



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Los foraminíferos planctónicos en sedimentos del
Cuaternario Tardío en el sur del Golfo de California: Sus
implicaciones paleoceanográficas.**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

BIOLOGA

P R E S E N T A:

MAGDALENA ALVAREZ LARA



**DIRECTOR DE TESIS:
LIGIA L. PÉREZ CRUZ
2011**



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.

Datos del alumno. Apellido paterno: Apellido materno: Nombre: Teléfono: Universidad: Facultad o escuela: Carrera: Número de cuenta:	Alvarez Lara Magdalena 57-97-17-22 Universidad Nacional Autónoma de México Facultad de Ciencias Biología 302239317
Datos del tutor. Grado: Nombre(s): Apellido paterno Apellido materno:	Dra. Ligia Lucina Pérez Cruz
Datos del sinodal 1 Grado: Nombre (s): Apellido paterno: Apellido materno:	Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi
Datos del sinodal 2 Grado: Nombre (s): Apellido paterno: Apellido materno:	Dra. María Luisa Machain Castillo
Datos del sinodal 3 Grado: Nombre (s): Apellido paterno: Apellido materno:	Dra. María Adela Monrreal Gómez
Datos del sinodal 4 Grado: Nombre (s): Apellido paterno: Apellido materno:	Dr. Marcelo Aguilar Piña
Datos del trabajo escrito Título Número de páginas Año	Los foraminíferos planctónicos en sedimentos del Cuaternario Tardío en el sur del Golfo de California: Sus implicaciones paleoceanográficas. 59 2010

Dedicatoria

Amis padres:

Sra. Magdalena Lara Durán

Sr. Enrique Ramón Álvarez

y a toda mi familia por todo

su apoyo,

comprensión y cariño durante este proceso

Antonio Hernández Arellano

Agradecimientos Académicos.

Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi: por permitirme utilizar las instalaciones de la Nucleoteca. Y así como, el material de trabajo necesario para la realización de esta tesis. Además de crear un ambiente agradable de trabajo.

Dra. Ligia Pérez Cruz: por ser la guía durante este proceso y compartir conmigo su experiencia y conocimientos además de su apoyo y confianza constante.

Dra. María Adela Monreal Gómex: por haber formado parte de este taller además del apoyo para resolver muchas de las dudas en el transcurso de la elaboración de esta tesis.

Dra. María Luisa Machain: por el apoyo brindado durante la identificación de los organismos así como por facilitarme un microscopio, aceptarme en su laboratorio y por sus oportunos comentarios.

Dr. Marcelo Aguilar Peña: por aceptar revisar esta tesis así como proporcionarme las fotos de microscopía electrónica de mis bichitos.

Tec. Esp. Marcela Ugarte, Laboratorio de Análisis Integral de Muestras de Rocas, I.M.P.

Y en general a todos por la dedicación que pusieron en la revisión de esta tesis ayudando con sus comentarios y observaciones a mejorarla así como, por su apoyo y por compartir algunos de sus conocimientos y experiencia conmigo.

Este trabajo de tesis se desarrolló dentro del marco de los siguientes proyectos de investigación: CC.NACYT 81288, P.A.P.I.I.T.I.N 115206 Y P.A.P.I.I.T.I.N 107709.

Al Instituto de Geofísica por la beca otorgada para la realización de esta tesis.

Agradecimientos personales.

A Dios y a la vida por haberme dado la oportunidad de terminar este proyecto y hacer lo que más me gusta.

En especial a mi Mamá y a mi hermana Claudia sin ustedes este sueño no hubiera sido posible.

A mi gran amor: Antonio Hernández, por ser uno de mis grandes motores en la vida y por todo el amor que me has dado durante este tiempo, así como tu cariño y apoyo incondicional. No tengo palabras que puedan plasmar con exactitud todo lo que representas en mi vida, solo puedo decirte que soy una mujer muy afortunada.

A mis hermanos:

Marcos: por siempre escucharme y estar cuando te necesito, además de preparar el café todas las mañanas. A mi hermana Claudia y a su esposo Artemio por su apoyo incondicional y continuo, a Angelito por haber alegrado con su pequeña presencia la vida en la casa. A Oti por todos sus cuidados y por siempre preocuparse y estar al pendiente de mi, gracias mamá mami. Ara por el cafecito de las cuatro de la tarde y a Diegito que tanto extraño cuando me voy de crucero. A Enrique y Ramón. Ustedes y sus familias son de vital importancia en mi vida.

A mis amigos de toda la vida:

Nancy, César, Alma y Gabry: son parte de mi familia, gracias por todo el tiempo que hemos compartido desde hace más de 10 años por todo su apoyo y sus innumerables palabras de aliento, los quiero mucho, además de fiestas pijamadas etc., recuerden tenemos un viaje pendiente.

Ari, Jorge, Lolita: tenías razón amiga solo hay que ser un poco más paciente, Lolita tenemos todo un repertorio de aventuras juntas que espero que siga creciendo.

A mis lich@s.

Nata, Sol y Carmen, gracias amigas la Universidad y las fiestas no hubiera sido lo mismo sin ustedes agradezco su amistad sincera y que me seporten cuando ando de malas. *Solecite* mi chupen amigota gracias por todo tu cariño y tu amistad, fiestas, desveladas y demás.

Jesús: por adaptarme como tu hermana menor y por siempre preocuparte por mí y encontrarme una paleo tía. *Act. Víctor* por echarme perros a las 2 de la mañana en el messenger y por todas tus atenciones.

A Emmanuel, Oswaldo, Raúl, Toña, L. Antonia, Pencha, Rená, Vladimir, Paty, Lau, Alicia, Luis, Alberto, Arturo, Ramiro a mi *Fabi* gracias amigos por toda su buena vibra y por todos los super momentos y a todos los que me faltan, mis pequeños lombicitos.

A mis compañeros del lab.: *Dany, Gla, Angel, Lau, Paty, Toñita, Richard, Mary, Lety*, fue un placer trabajar con ustedes espero que esta amistad perdure y este plagada de momentos satisfactorios como lo ha sido hasta el momento. *Gracias chic@s* me la pase muy bien todo el tiempo que estuvimos en la nuclea, creo que formamos un grupo de trabajo como pocos. *A los tolerin:* *Aló, Hugo, Edgar, Manuel, Profelario*, espero que cumplan todas sus metas de manera satisfactoria.

Honor y Gloria México U.N.A.M

ÍNDICE

Resumen.

Introducción.

Objetivos.

CAPÍTULO I: ANTECEDENTES.

Biología de los Foraminíferos Planctónicos.

Clasificación taxonómica1

Nutrición.1

Reproducción.2

Morfología de los foraminíferos planctónicos.

Testa.4

Tipos de paredes de los foraminíferos.4

Poros6

Ornamentación.6

Abertura7

Características particulares de los foraminíferos planctónicos.7

Ecología.8

Importancia de los foraminíferos planctónicos en estudios
paleoceanográficos.9

Trabajos previos en el Pacífico Nor-Oriental y en el
Golfo de California.10

CAPÍTULO II: VARIABILIDAD CLIMÁTICA Y OCEÁNICA DURANTE LOS ÚLTIMOS 50,000 AÑOS.

Eventos Dansgaard-Oeschger y Eventos Heinrich16

Último Máximo Glacial (UMG).....17

Bølling Allerød18

Younger Dryas.....19

Holoceno.....20

CAPÍTULO III: CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO.

Geología.23

Batimetría	23
Los sedimentos en el Golfo de California.....	25
Masas de agua presentes en el Golfo de California	26
Frentes oceánicos.....	28
Climatología del Golfo de California.	28

CAPÍTULO IV: MATERIALES Y MÉTODOS.

Trabajo en el laboratorio.	31
Obtención de testas de foraminíferos planctónicos y fraccionamiento.	31
Elaboración de cuadro diagnóstico de las especies de foraminíferos planctónicos	32
Índices de Preservación.....	32
Análisis de factores en “modo-Q”.	35

CAPÍTULO V: RESULTADOS, INTERPRETACIÓN Y CONCLUSIONES.

Descripción de la secuencia sedimentaria G1.	36
Marco cronológico de la secuencia sedimentaria G1.	37
Análisis Micropaleontológico	39
Índices de Preservación.....	42
Análisis de factores	43
Discusión de resultados.	47
Factor 1.	47
Factor 2.	49
Conclusiones.....	52

LITERATURA CONSULTADA.....	54
----------------------------	----

Lista de Imágenes

Figura 1. Ciclo de reproducción en <i>Globigerinoides saculifer</i> (Tomado de Erez et al., 1991).	2
Figura 2. Ciclo reproductivo de algunas especies actuales que habitan en latitudes tropicales y subtropicales (Modificada de Hemleben <i>et al.</i> , 1989)...	3
Figura 3. Ejemplos de tipos de paredes en las testas de los foraminíferos: a) Calcítica porcelanacea, b) Calcítica hialina, c) Calcítica hialina granulosa, d) Aglutinada (Tomado de Bignot, 1994)	5
Figura 4. Ejemplos de aberturas presentes en los foraminíferos planctónicos (Tomado de Loeblich & Tappan, 1964).....	7
Figura 5. Variabilidad climática durante los últimos 50,000 años. Registros de isótopos de oxígeno en núcleos de hielo en Groelandia. Los interstadiales cálidos D/O son señalados con números y los eventos Heinrich con barras azules. Se señalan los Estadios Isotópicos Marinos (MIS) y el último período frío el YD (Tomado de Uriarte, 2002).. .	15
Figura 6. Patrones de circulación atmosférica hace 18,000 años y en el presente (Tomado de Ganeshram & Pedersen, 1998) .	18
Figura 7. Circulación oceánica durante el Younger Dryas (Tomado de Uriarte, 2002).	20
Figura 8. Variabilidad en la temperatura para los últimos 10,000 años (Modificada de Bradley & Eddy, 1991). .	22
Figura 9. Batimetría del Golfo de California, principales cuencas y regiones: Boca (BGC), Sur (SGC), Zona entre las islas (ZEI), Norte (NGC) y Alto Golfo (AtGC) (Tomado de Lavín & Marione, 2003). .	24
Figura 10. Esquema de la distribución de las masas de agua del Golfo de California (Tomada y modificada de Lavín & Marinone, 2003). .	27
Figura 11. Representación esquemática de la climatología del Golfo de California: Invierno-Primavera, dominan los vientos del noroeste, Verano-Otoño, dominan los vientos del sureste (Tomada Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2009). .	29
Figura 12. Diagrama de los Métodos seguidos para la realización de este estudio. .	30
Figura 13. Representación esquemática de la secuencia G1.	36
Figura 14. Edades en años cal AP para la secuencia G1.	39
Figura 15. Variantes en el enrollamiento de <i>Neoglobobadrina pachyderma</i> , las flechas en color naranja indican la dirección del viento, y las flechas rojas indican la dirección en el enrollamiento de las testas.....	41
Figura 16. Gráfica de los valores del <i>eigen value</i> para cada factor definido por el análisis de factores en modo-Q, utilizada para aplicar el criterio de la raíz latente.....	44

Figura 17. Profundidad de la secuencia G1. *Factor loadings* (las áreas sombreadas refieren los intervalos mas importantes para cada factor) ** Eventos Climáticos Globales.46

Figura 18. *Factor scores* para las especies que definen al Factor 1: *Globigerinoides ruber* y *Globigerina bulloides*.47

Figura 19. *Factor scores* para las especies que definen al Factor 2: *Neogloboquadrina pachyderma* (destral) y *Neogloboquadrina dutertrei*.49

Índice de tablas.

Tabla 1. Masas de agua en el Golfo de California (De acuerdo a Lavín et al., 2009)26

Tabla 2. Rangos de susceptibilidad a la disolución de los foraminíferos planctónicos. Los rangos van de mayor susceptibilidad (Tomado de Parker & Berger, 1971)34

Tabla 3. Edades de ¹⁴C AMS del núcleo G1.38

Tabla 4. Géneros y especies de Foraminíferos Planctónicos identificados en la secuencia sedimentaria G140

Tabla 5. *Eigen Values* obtenidos del Análisis de Factores modo-“Q” mostrando, la importancia de los dos Factores.44

Tabla 6. *Factor loadings* de los Factores 1 y 2. En negritas se muestran los intervalos más representativos para cada uno45

Tabla 7. *Factor scores* de los Factores 1 y 2. En negritas se muestran las especies que caracterizan a cada uno45

Anexos.

Anexo I. Relación entre arenas y sedimentos limo-arcilloso en las muestras estudiadas de la secuencia sedimentaria G1.

Anexo II: Imágenes de Microscopia Electrónica de Barrido de las especies que caracterizan a cada uno de los Factores.

Anexo III: Matriz de las abundancias relativas de los foraminíferos planctónicos de la secuencia sedimentaria G1.

Anexo IV: Índices de Preservación en las muestras estudiadas de la secuencia G1: a) Índice de fragmentación (barras rojas-Holoceno, barras azules-Pleistoceno-Tardío); b) Índice de Disolución por Grupo y c) Índice de Disolución por Rango (franja roja-Holoceno, franja azul-Pleistoceno-Tardío).

Resumen.

Este estudio está basado en el análisis de una secuencia de sedimentos marinos (G1) de 173 cm de longitud obtenida de la región suroriental de la Cuenca Pescadero, en el Golfo de California, a 1971 m de profundidad. La secuencia sedimentaria G1 está caracterizada por sedimentos limo-arenosos y la presencia de glauconitas en los primeros 80 cm, así como tres capas de cenizas volcánicas a 20-25 cm, 80-85 cm y 110-115 cm de profundidad.

El marco cronológico fue obtenido por medio de dataciones de radiocarbono AMS, utilizando una muestra monoespecífica de foraminíferos planctónicos (*Globigerina bulloides*) y tres muestras de sedimento total. Las edades de radiocarbono fueron calibradas con el programa Calib 6.0.0, a partir de estas edades se estimaron las tasas de sedimentación, que mostraron fluctuaciones de entre 0.03 a 0.06 mm/año. El alcance temporal de la secuencia es de ~47,645 años cal AP.

