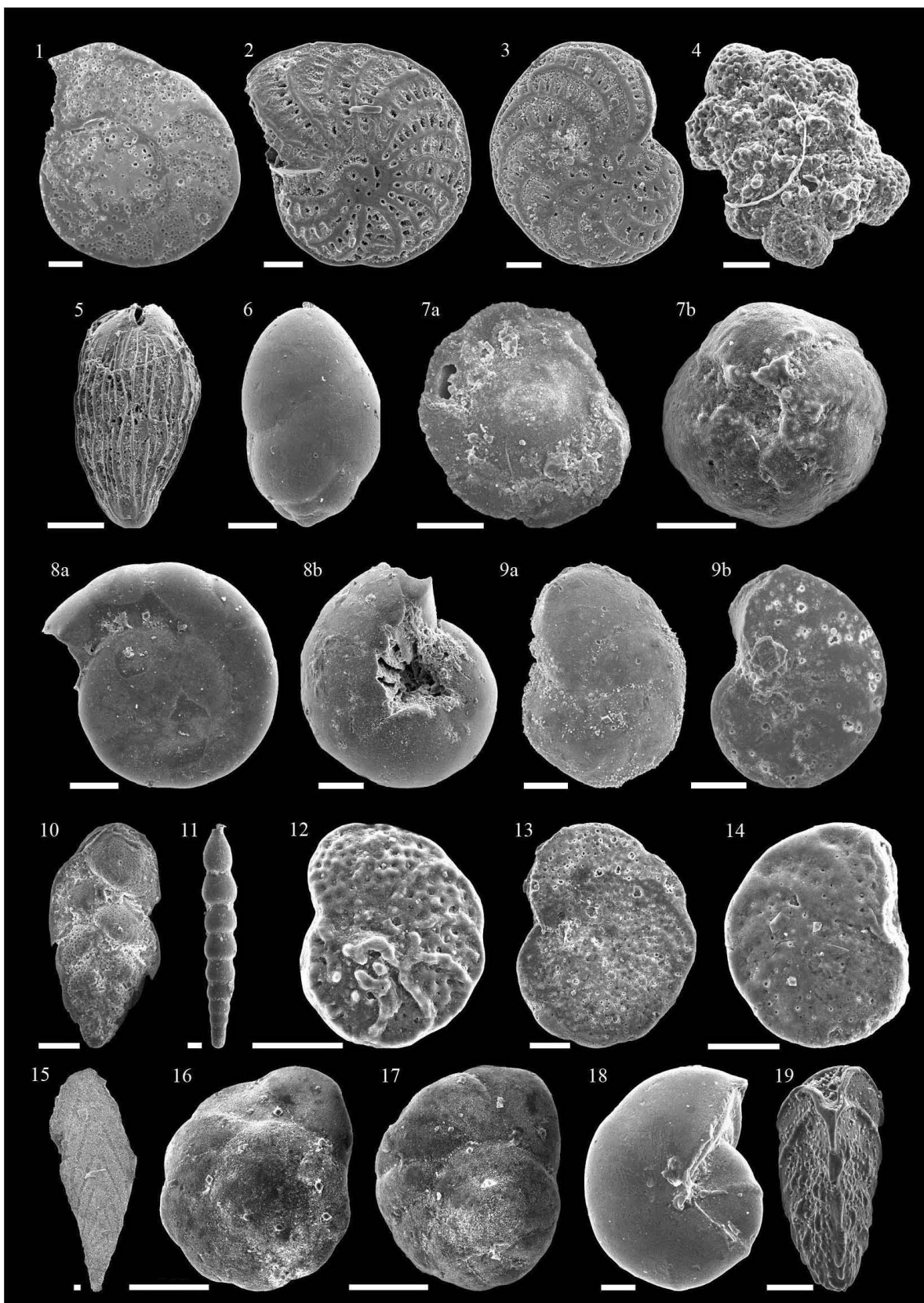




## Lámina 5

Foraminíferos bentónicos presentes en la sección Isla Monserrat, Formación Carmen, localidad IGM 3694.

1. *Cibicides mckannai* Galloway & Wissler, 1927, vista espiral.
2. *Elphidium granti* Kleinpell, 1938, vista lateral.
3. *Elphidium macellum* (Fichtel & Moll, 1798), vista lateral.
4. *Planorbulina aceroalis* Brady, 1884 vista espiral.
5. *Gallihierina uvigerinaformis* (Cushman & Kleinpell, 1934), vista lateral.
6. *Globobulimina ovula* (d'Orbigny, 1839), vista lateral.
7. *Gyroidina rothwelli* Natland, 1950 (a) vista espiral; (b) vista umbilical.
8. *Hansenisca soldanii* (d'Orbigny, 1826), (a) vista espiral; (b) vista umbilical.
9. *Hanzawaia nitidula* (Bandy, 1953) (a) vista espiral; (b) vista umbilical.
10. *Loxostomum pseudobeyrichi* Cushman, 1926, vista lateral.
11. *Nodogenerina advena* Cushman & Laiming, 1931, vista lateral.
12. *Planorbulina ariminiensis* d'Orbigny, 1826, vista lateral.
13. *Planulina ornata* (d'Orbigny, 1839), vista lateral.
14. *Planulinoides biconcava* (Jones & Parker, 1862), vista lateral.
15. *Proxifrons advena* (Cushman, 1923), vista lateral.
16. *Pseudoparrella bradyana* (Cushman, 1927), vista espiral.
17. *Pseudoparrella subperuviana* (Cushman, 1926), vista espiral.
18. *Pullenia quinqueloba* (Reuss, 1851), vista lateral.
19. *Reusella spinulosa* (Reuss, 1850), vista lateral.





## Lámina 6

Foraminíferos bentónicos presentes en la sección Isla Monserrat, Formación Carmen, localidad IGM 3694.

1. *Sigmoilinita tenuis* (Czjzek, 1848), vista lateral.
2. *Suggrunda eckisii* Natland, 1950, vista lateral.
3. *Takanayagia delicata* (Cushman, 1927), vista lateral.
4. *Textularia lateralis* Lalicker, 1935, vista lateral.
5. *Uvigerina excellens* Todd, 1948, vista lateral.
6. *Valvulina inflata* d'Orbigny, 1839, vista espiral.
7. *Virgulina californiensis* Cushman, 1925, vista lateral.
8. *Buliminella basispinata* Stewart & Stewart, 1930 (a) vista lateral; (b) detalle de la ornamentación basal.
9. *Fisurina* sp.
10. *Lagena* sp.
11. *Lagena* sp.
12. *Lagena* sp.
13. *Polymorphina* sp.