Se documenta la presencia y abundancia de los foraminíferos planctónicos en el registro sedimentario en 35 intervalos a lo largo de la secuencia y cómo los efectos de disolución afectaron a las diferentes especies encontradas.

Se identificaron 17 especies de foraminíferos planctónicos pertenecientes a 9 géneros. El efecto de la disolución fue estimado mediante diferentes índices: Índice de Fragmentación, Índice de Disolución por Grupo e Índice de Disolución por Rango, que sugirieron que las asociaciones de foraminíferos planctónicos de la secuencia G1 están considerablemente afectadas por la disolución.

Al aplicar un análisis multivariado “modo-Q” fue posible definir dos asociaciones, que explican el 81.75 % de la variabilidad de los datos. La primera asociación está representada por *Globigerina bulloides* y *Globigerinoides ruber* y estratigráficamente está comprendida principalmente en el Pleistoceno-Tardío. Las especies que representan a este factor son consideradas como susceptibles a la remoción selectiva en los sedimentos marinos, es decir que las características de sus testas (tamaño, tipo de pared, poros, entre otras) las hacen más susceptibles a la disolución. La segunda asociación está caracterizada por dos especies resistentes a los procesos de disolución: *Neogloboquadrina pachyderma* (dextral) y *Neogloboquadrina dutertrei* y se encuentran con mayor significancia en el Holoceno y en algunos intervalos en el Pleistoceno-Tardío.

Introducción.

El uso de *proxies* biológicos (diatomeas, foraminíferos, silicoflagelados, entre otros) en estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos es frecuente debido a que aportan información que permite realizar inferencias a cerca de las condiciones climáticas y oceanográficas a lo largo de la historia geológica de la Tierra. En particular los foraminíferos planctónicos constituyen un grupo de gran interés en estos estudios debido a que tienen una amplia distribución en los ambientes marinos y a que sus testas se preservan en el registro fósil (Barbieri, 2006).

Para poder llevar a cabo interpretaciones paleoceanográficas con base en el estudio de las asociaciones de foraminíferos, es importante considerar que éstas no hayan sido alteradas por efectos de disolución, que pueden propiciar errores en la interpretación paleoceanográfica.

En las tanatocenosis de los foraminíferos planctónicos contenidas en los sedimentos es posible estimar los efectos de la remoción selectiva de las testas. Lo que permite analizar si la información proporcionada es útil para realizar inferencias paleoceanográficas y paleoclimáticas.

En la primera parte de este trabajo se describen las características biológicas, ecológicas y morfológicas más importantes de los foraminíferos planctónicos así como, la descripción de trabajos previos realizados en el área de estudio con diferentes *proxies*, haciendo énfasis en la utilidad de éstos organismos como herramientas en reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas. Además, se describen brevemente trabajos donde se han aplicado los diferentes índices de preservación para evaluar la disolución en estos organismos.

En la siguiente sección se mencionan los eventos climáticos importantes ocurridos a escala global en un contexto de los últimos 50,000 años de la historia geológica de la Tierra y se describen las características generales actuales del Golfo de California, en particular de la región sur, como la geología, oceanografía y la climatología.

Se describen los métodos empleados que incluyen los procedimientos de laboratorio para la preparación de las muestras, obtención de las testas de los foraminíferos y la identificación taxonómica así como, los diferentes índices de preservación aplicados.

Además, se describe el método estadístico multivariado del análisis de factores “modo-Q”, con el cual se trataron los datos obtenidos del conteo de los foraminíferos.

En la última sección se presentan los resultados y discusión de los análisis micropaleontológico, índices de preservación y del análisis de factores “modo-Q”, en un marco temporal de ~47, 645 años cal AP.

Objetivos.

- Documentar la presencia y abundancia de los foraminíferos planctónicos en una secuencia de sedimentos marinos (G1) del Cuaternario tardío, colectada en la región suroccidental del Golfo de California.
- Documentar la historia oceanográfica climática de la región de estudio con base en la interpretación de las afinidades ecológicas de los foraminíferos planctónicos.
- Identificar las especies de foraminíferos planctónicos en el registro sedimentario y documentar sus afinidades ecológicas.
- Estimar los efectos de la disolución de los foraminíferos planctónicos encontrados en la secuencia sedimentaria G1 a partir del análisis de diferentes índices, como: Índice de Fragmentación, Índice de Disolución por Rango e Índice de Disolución por Grupo.

CAPÍTULO I: ANTECEDENTES.

En el presente capítulo se ha integrado la información correspondiente a las características biológicas de los foraminíferos planctónicos, la cual fue sintetizada principalmente a partir de las obras escritas por: Murray (1991), Boersma (1999) y Arenillas (2002).

Los foraminíferos planctónicos son protistas rizoflajelados unicelulares, que poseen un núcleo diferenciado y pseudópodos flexibles que caracterizan a organismos ameboides. Forman parte del zooplancton y poseen un tamaño que va desde $\sim 60 \mu\text{m}$ a $>1 \text{ cm}$ (Murray, 1991).

Clasificación taxonómica.

De acuerdo a Loeblich & Tappan (1964) y Kennett & Srinivasan (1983) la posición taxonómica de los foraminíferos planctónicos es la siguiente:

Reino: Protista Goldfuss, 1821

Phylum: Granoreticulosa Schamarda, 1871

Clase: Foraminifera Loeblich & Tappan, 1992

Orden: Foraminiferida Eichwald, 1830

Suborden: Globigerinina Delage & Hérouard, 1986.

El suborden Globigerinina está constituido por foraminíferos calcíticos hialinos perforados, los cuales son abundantes en los ambientes marinos. En este estudio las especies identificadas corresponden a este suborden.

Nutrición.

Se alimentan de materia vegetal, como algas y diatomeas, también de bacterias y algunas formas de endosimbiontes. El alimento es capturado por los pseudópodos, que se anastomosan formando una red llamada reticulopodio, donde el alimento es capturado

es transportado al endoplasma¹, para ser digerido y aprovechado por el organismo. Las especies espinosas como las pertenecientes a los géneros *Orbulina* y *Hastigerina*, entre otras, presentan una alimentación principalmente de copépodos (Murray, 1991). Mientras que las que habitan la zona fótica superficial suelen contener simbiontes, éstos realizan la fotosíntesis suministrando oxígeno al foraminífero y también le sirven de alimento pues a veces son digeridos. Los simbiontes que se presentan son diversos, como: diatomeas, clorofitas, dinoflagelados, crisofitas y rodofitas (Debenay *et al.*, 1996). Las especies no espinosas por ejemplo, las de los géneros *Globorotalia* y *Pulleniatina*, son también omnívoras, aunque por lo general habitan en lugares con alta productividad.

Reproducción.

La reproducción de los foraminíferos planctónicos puede tener un periodo anual, mensual (ciclo lunar) o cada dos semanas (ciclo semilunar). Lo más frecuente es que mueran después de la reproducción. En la figura 1 se puede observar el ciclo de reproducción de *Globigerinoides saculifer* (lunar), en donde en los primeros días del mes lunar los jóvenes se encuentran en la parte superior de la zona eufótica.

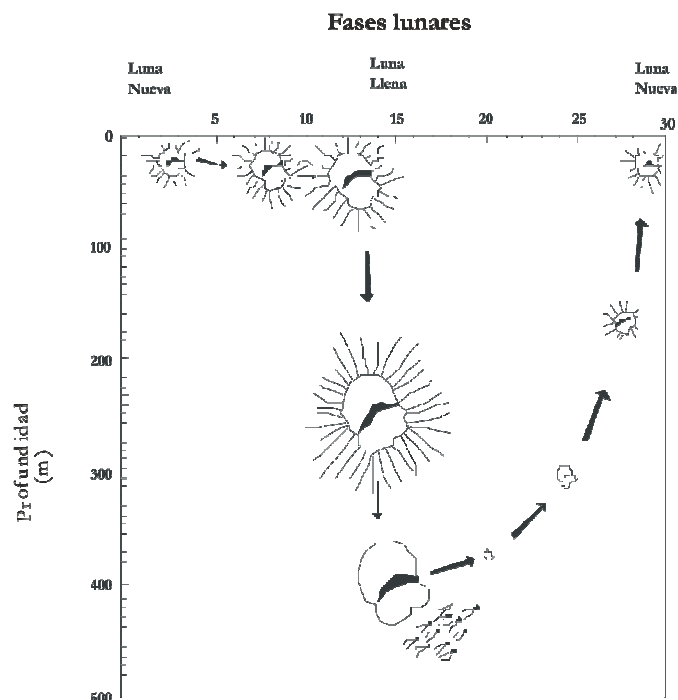


Figura 1. Ciclo de reproducción en *Globigerinoides saculifer* (Modificado de Erez, 1991).

¹ El citoplasma en los foraminíferos planctónicos vivos está diferenciado en dos partes, el ectoplasma y el endoplasma. El ectoplasma está en contacto con el medio ambiente por medio de los pseudópodos. El endoplasma constituye la gran masa del citoplasma, tiene dos regiones una vegetativa y otra que incluye al núcleo (Tomado de Arenillas, 2002).

De acuerdo con observaciones realizadas en el laboratorio, 2 ó 3 días antes de que comience la luna llena, los individuos maduros descienden a una mayor profundidad donde se desprenden de sus espinas por disolución, su superficie se recalcifica y en caso de tener simbiontes estos son digeridos, el citoplasma que rodea a la testa se contrae, se vuelve granular y lechoso, concentrándose en la abertura de la testa y aumentando en forma de burbuja, al final explota y libera a los gametos en la luna llena, mientras la testa vacía cae al fondo (Erez, 1991; Arenillas, 2002).

En los foraminíferos planctónicos actuales no se conoce una alternancia de generaciones. Lo más probable es que solo presenten reproducción sexual. Por ejemplo las especies no espinosas que habitan a una mayor profundidad (*Globorotalia hirsuta*, *Globigerina truncatulinoides*) parecen tener un ciclo anual o semianual, estas especies ascienden a la superficie durante la primavera para reproducirse, mientras que las especies espinosas que viven en la zona fótica como *Hastigerina pelagica* presentan un ciclo lunar o semilunar y descienden a mayor profundidad para reproducirse (Fig. 2).

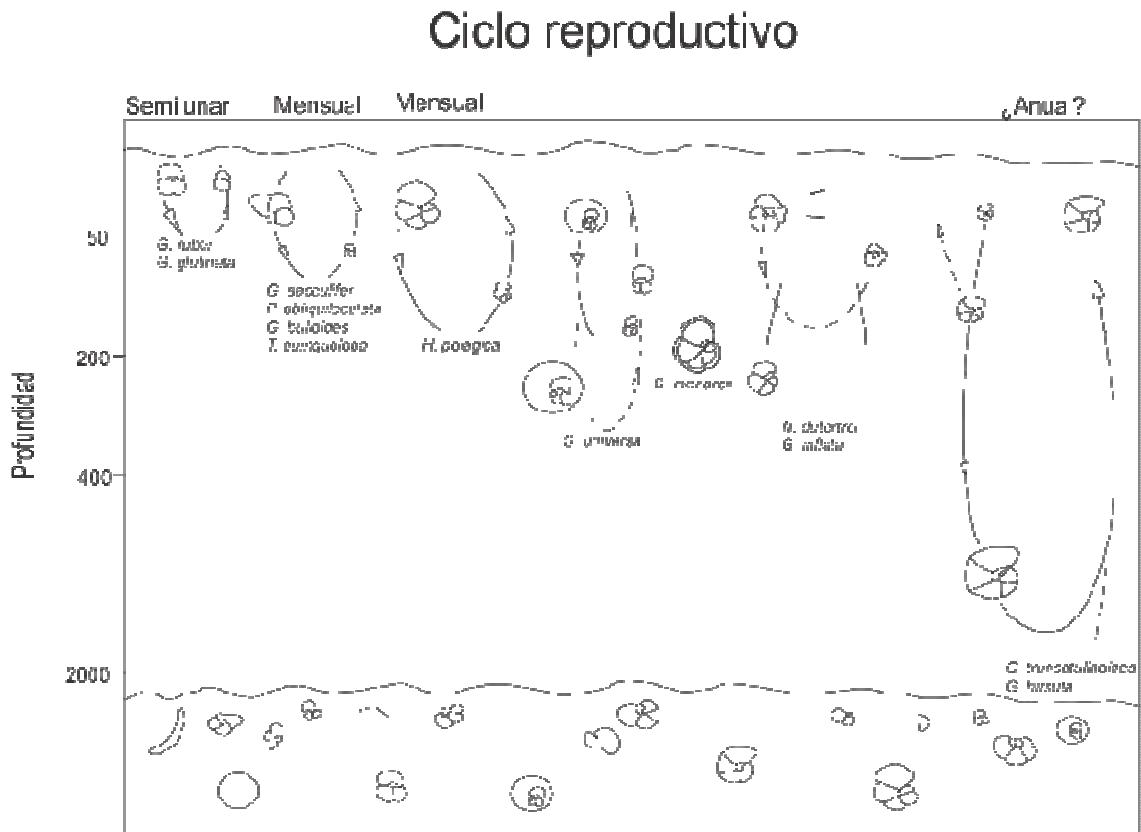


Figura 2. Ciclo reproductivo de algunas especies actuales que habitan en latitudes tropicales y subtropicales (Modificado de Hemleben *et al.*, 1989).

Morfología de los foraminíferos planctónicos.

La morfología de la testa de los foraminíferos planctónicos es de gran importancia pues representa la base de su identificación taxonómica, por lo que a continuación se mencionan sus principales características.

Testa.

La testa de los foraminíferos es una secreción ectoplásmica que sirve de soporte al citoplasma y lo protege contra las variaciones del medio. Se encuentra formada por una o más cavidades llamadas cámaras, la pared que divide a una cámara de la siguiente es llamada septo; sin embargo, existe una continuidad entre las cámaras por un hueco por donde pasa el protoplasma, éste es llamado foramen, del cual se origina el nombre de foraminífero (foramen=hueco). La primera cámara formada en los foraminíferos es el prolóculo, y la línea entre cámara y cámara es la sutura. El protoplasma se extiende por fuera de la testa a través de la abertura, por donde salen los pseudópodos y se anastomosan (Arenillas, 2002).

Tipos de paredes.

La composición, y especialmente la construcción de la pared son rasgos de gran importancia desde el punto de vista sistemático, pues junto con el número de cámaras, la abertura y la ornamentación, permiten la identificación taxonómica (Fig. 3).

Las formas más primitivas presentan una testa orgánica, de las que parecen derivar las testas aglutinadas y las testas calcíticas que son las más frecuentes. Los tipos de paredes en los foraminíferos se describen a continuación:

Testas de pared aglutinada. Se forman por un material exógeno soldado al organismo por un cemento secretado por este (Barbieri, 2006).

Las testas aglutinadas que poseen cementos orgánicos, en algunos casos pueden ser indicadoras de aguas ácidas, como las encontradas en los estuarios, lagunas hiposalinas, aguas frías de mares polares, o por debajo de la Profundidad de Compensación de Carbonatos² (CCD por sus siglas en inglés).

² El carbonato de calcio se disuelve en la columna de agua bajo una cierta profundidad, que es llamada Profundidad de Compensación de los carbonatos (por sus siglas en inglés CCD). Las aguas profundas son más ácidas por que tienen más CO₂ disuelto por decaimiento de materia orgánica, incrementando la acidez del agua, la acumulación es igual a la disolución.

Testas de pared orgánica. Son simples y están compuestas por sustancias orgánicas generalmente por mucopolisacaridos proteicos.

Testas de pared calcítica. Son compuestas por microcristales de calcita y siempre secretadas por el organismo. Hay de diferentes tipos: calcíticas microgranulares, calcíticas porcelanaceas, calcíticas hialinas. Los que poseen testas porcelanaceas se localizan en áreas muy iluminadas, en lagunas hipersalinas y son abundantes en aguas superficiales, alcalinas y cálidas.

Los foraminíferos con testas hialinas transparentes se encuentran en una gran variedad de ambientes, por debajo de la Profundidad de Compensación de Carbonatos.

Testas de pared aragonítica. Las conchas de ciertos foraminíferos hialinos fibrosos radiados están compuestas de aragonita³ pura (Barbieri, 2006).

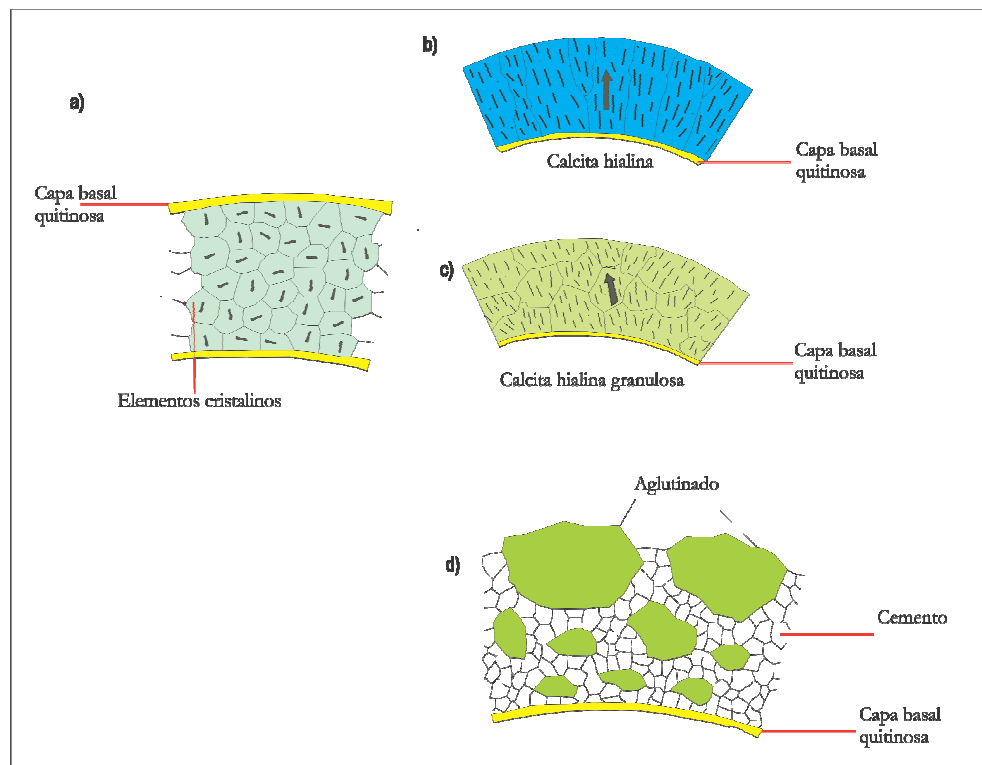


Figura 3. Ejemplos de tipos de paredes en las testas de los foraminíferos: a) Calcítica porcelanacea, b) Calcítica hialina, c) Calcítica hialina granulosa, d) Aglutinada (Tomado de Bignot, 1994).

³ El carbonato de calcio se presenta en el medio ambiente marino tanto en cristales de calcita como en cristales de aragonita. La forma cristalina del carbonato de calcio se presenta en dos polimorfos: calcita (hexagonal) y aragonita (ortorrómbica). De éstos, la calcita es la más estable y por lo tanto la menos soluble. En la superficie del agua a 25° C en contacto atmosférico con CO₂, la solubilidad de la calcita es de casi 15 ppm; mientras que la de la aragonita es de 16 ppm (Tomado de <http://www.geologia.uson.mx/academicos/olivia/carbonatadas/FACTORES.html>).

Testas de pared silíceas. Testas formadas de sílice en diferentes formas. Hay un debate acerca del origen de la sílice en algunos foraminíferos, pues podría ser secretado por el organismo.

Poros.

Los poros facilitan el intercambio gaseoso entre el medio externo y el endoplasma (Arenillas, 2002) además de vincular al organismo con el medio. El tamaño de los poros puede ser variado va de 1 a 15 μ (Boersma, 1999) las testas pueden tener poros de diferentes tamaños que están distribuidos más o menos uniformemente, principalmente se encuentran en las paredes de los foraminíferos con testas de calcita y testas hialinas, por lo que es un criterio para diferenciarlos de los que poseen testas porcelanaceas.

Los poros dependen de las características del ambiente como la temperatura donde se desarrolla el organismo, por tal razón son usados como indicadores ambientales. Las diferencias entre la cantidad y el diámetro de los poros son atributos de la flotabilidad y la densidad del agua, luz, etc. (Murray, 1991). Las variaciones en la porosidad de las testas están relacionadas con variaciones climáticas, las testas que tienen mayor porosidad son indicadoras de masas de agua cálida mientras que las que poseen menor cantidad de poros en sus testas indican masas de agua fría (Vincent & Berger, 1981).

Ornamentación.

Los foraminíferos calcáreos suelen estar ornamentados, generalmente en las cámaras externas, los ornamentos consisten en la adición de tejido calcáreo bajo la forma de costillas, protuberancias, espinas, pliegues, hileras, redes o granulaciones. Cuando se presenta en las suturas éstas pueden estar arrugadas, elevadas, limbadas, espinosas, etcétera (Arenillas, 2002).

El papel que desempeña la ornamentación es muy diverso. Las agujas largas que tienen varias especies planctónicas (*Orbulina*, *Globigerina*, *Globigerinoides*) les sirven para mantenerse flotando. En varios casos, la ornamentación tiene por finalidad reforzar la testa. En muchas especies la ornamentación empieza a aparecer cuando la testa ya está casi formada.

Abertura.

Las aberturas son orificios por los cuales el citoplasma está en contacto con el exterior (Arenillas, 2002). Al formarse una nueva cámara, el foramen permite la comunicación con la cámara contigua. Las aberturas pueden ser simples o múltiples y su forma posición es importante para la determinación taxonómica (Fig. 4). La forma de las aberturas puede ser variada y la posición puede ser terminal o subterminal, basal o interomarginal.

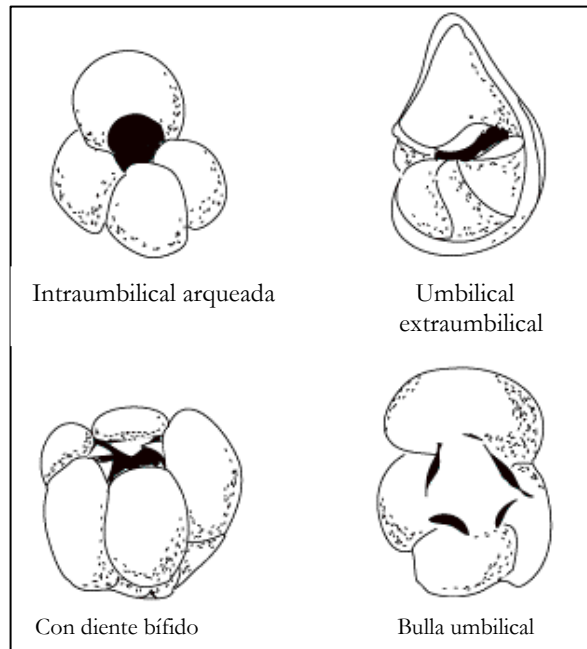


Figura 4. Ejemplos de aberturas presentes en los foraminíferos planctónicos (Tomado de Loeblich & Tappan, 1964).

Características particulares en los foraminíferos planctónicos.

La pared de la testa está compuesta por láminas de calcita hialina, mientras que en algunas formas del Jurásico estaba compuesta por aragonita. La formación de las cámaras se produce por la secreción de calcita en una membrana orgánica, formándose una pared bilaminar. Cada vez que se produce una nueva cámara se acumula una capa de calcita en el exterior, dando finalmente una pared multilaminar en las cámaras de las vueltas iniciales.

La pared de la testa posee perforaciones por donde los pseudópodos tienen contacto con el medio ambiente. La disposición más frecuente en las cámaras es la trocoespiral, aunque algunas especies son planiespirales y estreptoespirales, también se presentan las

formas seriadas, predominando la biserial así como, triserial y mixta, todos los foraminíferos planctónicos son multiloculares y su testa es endógena (Arenillas, 2002). Las cámaras suelen ser globosas, pero en las formas carenadas es decir, las que tienen una quilla que rodea el margen periférico están comprimidas.

Ecología.

Los foraminíferos planctónicos son estenohalinos (de 34 a 36), es decir, no poseen tolerancia a cambios abruptos en la salinidad del medio donde habitan, no soportan las aguas hipersalinas o dulces de los ambientes continentales, ni tampoco aquellas costeras con una mayor turbidez (Arenillas, 2002).

Son un componente importante del plancton marino constituyendo del 10 al 60 % del zooplancton.

Viven cerca de la superficie especialmente los que poseen simbioses, las especies de cámaras globosas o espinosas (por ejemplo *Globigerina bulloides*) viven más cerca de la superficie, mientras que las especies de cámaras alargadas, finamente perforadas y carenadas como *Globorotalia menardi* viven a una mayor profundidad (Boersma, 1999).

Durante la noche ascienden en la columna de agua y durante el día descienden. La distribución en profundidades varía según las estaciones y el ciclo vital; los juveniles viven más cerca de la superficie que los adultos. Se consideran superficiales a las especies que viven entre 0 y 50 m, intermedias entre 50 y 100 m y profundas las que viven a más de 100 m. La mayoría vive en la zona fótica hasta los 120 m (Arenillas, 2002).

La distribución geográfica no es homogénea, la mayor abundancia de ejemplares se produce en latitudes tropicales y polares, proliferando en aquellas regiones cercanas al talud donde afloran las aguas ricas en nutrientes. Las asociaciones se diferencian en cinco: polares, subpolares, templadas, subtropicales y tropicales (Arenillas, 2002).

La distribución estacional tiene gran importancia y es estudiada por medio de trampas de sedimento (Hemleben *et al.*, 1989). Está asociada a los ciclos estacionales que se dan en los nutrientes y en la hidrografía de las aguas (Bé, 1977; Hemleben *et al.*, 1989). Los foraminíferos suelen concentrarse en los meses cálidos de primavera, verano y otoño.

Ejemplos de este comportamiento estacional: *Orbulina universa* (verano y otoño), *Globigerina bulloides* (primavera y verano) y *Globigerina quinqueloba* (primavera) (Hemleben *et al.*, 1989).

Otro factor importante está relacionado con la sedimentación de las testas, influenciada por las corrientes de fondo que pueden alterar la asociación al llevarse el material fino, dando sedimentos de una textura más gruesa de la que tenían cuando se depositaron. Es importante considerar la resistencia a la disolución de las testas cuando la *tanatocenosis*⁴ es analizada (Bé, 1977). La disolución es un mecanismo que tiene consecuencias importantes para los estudios de sedimentos profundos. Los procesos de disolución experimentados en las testas pueden estar influenciados por el tamaño y grosor de la pared así como, resistencia de la microestructura. Con ello hay disolución selectiva según la especie y su tipo de testa (tamaño, microestructura, grosor y porosidad), así las más susceptibles de disolución son las especies con menor tamaño, mayor diámetro en los poros y pared fina (*G. bulloides*, *G. ruber*, *T. quinqueloba*) que están adaptadas a condiciones eutróficas (Brasier, 1995). En general son menos solubles los foraminíferos no espinosos, pues presentan testas robustas y densas por ejemplo, *N. pachyderma*, *N. dutertrei* y *G. menardii* (Bé, 1977; Vincent & Berger, 1981).

La distribución actual de los foraminíferos planctónicos está en función de factores abióticos, tales como: la temperatura, densidad, salinidad del agua, nutrientes, entre otros y a factores bióticos, que incluyen las relaciones simbióticas, la disponibilidad de nutrientes y la productividad (Bé, 1977).

Importancia de los foraminíferos planctónicos en estudios paleoceanográficos.

En las investigaciones paleoceanográficas el uso de *proxies*⁵ es de gran utilidad pues por medio de estos se obtienen registros de condiciones climáticas y oceánicas ocurridas durante la historia geológica de la Tierra. Existe una gran variedad de *proxies*, como los biológicos (diatomeas, foraminíferos, radiolarios, entre otros), magnéticos e isotópicos. Uno de los *proxies* biológicos más utilizados son los foraminíferos planctónicos, son

⁴ El término Tafonomía (“taphos” enterramiento, “nomos” ley) fue propuesto por el paleontólogo ruso Efremov en 1940 para referirse a los procesos que gobiernan la transición de los restos orgánicos desde la biósfera a la litósfera. La tanatocenosis se refiere al conjunto de organismos que vivieron juntos (Molina, 1996).

⁵ Los *proxies* son registros de las condiciones climáticas y oceánicas a lo largo de la historia geológica de la Tierra, proporcionan información que va más allá de los registros instrumentales. Por su naturaleza pueden ser micro paleontológicos, geoquímicos, magnéticos e isotópicos (Cronin, 1999).

considerados como eficientes herramientas para investigaciones paleoceanográficas, debido a que se preservan en los sedimentos por sus testas compuestas de CaCO_3 , además de su fácil recolección (Barbieri, 2006) y de su estrecha relación con las masas de agua así como, de su amplia distribución paleobiogeográfica en los ambientes marinos. Estos organismos proveen de herramientas para la comprensión de los procesos oceánicos en el presente y en el pasado (Parker & Berger, 1971; Bé, 1977; Boltovskoy, 1965; Kennett, 1982; Parker *et al.*, 1999).

Con base en las afinidades ecológicas de los foraminíferos recientes es posible hacer interpretaciones acerca de las condiciones climáticas y oceánicas en el pasado, a partir de la información de las tanatocenosis contenidas en los sedimentos marinos.

La abundancia y la distribución de las asociaciones fósiles de foraminíferos los convierte en excelentes datadores que permiten correlacionar eventos geológicos de carácter global, además son utilizadas para la cuantificación de la temperatura del agua y el volumen de los hielos a partir del registro de isótopos estables en sus testas, para estimar la intensidad de las surgencias así como, los efectos de la disolución selectiva en las testas (Bé & Tolderlund, 1971; Vincent & Berger, 1981; Uriarte, 2002).

Estudios paleoceanográficos en el Pacífico Nor-Oriental y en el Golfo de California.

En esta sección se refieren algunos trabajos realizados con diferentes *proxies* (radiolarios, foraminíferos planctónicos, diatomeas, isotopos, etcétera), en el Pacífico Nor-Oriental y en el Golfo de California, los cuales son descritos brevemente a continuación. Además de referir algunos trabajos donde se estimaron los efectos de la disolución en las testas de los foraminíferos planctónicos.

Rozo-Vera (1988) realizó un estudio de los foraminíferos planctónicos en los sedimentos superficiales del Golfo de California, e identificó 48 especies provenientes de 47 estaciones de muestreo. Detectó áreas asociadas a surgencias, así como aquellas con influencia de las masas de agua del Pacífico Tropical Oriental y la Corriente de California. La composición faunística de las estaciones de muestreo en su mayoría correspondió a asociaciones euritermales. Algunas especies encontradas en los muestreos como *Neogloboquadrina dutertrei* y *Neogloboquadrina pachyderma* (dextral), presentaron una variedad notable de morfotipos, como resultado de variables como: salinidad, pH,

profundidad y temperatura. Las más abundantes fueron *N. pachyderma* (dextral), *Globigerinita glutinata* y *Globigerina bulloides*.

Molina-Cruz (1986) realizó un estudio de los radiolarios con dos secuencias de sedimentos marinos (BAP83-7 y BAP83-17) procedentes de la región de la boca del Golfo de California y de algunas muestras pertenecientes a la serie "L" de la colección de Scripps, que fueron utilizadas como complemento así como, el sitio 476 de la etapa 64 del Proyecto de Perforación Profunda (DSDP por sus siglas en inglés) pues este tiene un alcance hasta el basamento del Mioceno Tardío. Con base en el análisis de la microfauna silicia él sugiere una mayor incursión de las aguas de la Corriente de California al golfo durante el Pleistoceno-Tardío, que fue más evidente durante el máximo del último estadio glacial (de ~ 20,000 a 11,000 años). Propone que la mayor influencia de la Corriente de California se dio del lado suroccidental del golfo cercano a la región de la boca, donde la Corriente de California participó en los eventos de surgencias (que fueron establecidos durante el Pleistoceno Temprano hace ~1.4 millones de años, dichas deducciones fueron realizadas con base en la distribución estratigráfica del radiolario *Cycladophora davisiana* en el sitio 476) así como, en la formación de frentes oceánicos y en el aumento de la productividad.

Posteriormente Molina-Cruz (1988) realizó un estudio de los radiolarios en seis secuencias de sedimentos marinos procedentes de la boca del Golfo de California. Él identificó dos masas de agua presentes en la boca del golfo, que denominó como: Agua de la Corriente de California y el Agua Ecuatorial. De acuerdo al estudio micropaleontológico realizado, sugiere que hubo una frecuente invasión de la Corriente de California en la entrada del golfo durante el Pleistoceno Tardío (de ~33,000 años a 15,500 años) así como, el desplazamiento hacia el sur de la masa de agua proveniente del Pacífico Ecuatorial, mientras que para el Holoceno sugiere una menor advección de la corriente de California y una mayor influencia de las aguas cálidas provenientes de Ecuador (de ~15,500 años a la actualidad).

Sautter & Thunell (1991) estudiaron los foraminíferos planctónicos en el sur de la Cuenca de San Pedro, utilizando trampas de sedimentos. Ellos encontraron que durante las surgencias y debido a la entrada de aguas frías la capa de mezcla posee un grosor de 15 m y la Profundidad Máxima de Clorofila está bien representada. Al término de las surgencias y con la entrada de aguas cálidas se da una estratificación termal en la parte

superior de la columna de agua. Además sugieren que *Globigerina bulloides* se encuentra por debajo de la termoclina y asciende a la superficie cuando inician las surgencias; mientras que, *Neogloboquadrina dutertrei* y *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral), migran hacia aguas poco profundas durante las surgencias y descienden a una mayor profundidad al terminar las surgencias. Por su parte *N. dutertrei*, se encuentra asociada a la termoclina y al máximo de clorofila; mientras que, *Orbulina universa* desciende drásticamente su población durante los eventos de surgencias.

Pride *et al.*, (1999) realizaron un estudio con dos secuencias de sedimentos marinos (JC-M6 y GGC-55) procedentes de la parte occidental de la Cuenca de Guaymas, con un alcance de ~17,000 años AP. Ellos estudiaron la composición isotópica de nitrógeno de la materia orgánica ($\delta^{15} N_{org}$) y la tasa de depositación de ópalo para ambas secuencias. Reportaron que los sedimentos homogéneos fueron depositados durante el Younger Dryas, el Holoceno Medio y el Holoceno Tardío, éstos fueron caracterizados por valores relativamente bajos de $\delta^{15} N_{org}$ así como, con un bajo contenido de ópalo. Mientras que para el Bølling Allerød y el Holoceno Temprano, fueron depositados sedimentos laminados con valores muy altos de $\delta^{15} N_{org}$, y una tasa de acumulación de ópalo relativamente alta. La presencia de sedimentos laminados en los núcleos de este estudio es indicadora de condiciones subóxicas, en un rango de profundidad del Agua Intermedia del Pacífico (de 500 a 1200 m).

Las tasas de acumulación de los sedimentos en los núcleos estudiados fueron más altas durante el Bølling Allerød y el Holoceno Temprano.

Sugieren que durante el Bølling Allerød se intensificó la zona de oxígeno mínimo en el noroeste del Pacífico y que la Zona de Convergencia Intertropical se desplazó hacia el norte.

Kincaid *et al.*, (2000) realizaron un estudio en la Cuenca de Santa Bárbara, con trampas de sedimentos durante 3 años con intervalos de dos semanas entre las colectas. Los resultados muestran una conexión entre el flujo de plancton y la dinámica de la columna de agua en escalas de tiempo interanuales y estacionales. El intervalo de muestreo permite la evaluación de los cambios con un registro de alta frecuencia. Las condiciones hidrográficas anuales en la Cuenca de Santa Bárbara son influenciadas por los cambios estacionales en la insolación, el campo de los vientos y el origen de las aguas. Estos fueron relacionados con los cambios de las especies de foraminíferos planctónicos.

Globigerina bulloides, *Turbotolatia quinqueloba* y *Neoglobobadrina pachyerma* (dextral), fueron las especies dominantes a lo largo del año. Donde *G. bulloides* tiene mayor abundancia durante las surgencias. *Globigerinoides ruber*, *Orbulina universa* y *Neoglobobadrina dutertrei* tuvieron una restricción estacional por la temperatura. En el régimen termal de la Cuenca de Santa Bárbara *N. dutertrei* y *O. universa* desaparecieron durante las surgencias, las poblaciones de *N. dutertrei* se restablecieron con la estratificación termal de la columna de agua. El incremento del flujo de *G. ruber* estuvo termalmente restringido y asociado con especies de diatomeas y radiolarios con afinidades a aguas cálidas.

Chesire *et al.*, (2005) realizaron un estudio con 2 secuencias de sedimentos marinos procedentes de la Cuenca de Guaymas, tanto del lado oriental como del lado occidental (MDO/02-2512 y MDO/02-2515), utilizando varios *proxies* (susceptibilidad magnética, fluorescencia de rayos x, diatomeas, entre otros) con la finalidad de reconstruir el clima glacial en el Golfo de California.

La secuencia MDO/02-2512 procedente de la parte oriental de la Cuenca de Guaymas tuvo un alcance del MIS-6 al Holoceno. Donde se obtienen registros de cambios climáticos importantes como el Bølling Allerød, que presenta un aumento en las tasas de productividad y un decremento en la precipitación así como, la presencia de sedimentos varvados, los cuales sugieren estacionalidad. Durante el Younger Dryas ellos infieren una mayor precipitación, además del descenso en la productividad y por último para el Holoceno sugieren una mayor frecuencia en las surgencias, además del descenso en la precipitación, y el establecimiento del régimen estacional actual.

Por su parte para el núcleo MDO/02-2515 obtenido de la parte occidental de la Cuenca de Guaymas presenta un alcance de ~40,000 a 8,000 años AP. Ellos proponen que para el Bølling Allerød hubo una productividad variable, pero generalmente alta, mientras que para el Younger Dryas registran condiciones de baja productividad, y por último para el Holoceno Tardío sugieren un aumento en la productividad.

Con respecto a los efectos de la disolución en las testas de los foraminíferos planctónicos a continuación se mencionan algunos trabajos:

Divakar *et al.*, (1993) Realizaron un estudio con muestras de sedimentos profundos de 104 núcleos procedentes del Océano Índico colectados durante la expedición Deep-Sea-Swedish, con la finalidad de cuantificar las fluctuaciones del carbonato de calcio durante el Cuaternario-Tardío (~900,000 años AP). Ellos sugieren que la Profundidad de

Compensación de los Carbonatos (CCD) fue más profunda durante los periodos glaciales que en los periodos interglaciales. Además proponen que la mejor preservación de los carbonatos ocurre durante los periodos glaciales, mientras que para los periodos interglaciales se registra un aumento de la disolución que fue asociada a la descomposición de la materia orgánica en la columna de agua, por un aumento en la productividad en las aguas superficiales.

Berger *et al.*, (1982) realizaron un estudio con los foraminíferos planctónicos de 13 núcleos de caja que fueron extraídos del Océano Pacífico Ecuatorial Occidental en la Expedición Eurydice de la Institución Oceanográfica Scripps. Ellos reportaron que los efectos de la disolución en las asociaciones de foraminíferos planctónicos son menores por encima de los 3000 de profundidad, sugieren que la lisolcina se encontraba cercana a los 3400 m de profundidad. Estos autores consideran que los mejores índices de preservación son los basados en la fragmentación, las fracciones de las arenas finas y los cambios en la composición faunal de la fracción mayor a 150 μ .

Herguera (1994) realizó un estudio en el Pacífico Ecuatorial Occidental en la secuencia ERDC 113 P que tuvo un alcance temporal de 250,000 años. Con base en los datos obtenidos a partir de los foraminíferos él sugiere que si el índice de fragmentación es menor al 20%, es posible realizar una paleointerpretación confiable; además, muestra que durante las transiciones de periodos glaciales a periodos interglaciales los valores de la fragmentación son mayores.

CAPÍTULO II: VARIABILIDAD CLIMÁTICA Y OCEÁNICA DURANTE LOS ÚLTIMOS 50,000 AÑOS.

El periodo Cuaternario abarca los últimos 2.6 millones de años de la historia geológica de la Tierra (Leigh, 2009). Este periodo se encuentra dividido en dos épocas: el Pleistoceno, escenario principal de eventos glaciales y el Holoceno o época actual, en el cual tuvieron lugar cambios climáticos abruptos de carácter global aunque de menor intensidad a los acontecidos durante el Pleistoceno (Fig. 5).

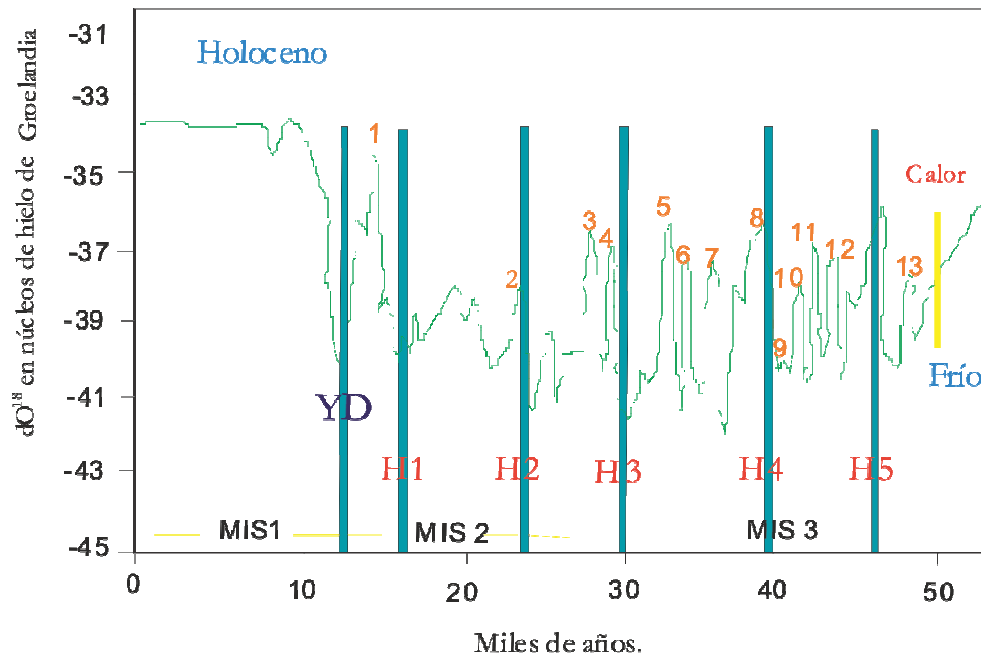


Figura 5. Variabilidad climática durante los últimos 50,000 años. Registros de isótopos de oxígeno en núcleos de hielo en Groenlandia. Los interstadiales cálidos D/O son señalados con números y los eventos Heinrich con barras azules. Se señala los Estadios Isotópicos Marinos⁶ (MIS) y el último período frío el Younger Dryas (Tomado de Uriarte, 2002).

A continuación se describen brevemente algunos de los cambios o eventos climáticos más sobresalientes ocurridos durante el Cuaternario-Tardío como, los eventos *Dansgaard-Oeschger*, que representan abruptos ascensos de la temperatura; el Último Máximo Glacial, donde se alcanzan las mínimas temperaturas durante la última glaciación; el Bølling Allerød, que fue un evento caracterizado por condiciones cálidas y el Younger Dryas,

⁶ Los análisis de los isótopos en foraminíferos bentónicos realizados en los sondeos oceánicos denotan una evolución homogénea a nivel global del $\delta^{18}\text{O}$, el cual está relacionado con el volumen de hielo acumulado en los continentes y de las temperaturas del agua profunda. Emiliani, (1955) y oceanógrafos posteriores dividieron el último millón de años en sucesivos estadios isotópicos marinos (MIS, por sus siglas en inglés), según los valores de $\delta^{18}\text{O}$. Los estadios, que son numerados, se suelen dividir a su vez en subestadios, que suelen estar representados con letras minúsculas (Uriarte, 2002).

donde se da un retorno a condiciones climáticas frías y áridas. Estos eventos ocurrieron durante el Pleistoceno Tardío; mientras que para el presente interglacial del Holoceno se han presentado eventos climáticos como los Ciclos-Bond, la Anomalía Climática Medieval y la Pequeña Edad del Hielo.

Eventos *Dansgaard-Oeschger* y Eventos *Heinrich*.

Los eventos *Dansgaard Oeschger* (D/O) son episodios climáticos cálidos, que fueron detectados a partir de las variaciones en las relaciones isotópicas del oxígeno en los núcleos de hielo de Groelandia (*Dansgaard et al.*, 1993). En la literatura el ascenso abrupto de la temperatura es referido como evento *D/O* y el ciclo climático completo que incluye el regreso a las condiciones glaciales es referido como ciclo *D/O* (*Bond et al.*, 1992).

La duración de cada evento *D/O* es de aproximadamente centenas de años, estos se presentaron en periodos glaciales e interglaciales, en ciclos de ~1500 años (*Bond et al.*, 1993; *Cronin*, 1999; *Uriarte*, 2002). Durante los últimos 120,000 años se han registrado un total de 25 eventos *D/O* (*Dansgaard et al.*, 1993) y cabe señalar que para los últimos 50,000 años se han documentado 13 eventos.

Las causas de los eventos *D/O* no son conocidas con certeza, pero algunos autores sugieren que son debidos a cambios en la circulación termohalina, que produce cambios en la producción del Agua Profunda del Atlántico Norte (NAWD por sus siglas en inglés) en el Atlántico Norte, debido a la introducción de agua dulce proveniente de descargas de icebergs en el océano (*Ranhmstorf*, 2002).

Por otra parte los eventos *Heinrich* son episodios climáticos fríos, que fueron descritos por primera vez por *Helmut Heinrich* (1988), quien propuso que su periodicidad es de 11 mil años y está ligada a la mínima insolación causada por los ciclos de precesión orbital (*Cronin*, 1999). Cabe mencionar que estudios isotópicos posteriores atribuyen el origen de los eventos *Heinrich* a la incursión de grandes masas de hielo en el Atlántico Norte, provenientes de los casquetes formados en el norte de los continentes, que al derretirse liberan detritos rocosos transportados por icebergs (*Ice Rafted Detritus*, *IDRs* por sus siglas en inglés; *Bond et al.*, 1992), los cuales fueron analizados en núcleos de sedimentos oceánicos del Atlántico Norte. La procedencia de estos detritos rocosos es deducida a partir de estudios de la composición de los mismos, indicando su origen en

el manto de hielo Laurentido (Bond *et al.*, 1992; Bond & Lotti, 1995). Los eventos Heinrich además de ser identificados por los IDRs, son caracterizados por el descenso en el $\delta^{18}\text{O}$ en las testas de foraminíferos planctónicos, así como baja salinidad y baja temperatura superficial del mar (Bond *et al.*, 1992; Bond *et al.*, 1993; Bond & Lotti, 1995).

Se han descrito un total de 6 eventos Heinrich para los últimos 115,000 años, ~65, ~45, ~38, ~30, ~22, ~11.5 mil años AP (Fig. 5, Bond *et al.*, 1992). En particular al evento Heinrich 3 se le atribuye un origen diferente (Manto de hielo Finoescandinavo, localizado al norte del continente europeo) con respecto a los otros 5, ya que presenta minerales como hierro además de encontrarse restringido a la parte este y central del Atlántico Norte (Bond & Lotti, 1995).

Último Máximo Glacial (UMG).

El Pleistoceno consta de varios periodos glaciares, cada uno con su respectivo interglacial, el último periodo glacial ocurrió de ~115,000 a ~10,000 años AP, donde el máximo estadio glacial se dio de 23,000 a 19,000 años cal AP (Clark & Mix, 2002; Bowen, 2009) el cual se ha denominado como el Último Máximo Glacial (UMG), en donde se alcanzó el máximo frío, el nivel del mar tuvo un descenso de 130 m por debajo del actual y la temperatura global pudo descender hasta ~7 °C (Cronin, 1999). Durante el UMG tuvo lugar la formación del manto de hielo Laurentido en el norte del continente Americano, éste presentaba una extensión de 16 millones de km², con un espesor máximo de 3 a 4 mil metros de altura.

Las variaciones topográficas ocasionadas por los periodos de crecimiento-decremento del manto Laurentido, modificaron la circulación atmosférica de los vientos provenientes del oeste y así la trayectoria del *Jet Stream*, se bifurcó en dos brazos, uno localizado hacia el límite sur del Manto Laurentido y el otro a lo largo del límite norte de la cobertura de hielo (Fig. 6; Ganeshram & Pedersen, 1998), provocando una intensificación del frío en el continente y en el mar condiciones poco favorables para el desarrollo de las surgencias, pues se dio un debilitamiento del centro de alta presión subtropical y la disminución de los vientos costeros provenientes del noroeste (Ganeshram & Pedersen, 1998).

Los cambios atmosféricos y oceanográficos durante el UMG tuvieron repercusión en la distribución de los foraminíferos planctónicos en el Pacífico Norte. Por ejemplo,

disminuyó la abundancia de especies tropicales como: *Globorotalia menardii*, *Globigerinoides ruber*, *Pulleniatina obliquiloculata*, *Globigerina rubescens*, entre otras, las cuales se recuperan en los periodos interglaciales (Penner *et al.*, 1997).

En particular en el Golfo de California se ha reportado para este periodo condiciones de mayor humedad y precipitación con respecto a condiciones actuales (Robinson, 1973; COHMAP, 1988; Keigwin & Jones, 1990; Molina-Cruz, 1986, 1988).

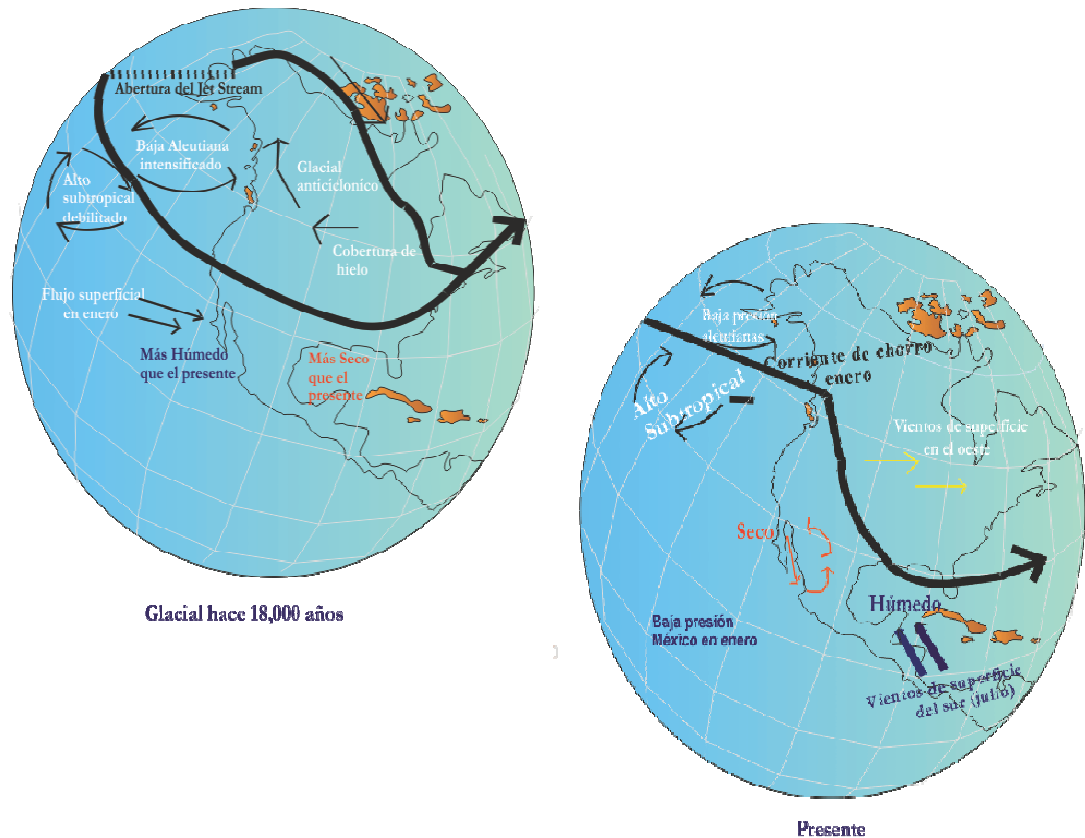


Figura 6. Patrones de circulación atmosférica hace 18,000 años y en el presente (Tomado de Ganeshram & Pedersen, 1998).

Bølling Allerød (BA).

El Bølling Allerød (BA) fue otro evento climático ocurrido durante el Pleistoceno Tardío, su nombre hace referencia a la secuencia sedimentaria obtenida en el Lago *Bølling* en Jutlandia Central (Dinamarca) (Uriarte, 2002).

El BA ocurrió hace ~14,000 años AP, se caracterizó por un cambio climático abrupto, donde las temperaturas promedio subieron ~10 °C (Uriarte, 2002).

Estudios realizados en la Cuenca de Santa Barbará reportan un incremento en la abundancia de *Neogloboquadrina pachyderma* (dextral) durante los periodos climáticos cálidos, denominados como interestadiales.

Por otra parte trabajos realizados con sedimentos de diferentes localidades en el Golfo de California como la Cuenca de Guaymas y la Cuenca del Carmen, documentan para el Bølling Allerød, condiciones de anoxia en las aguas de fondo y la preservación de sedimentos laminados, asimismo, refieren que las condiciones climáticas y oceánicas fueron similares a las actuales (incremento de sílice biogénico y declive en los carbonatos) así como, un incremento en las surgencias (Sancetta, 1995; Keigwin, 2002; Barron *et al.*, 2004; Hendy, 2009).

Younger Dryas (Y/D).

Posterior al aumento de las temperaturas durante el Bølling Allerød, se dio un descenso en la temperatura global de entre 10° y 15° C, semejando las de los periodos glaciales, pero no lo suficiente para considerarlas como una glaciación (Cronin, 1999). Este enfriamiento se vio evidenciado por la transición de floras cálidas a frías con la aparición de *Dryas octopetala*⁷ en el norte de Europa, de ahí que este periodo de 12,700 a 11,500 años cal AP se denominara Younger Dryas (Y/D), en donde se establecen nuevamente condiciones de aridez y frío y se produjeron avances de glaciares en el noroeste del continente Americano.

El frente polar avanzó hacia el sur, alcanzando posiciones semejantes a las que tenía en la glaciación (Valdeolmillos, 2005). Estudios realizados en el norte de Europa han mostrado que durante el Y/D se produjo un decremento en la producción de Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW por sus siglas en inglés) lo que implica un cambio en la circulación termohalina y en el clima de altas latitudes.

Hay muchas teorías con respecto al inicio y a los factores que lo desencadenaron. Broecker *et al.*, (1989) proponen que durante la deglaciación, en el Bølling Allerød, el derretimiento del manto de hielo Laurentido, que originalmente drenaba al Golfo de México vía el Río Mississippi (Fig. 7) , desvió su curso repentinamente hacia el Atlántico Norte a través de los grandes lagos y el río San Lorenzo lo que produjo una

⁷ Planta de flores amarillas típica de la tundra, que posterior al periodo cálido del Bølling Allerød reapareció en el norte del Continente Europeo durante el Y/D (Cronin, 1999).

“dulcificación” de las aguas disminuyendo la salinidad y la densidad de las masas de agua superficiales, así como la formación del NADW en los mares nórdicos debilitando así la Corriente del Golfo que es la fuente de calor oceánica hacia altas latitudes principalmente el norte de Europa, ocasionando un periodo donde las condiciones promedio fueron frías (Uriarte, 2002).

En sedimentos del Golfo de California este evento ha sido documentado por varios autores (Keigwin & Jones, 1990; Sancetta, 1995; Keigwin, 2002; Barron & Bukry, 2004) que han sugerido una baja productividad, así como el debilitamiento de los vientos del noroeste y por tanto un decremento en las surgencias de invierno, además de la presencia de sedimentos homogéneos, no laminados, debido a la oxigenación de las aguas.



Figura 7. Circulación oceánica durante el Younger Dryas (Tomado de Uriarte, 2002).

El Holoceno.

El Younger Dryas finalizó abruptamente y con ello el Pleistoceno, dando lugar al ascenso de las temperaturas durante el Holoceno que constituye el presente interglacial y comprende cronológicamente de ~11,500 años cal AP a la actualidad (Mayewski *et al.*, 2004; Valdeolmillos, 2005).

El Holoceno ha sido dividido en: Holoceno-Temprano (de 11,500 a 8,000 AP), Holoceno-Medio (de 8,000 a 3,7000 AP) y Holoceno-Tardío (los últimos 3,700 años; (Cortese *et al.*, 2005).

El clima durante el Holoceno presenta variabilidad en escalas milenarias, la cual ha sido asociada a los cambios en el flujo solar y a una oscilación interna del sistema climático. En la literatura se ha sugerido que los cambios en la insolación, debido tanto a las variaciones orbitales de la Tierra como a la variabilidad solar, jugaron un papel central en los cambios climáticos globales de los últimos 11,500 años. La revisión de aproximadamente 50 registros paleoclimáticos distribuidos globalmente ha revelado la existencia de 6 periodos significativos de rápido cambio climático durante el Holoceno: entre 9000 y 8000, 6000 y 5000, 4200 y 3800, 3500 y 2500, 1200 y 1000 y 600 y 150 años AP (Pérez-Cruz *et al.*, 2009).

También han sido registrados los eventos Bond, que son episodios climáticos fríos y áridos, fueron detectados en el Atlántico Norte a partir del estudio de sedimentos marinos, tienen una ciclicidad de $\sim 1,470 \pm 532$ años, representan oscilaciones climáticas donde se da un repentino descenso de la temperatura ($\sim 0.5^\circ$ C) y están ligados a la variabilidad solar. Se han reportado un total de 8 eventos en el Holoceno, $\sim 11,100$, $\sim 10,300$, $\sim 9,400$, $\sim 8,100$, ~ 5900 , $\sim 4,200$, $\sim 2,800$, $\sim 1,400$ años AP (Bond, 2001).

En particular en el Evento de 8,100 años AP, se da un repentino descenso global de la temperatura ($\sim 1^\circ$ - 5° C), es un intervalo frío y seco. En este periodo son establecidas nuevamente condiciones de aridez y frío, presentó una duración aproximada de dos a cuatro siglos, y ha quedado registrado en los núcleos de hielo en Groelandia y sedimentos del Atlántico Norte.

Durante el Holoceno medio ha sido reconocido el Óptimo Climático del Holoceno, ocurrido de 9,000 a 5,000 años AP (Cronin, 1999) donde se produjo un calentamiento de $\sim 0.5^\circ$ a 2° C con respecto a las temperaturas actuales, y está relacionado con los ciclos de Milankovitch (variaciones en la órbita terrestre).

Como parte de la variabilidad climática del Holoceno se han documentado dos periodos de carácter global con condiciones climáticas contrastantes, que son descritos brevemente a continuación (Fig.8).

La Anomalía Climática Medieval (ACM) y la Pequeña Edad del Hielo (PEH) son parte de la variabilidad climática durante el Holoceno Tardío.

La ACM se presenta de 1100 a 1250 AD, en donde el clima fue más cálido que el actual (0.5° C) (Cronin, 1999), está relacionada con el máximo en la actividad solar; a este periodo de condiciones cálidas le siguió la PEH que ocurre de 1500 a 1900 AD, donde la

temperatura media anual pudo estar entre 0.5-1.0° C por debajo de la actual (Cronin, 1999).

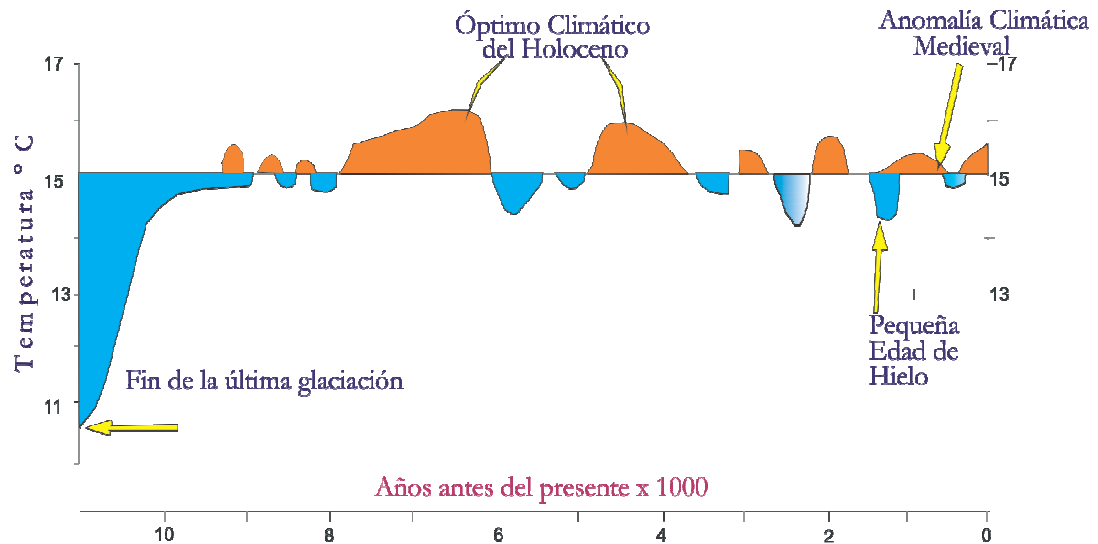


Figura 8. Variabilidad en la temperatura para los últimos 10,000 años (Modificada de Bradley & Eddy, 1991).

Este periodo frío está asociado con un mínimo en la actividad solar, especialmente con el decremento en el número de manchas solares, así como un incremento en la actividad volcánica (Wanner *et al.*, 2008). Se cree que la PEH es la fase fría más reciente de ciclos Bond.

CAPÍTULO III: CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO.

En este capítulo se describen brevemente las principales características geológicas, físicas, oceanográficas y climáticas del Golfo de California.

Geología.

El Golfo de California está considerado como un sistema de cordilleras oceánicas; sin embargo, la parte norte presenta una transición de un ambiente tectónico oceánico a uno continental en el límite entre las placas del Pacífico y de Norteamérica. Es importante mencionar que existe una diferencia estructural entre las cuencas, pues en el norte son más someras (~200 m) con respecto al sur donde pueden tener profundidades de hasta ~3600 m y son consideradas como centros de dispersión del piso oceánico. Las cuencas en el golfo se producen por un sistema extensional oblicuo en donde el sur tiene fallas transformantes y en el norte hay fallas oblicuas. En la parte sur y centro del golfo, la frontera entre la placa Pacífico-Norteamericana muestra zonas de deformación definidas, mientras en el norte hay zonas anchas de deformación semejantes a las existentes en el continente (Aguilar *et al.*, 2008).

Batimetría.

De acuerdo a Lavín *et al.* (1997) el Golfo de California está dividido en cinco regiones, que se describen a continuación (Fig.9).

- La zona de la boca. Es una zona muy profunda (~3600 m), en ella tienen contacto varias masas de agua (Agua del Golfo de California, Agua de la Corriente de California y Agua Tropical Superficial) por lo que se generan frentes termohalinos.
- La zona entre las islas (Tiburón y Ángel de la Guarda). Comunica la parte sur con el norte del golfo por medio de canales angostos (Ballenas y Sal si puedes).
- La parte sur. Es la más extensa, abarca desde Cabo San Lucas hasta las grandes islas. La profundidad en las cuencas disminuye conforme avanzan hacia el norte del golfo. En el lado correspondiente a la península, la plataforma continental es casi inexistente; sin embargo, del lado opuesto hay una plataforma continental de unos 30 km de ancho.

- La parte norte. Tiene una profundidad media de ~200 m, la mayor parte del fondo marino corresponde a plataforma continental.
- El alto golfo. La profundidad media es de ~15 m, y está sujeta a fuertes corrientes de marea.

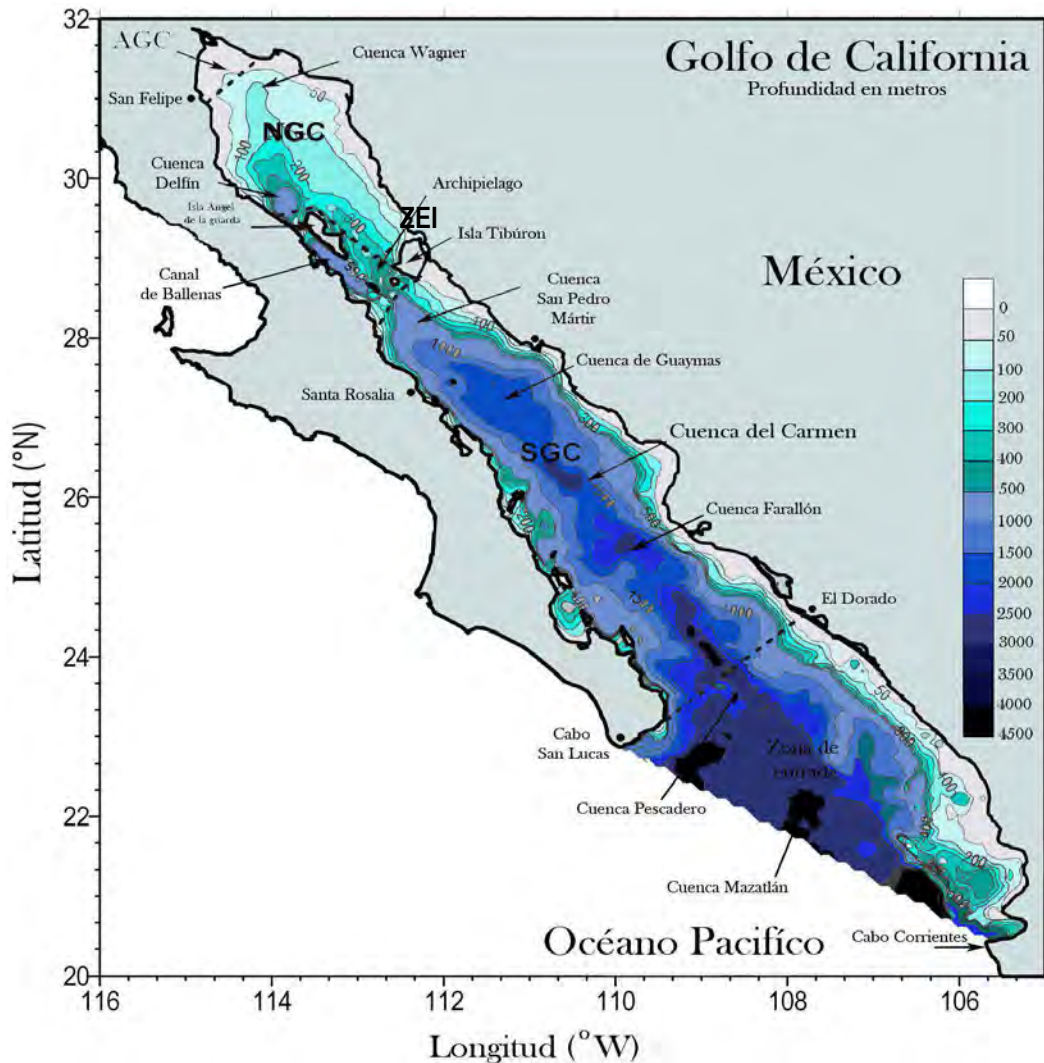


Figura 9. Batimetría del Golfo de California, principales cuencas y regiones: Boca (BGC), Sur (SGC), Zona entre las islas (ZEI), Norte (NGC) y Alto Golfo (AtGC) (Tomado de Lavín & Marinone, 2003).

Desde la zona de la boca hasta las islas Tiburón y Ángel de la Guarda, el golfo conserva una anchura casi uniforme, en la región entre las islas es donde su sección transversal sufre una abrupta reducción, limitando la comunicación entre la parte sur y la norte. Esta característica oceanográfica de poca profundidad le da a la parte norte del golfo la cualidad de ser una cuenca de evaporación (Lavín *et al.*, 1997).

Los sedimentos en el Golfo de California.

La historia sedimentaria es un reflejo de la evolución geológica en el Golfo de California. Mediante el estudio de los sedimentos es posible conocer la historia evolutiva de las cuencas, así como el ambiente que las rodeaba desde su formación. En el Golfo de California se encuentran sedimentos que tienen origen orgánico, compuestos por organismos bentónicos y planctónicos y sedimentos inorgánicos producto de la erosión de las rocas que afloran en los márgenes costeros (Tovilla-Hernández, 1991).

La depositación en el margen continental (costas de Sinaloa, Nayarit y Sonora), presenta mayor sedimentación, es decir, costas más extensas de pendientes suaves, donde predominan las arenas, mientras que en el margen occidental de la Península de Baja California son comunes los procesos de erosión, pues no posee sistemas fluviales para la depositación de sedimentos en los márgenes de las costas (Tovilla-Hernández, 1991).

En el margen peninsular el aporte proviene principalmente de rocas de origen ígneo. La lluvia es importante en la dispersión de los sedimentos, representa un medio de arrastre del material sedimentario. Las precipitaciones no exceden los 250 mm/año, siendo el viento y la circulación costera los principales responsables de la distribución de los sedimentos en la zona costera de Baja California (Van Andel, 1964).

En la parte sur del golfo el régimen fluvial proviene principalmente del oriente, caracterizándolo como terrígeno detrital, al fondo de las cuencas en la parte oriental se tiene un mayor aporte por la influencia de la sierra Madre Occidental, pues la descarga de agua lleva sedimentos que cubren las plataformas continentales y el talud (Baba *et al.*, 1991), los sedimentos se componen por limos, arcillas, testas de organismos (calcáreos y silicios) y arenas costeras.

Los carbonatos biogénicos depositados en los sedimentos del golfo están constituidos por las testas de los foraminíferos planctónicos y bentónicos así como, de cocolitofóridos, las concentraciones más altas se dan a los 24° N (cerca de la Paz) y 26° N, así como al oeste de los escarpes y en las cuencas del sur (28° N), lo cual es ocasionado por el poco aporte de terrígenos por parte de la península.

Las tasas de acumulación de carbonatos biogénicos son más altas en el margen peninsular con respecto al continental (Baba *et al.*, 1991; Douglas, 2007).

Masas de agua presentes en el Golfo de California.

Las masas de agua dentro del Golfo de California también corresponden a las comprendidas en el Océano Pacífico en la región tropical oriental (Lavín *et al.*, 1997).

La clasificación utilizada en este trabajo corresponde a la revisión llevada a cabo por Lavín *et al.*, (2009), los rangos de salinidad y temperatura del Agua Profunda del Pacífico son de acuerdo a Torres-Orozco (1993; Tabla 1, Fig. 10):

Agua profunda del Pacífico (APP): Está se extiende desde el fondo hasta los 1200m de profundidad y está delimitada por la isoterma de 4° C y la isohalina de 34.5.

Agua Intermedia del Pacífico (AIP): Se encuentra sobre el APP, va desde los 1200 m (isoterma de 4° C) a los 400 m (isoterma de 9° C). La frontera inferior no posee variaciones mientras que la superior parece retraerse hacia el sur en el verano y avanzar en invierno, lo que sugiere que la entrada de AIP a la zona norte del Golfo de California es estacional.

Tabla 1. Masas de agua en el Golfo de California (De acuerdo a Lavín *et al.*, 2009).

Masas de agua	Abreviación	Salinidad	Temperatura potencial (°C)	Profundidad (m)
Agua Profunda del Pacífico	APP	>34.5	4	>1200
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	34.5-34.8	4-9	400-1200
Agua Subtropical Subsuperficial	ASsSt	34.5-34.9	9-18	50-480
Agua Tropical Superficial	ATS	34.5-34.9	18-30	0-120
Agua Tropical Superficial Evaporada	ATSe	34.9-35.1	28-30	0-40
Agua Somera del Mínimo de Salinidad (Agua de la Corriente de California + Agua Tropical Superficial)	ASmS (ACC+ATS)	34.1-34.5	16-25	10-110
Agua del Golfo de California	AGC	34.9-35.35	14-29.5	0-180

Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt): Su límite inferior esta a 480 m (isoterma de los 9° C), el límite superior está definido por $T \leq 18^\circ \text{C}$, se encuentra a 50 m de profundidad.

Agua Tropical Superficial (ATS): Se localiza en la capa superficial, posee una temperatura entre 18° y 30° C y salinidad entre 34.5 y 34.9.

Agua Tropical Superficial Evaporada (ATSe): Ocupa la capa superficial de 40 m de espesor, presenta temperaturas entre 28° y 30° C y salinidad (34.9 y 35.1), mayor, al Agua Tropical Superficial, ya que es producto de la evaporación y se mantiene en la parte superficial por su alta temperatura.

Agua Somera del Mínimo de Salinidad (ASmS): La cual resulta de la mezcla del Agua de la Corriente de California (ACC) y Agua Tropical Superficial (ATS) y se asocia a un máximo de oxígeno.

Agua del Golfo de California (AGC): Está por encima de los 180 m se encuentra principalmente en la parte norte del golfo donde se forma debido a la evaporación y a la convección en invierno.

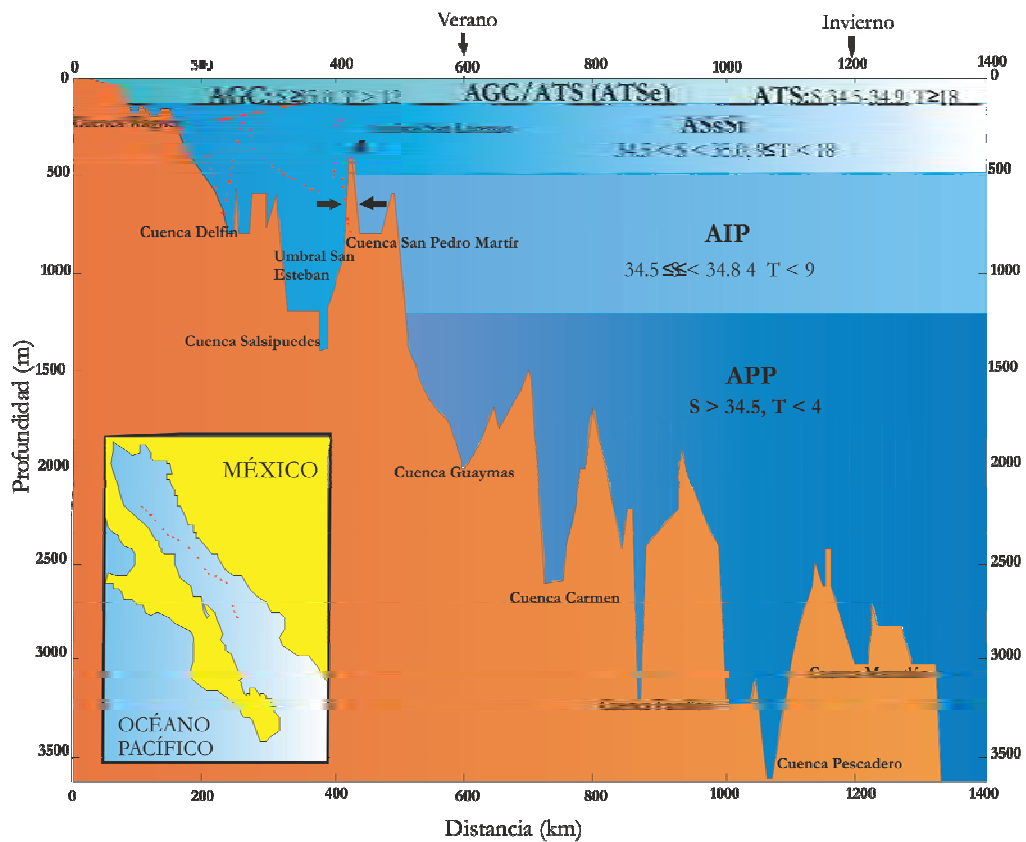


Figura 10. Esquema de la distribución de las masas de agua del Golfo de California (Modificada de Lavín & Marinone, 2003).

Frentes oceánicos.

Los frentes termohalinos son zonas de transición rápida de temperatura y salinidad, y generalmente están asociados con los límites de las masas de agua. En la parte sur del Golfo de California, específicamente en la región próxima a la boca es frecuente la formación de frentes oceánicos, los cuales se generan debido al encuentro entre diferentes masas de agua, como son el ACC, el AGC y el ATS. La variación en la posición geográfica de los sistemas de frentes oceánicos está determinada por procesos atmosféricos, dándoles variaciones tanto en localización como en intensidad; la entrada del Golfo de California es considerada como sensible a los cambios oceanográficos y atmosféricos del Pacífico Ecuatorial (Molina-Cruz, 1984).

Climatología del Golfo de California.

El clima del Golfo de California está influenciado por el Océano Pacífico y por su localización geográfica entre dos zonas áridas la Península de Baja California que lo limita al occidente y los estados de Sonora y Sinaloa al oriente.

En el golfo los vientos tienen un marcado carácter estacional, donde las cadenas montañosas canalizan el viento a lo largo de su eje longitudinal. El viento va del noroeste en el invierno y del sureste en el verano (Douglas *et al.*, 1993; Fig. 11).

Este patrón de circulación en el sistema de vientos en el Golfo de California es llamado Monzón Mexicano (Douglas *et al.*, 1993). Los vientos que están presentes durante el invierno provienen de la masa continental de Norteamérica, son caracterizados por ser fríos y secos, mientras que en el verano los vientos son más cálidos y húmedos pues provienen de la zona marítima tropical (Lavín *et al.*, 1997).

Durante el invierno e inicio de la primavera, el centro atmosférico anticiclónico del Pacífico nor-oriental se sitúa en la misma latitud que el centro atmosférico ciclónico del desierto de Sonora (Molina-Cruz, 1984), prevaleciendo los vientos superficiales provenientes del noroeste, dando un transporte neto de aguas superficiales fuera del golfo, y originando surgencias en la costa oriental. Además durante el invierno, la

insolación en el Hemisferio Norte es baja y la Zona de Convergencia Intertropical⁸ presenta una migración estacional hacia el sur, localizándose a $\sim 0^\circ$.

Al iniciar la primavera en el Hemisferio Norte, las aguas superficiales y subsuperficiales del Pacífico Oriental Tropical penetran sólo en la región de la boca, en el verano se introducen en toda la región sur del golfo hasta las islas de Ángel de la Guarda y Tiburón (Alvarez-Borrego & Schwartzlose, 1979).

En el verano la insolación en el Hemisferio Norte es mayor y la ITCZ tiene una migración estacional hacia el norte a $\sim 9^\circ$ Latitud Norte. Los vientos cargados de humedad que provienen del sur producen lluvias en Sonora y Sinaloa (costa oriental), donde su precipitación es mayor en contraste con la de la Península de Baja California (costa occidental), con una descarga fluvial de N-S, induciendo el transporte neto de las aguas superficiales hacia el interior del golfo y ocasionando eventos de surgencia en el margen peninsular. Cabe mencionar que el régimen climático durante la formación del Golfo de California fue subtropical como lo es actualmente (Molina-Cruz, 1984).

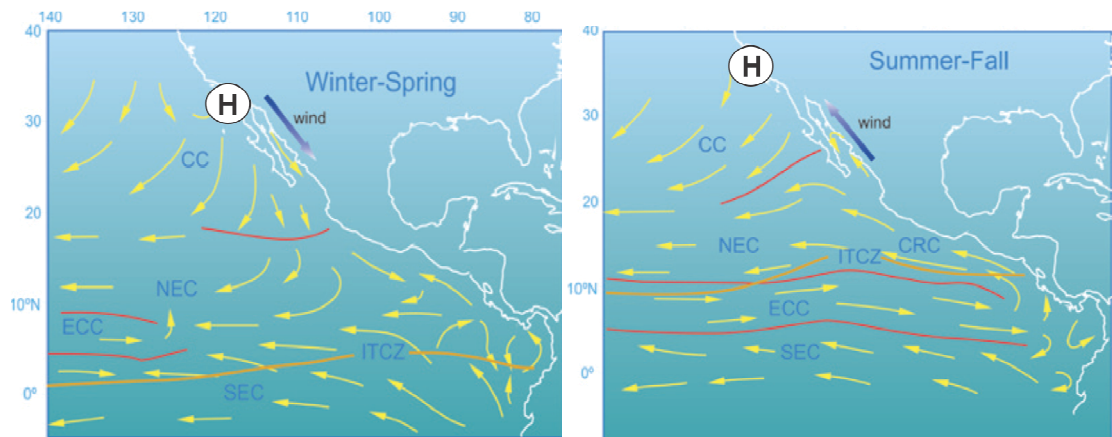


Figura 11. Representación esquemática de la climatología del Golfo de California: Invierno-Primavera, dominan los vientos del noroeste, Verano-Otoño, dominan los vientos del sureste. CC-Corriente de California (Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2009).

⁸ Por sus siglas en inglés ITCZ, es un cinturón de baja presión en el Ecuador, donde los vientos alisios del norte y del sur convergen cargados de humedad y calor .

CAPÍTULO IV: MATERIALES Y MÉTODOS.

En este capítulo se describe el material utilizado y los métodos empleados en la realización de este estudio, los cuales se han sintetizado en la Figura 12.

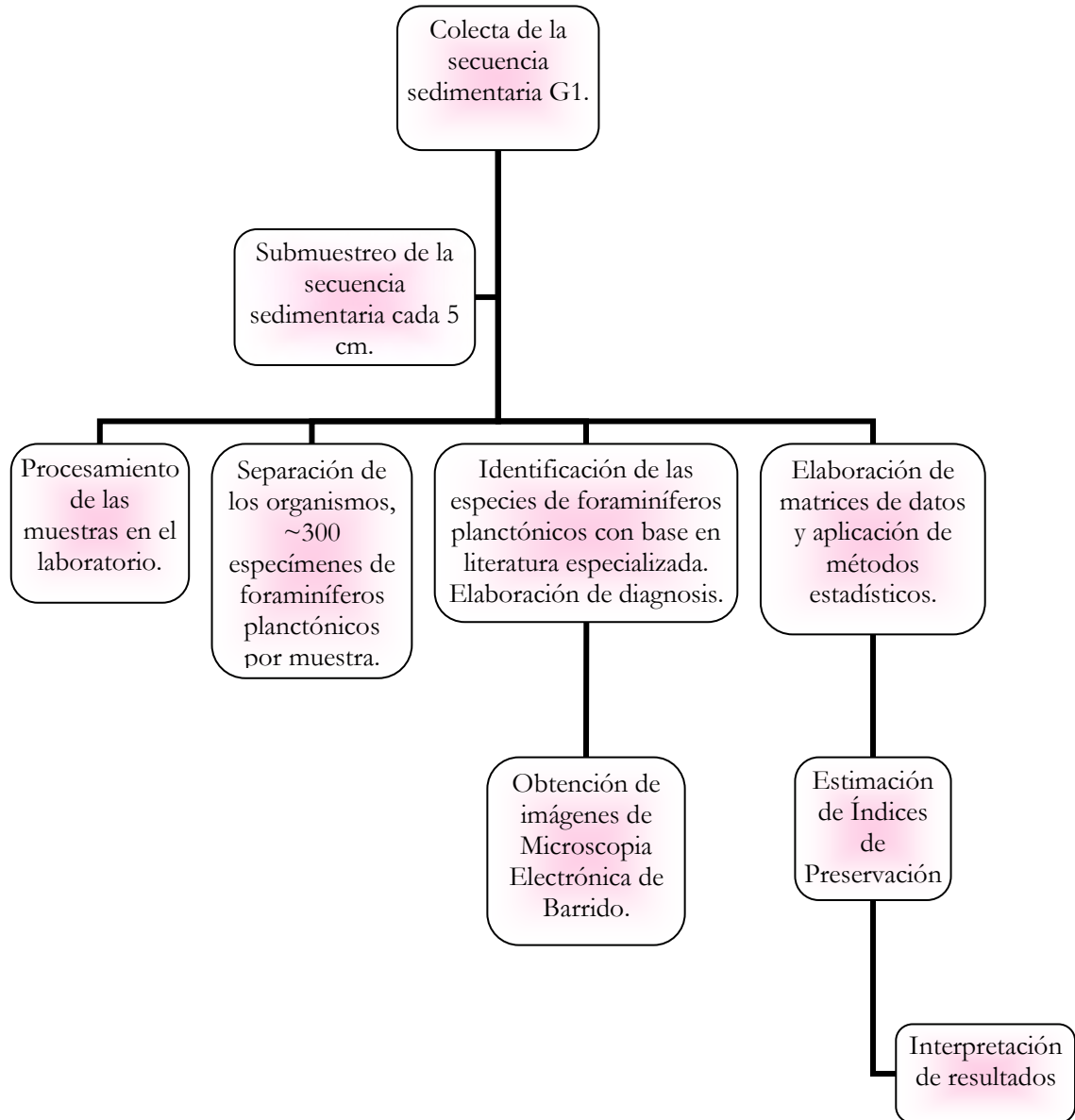


Figura 12. Diagrama de los métodos seguidos para la realización de este estudio.

La secuencia sedimentaria G1 fue obtenida en la región suroriental de la Cuenca Pescadero, en el Golfo de California, con un nucleador de gravedad de tipo “gran diámetro”, a bordo del B/O “El Puma”, en la Campaña Oceanográfica “Dinámica

Oceánica y Paleooceanografía” (DIPAL I, el 22 de febrero de 2006), a una profundidad de 1971 m.

Trabajo en el laboratorio.

La secuencia sedimentaria del núcleo G1 fue submuestreada en la Nucleoteca II del Programa Universitario de Perforaciones en Océanos y Continentes, del Instituto de Geofísica de la UNAM. El submuestreo se realizó cada 5 cm, obteniendo un total de 35 muestras para el análisis micropaleontológico de foraminíferos planctónicos.

Para el procesamiento de las muestras se siguió la técnica sugerida por Oliver-Salomé (1998), descrita brevemente a continuación.

Las muestras se secaron en un horno a una temperatura de 40 °C, después se pesaron en una balanza analítica marca Citizen (modelo Cx120) para tener como referencia el peso seco de la muestra antes de lavar. Posteriormente las muestras fueron hidratadas y se les agregó calgón (hexametáfosfato de sodio), este detergente dispersa mecánicamente las partículas y facilita su lavado a través del tamiz. Las muestras fueron tamizadas a través de una malla con apertura de 62 µm, pues los foraminíferos presentan un tamaño mayor en cualquiera de sus estadios de desarrollo (Peeters *et al.*, 1999). El tamizado es realizado bajo el chorro de agua, el cual disgrega las partículas de sedimento y elimina las de menor tamaño. La muestra retenida en el tamiz se vació en una cápsula de porcelana. Las muestras se colocaron nuevamente en el horno a una temperatura de 40 °C, donde se secaron, para obtener su peso seco después del lavado y se colocaron en frascos previamente etiquetados.

Los pesos secos de las muestras antes y después de lavar permiten estimar la proporción de lodos en las muestras (Anexo I).

Obtención de testas de foraminíferos planctónicos y fraccionamiento.

En ocasiones las muestras procesadas tuvieron una gran abundancia de organismos, para evitar revisar toda la muestra se fraccionó mediante un “Fraccionador Otto”, el cual separa la muestra en dos partes, que en teoría contienen el mismo número de especies. Algunas veces fue necesario fraccionar varias veces hasta obtener una alícuota

de 300 a 500 organismos (Phleger, 1960). Cabe destacar que las muestras que presentaron escasos organismos fueron revisadas en su totalidad.

La fracción de sedimento obtenida se esparció en una placa metálica cuadrículada, de donde fueron extraídos los organismos con un pincel (no.2) el cual se mantuvo humedecido para que la hidroscofia ayudara a la recolección de los organismos que fueron depositados en una placa micropaleontológica previamente etiquetada.

Elaboración de cuadro diagnóstico de las especies de Foraminíferos Planctónicos.

Se llevó a cabo la revisión de literatura especializada sobre las diagnosis de los foraminíferos planctónicos en el área de estudio y en el Pacífico Oriental principalmente (Loeblich & Tappan, 1964; Bé & Tolderlund, 1971; Kennett & Srinivasan, 1983; Marchant *et al.*, 1999; Coloma *et al.*, 2005). Se sintetizó esta información en un cuadro que sirvió como base para la identificación taxonómica de las especies encontradas en las muestras analizadas.

La identificación taxonómica y conteo, se realizaron con ayuda de un microscopio estereoscópico Carl Zeiss modelo Stemi-2000, utilizando los objetivos 1.6x y 5x. De los conteos se obtuvo una matriz de abundancias absolutas. Posterior a la identificación se tomaron imágenes a los foraminíferos planctónicos de la secuencia sedimentaria G1 por medio del Microscopio Electrónico de Barrido (Carl Zeiss, modelo DSM960 A), en el Laboratorio de Análisis Integral de Muestras de Roca del Instituto Mexicano del Petróleo (IMP, Anexo II).

Índices de Preservación.

Para verificar si las asociaciones de foraminíferos planctónicos de la secuencia G1, estaban afectadas por procesos de disolución, se consideraron los siguientes índices: Índice de Fragmentación (IF; Berger *et al.*, 1982; Herguera, 1994); Índice de Disolución por Rango (IDR; Parker & Berger, 1971) y el Índice de Disolución por Grupo (IDG; Rudiman & Henzen, 1967). Esto con la finalidad de considerar los efectos de la disolución sobre las muestras estudiadas y realizar la interpretación paleoclimática.

A continuación se describen brevemente estos índices.

- Índice de Fragmentación (Berger *et al.*, 1982; Herguera, 1994).

El cálculo de este índice está basado en la cantidad de fragmentos presentes en la fracción $< 125 \mu$, la cual de acuerdo a los trabajos realizados por diversos autores es más susceptible a los procesos de disolución (Berger *et al.*, 1982; Herguera, 1991; Herguera, 1994).

La ecuación utilizada para el cálculo de este índice es la siguiente.

$$IF = \frac{Frag}{(Fp + Fb + Frag) * 100}$$

En donde:

IF., Índice de Fragmentación

Frag., es el número de fragmentos de foraminíferos

Fp., es el número de foraminíferos planctónicos

Fb., es el número de foraminíferos bentónicos

Mientras más altos sean los valores del índice indica que los efectos de la disolución son mayores en las muestras estudiadas.

- Índice de Disolución por Rango (Parker & Berger, 1971; Berger *et al.*, 1982).

Las especies se agrupan por rangos de acuerdo a su susceptibilidad a la disolución que es asociada a su abundancia relativa en la muestra. Para el cálculo de este índice fueron considerados los rangos de susceptibilidad a la disolución de las especies de foraminíferos planctónicos utilizados en los trabajos de Parker & Berger, 1971 y Berger *et al.*, 1982 (Tabla 2). Para obtener este índice la abundancia relativa de cada especie es multiplicada por su rango de disolución, los productos se suman para cada una de las especies que se encuentran en la muestra y el resultado es dividido por el promedio de los rangos.

$$s = \frac{\sum_i^n ARI * Ri}{Rp}$$

En donde:

IDR., Índice de Disolución por Rango

ARi., es la abundancia relativa de la especie

Ri., es el rango de susceptibilidad a la disolución correspondiente a la especie i

Rp., es el rango de susceptibilidad promedio de las especies de las especies presentes

Este índice da una mayor importancia a las especies resistentes a la disolución. Cuando el índice tiene un mayor valor se debe a que la abundancia de las especies resistentes aumentó.

Cuando el valor del índice es igual a 1 todas las especies tienen igual importancia, mientras que cuando es mayor a 1 las especies resistentes tienen mayor dominancia en la muestra (Berger *et al.*, 1982).

Tabla 2. Rangos de susceptibilidad a la disolución de los foraminíferos planctónicos. Los rangos van de mayor a menor susceptibilidad (Tomado de Parker & Berger, 1971).

1. <i>Hastigerina pelagica</i>	19. <i>Globigerina falconensis</i>
2. <i>Globorotalia anfracta</i>	20. <i>Candeina calida</i>
3. <i>Globigerinoides ruber</i>	21. <i>Orbulina universa</i>
4. <i>Globigerina rubescens</i>	22. <i>Globorotalia sticula</i>
5. <i>Globigerinoides tenellus</i>	23. <i>Goboquadrina hexagona</i>
6. <i>Globigerinella siphonifera</i>	24. <i>Globigerina digitata</i>
7. <i>Globigerinella adamsi</i>	25. <i>Globoquadrina conglomerata</i>
8. <i>Globigerinoides sacculifer</i>	26. <i>Globorotalia hirsuta</i>
9. <i>Globigerinoides conglobatus</i>	27. <i>Globorotalia truncatulinoides</i>
10. <i>Globigerina quinqueloba</i>	28. <i>Globorotalia inflata</i>
11. <i>Globigerina bulloides</i>	29. <i>Globorotalia crassaformis</i>
12. <i>Globigerina calida</i>	30. <i>Globorotalia cultrata</i>
13. <i>Globorotalia fimbriatnoa</i>	31. <i>Globoquadrina dutertrei</i>
14. <i>Globigerinita iwula</i>	32. <i>Globigerina pachyderma</i>
15. <i>Globigerinita glutinata</i>	33. <i>Globorotalia pumillo</i>
16. <i>Globigerinita iota</i>	34. <i>Pulleniatina obliquiloculata</i>
17. <i>Globorotalia sp. A</i>	35. <i>Sphaeidinella debiscens</i>
18. <i>Globorotalia sp. B</i>	36. <i>Globorotalia tumida</i>
	37. <i>Turborotalia humilis</i>

• Índice de Disolución por Grupo (Rudiman & Henzen, 1967).

Este índice compara la abundancia relativa total de las especies frágiles con respecto a la abundancia relativa total de las especies resistentes a los procesos de disolución.

Es necesario agrupar a todas las especies presentes en la muestra en dos grupos de acuerdo a su susceptibilidad a la disolución: en especies resistentes y en especies frágiles, los rangos de susceptibilidad a la disolución fueron obtenidos del trabajo realizado por Parker & Berger, 1971. Las especies de cada grupo se suman. Para obtener el valor del índice se resta la abundancia relativa del grupo de las especies resistentes a la abundancia relativa del grupo de especies frágiles.

$$IDG = Ar(ER) - Ar(ES)$$

En donde:

IDG., Índice de Disolución por Grupo

Ar., abundancia relativa

ER., especies resistentes

ES., especies susceptibles

Los valores mayores a 1 indican que existe una mayor cantidad de especies resistentes a la disolución con respecto a las que son susceptibles, mientras que, un valor menor a 1 indica que existe una predominancia de especies susceptibles a la disolución.

Análisis de Factores en “modo-Q”.

El análisis de factores es un método multivariado, que tiene la cualidad de agrupar la información en un pequeño número de componentes o de factores, que son las asociaciones de las muestras, consideradas como puntos de referencia para la interpretación del modelo (Imbrie & Van Andel, 1964). Cuando el análisis de factores es aplicado a una matriz de correlación de unidades (muestras), se refiere como análisis en “modo-Q” (Imbrie & Van Andel, 1964). Los factores o asociaciones de las muestras (variables) se determinan por su valor propio (*eigenvalue*), entre más alto sea el valor representa un mayor contenido de la varianza en los datos analizados. Para realizar la selección del número de factores se sigue el criterio de la raíz latente (*latent root criterium*), donde los factores que tienen un *eigen value* mayor o igual a 1 son seleccionados. Además se considera cual es el modelo que permite la mejor representación de los datos (Hair *et al.*, 1999).

Las cargas del factor (*factors loadings*), nos muestran el comportamiento de los factores, indican la importancia del factor en cada intervalo. Los valores del factor (*factor scores*) identifican a las especies más importantes para cada factor, con base en el valor más alto (Molina-Cruz *et al.*, 1999).

Con base en el Análisis de Factores se definieron dos asociaciones de foraminíferos planctónicos, las cuales se analizaron considerando el efecto de la disolución selectiva en la sus testas para los últimos ~47,645 años cal AP.

CAPÍTULO V: RESULTADOS, DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

Descripción de la secuencia sedimentaria G1.

La secuencia sedimentaria G1 tiene una longitud de 173 cm, es en general masiva y está constituida principalmente por sedimentos areno-lodosos (Fig. 13).

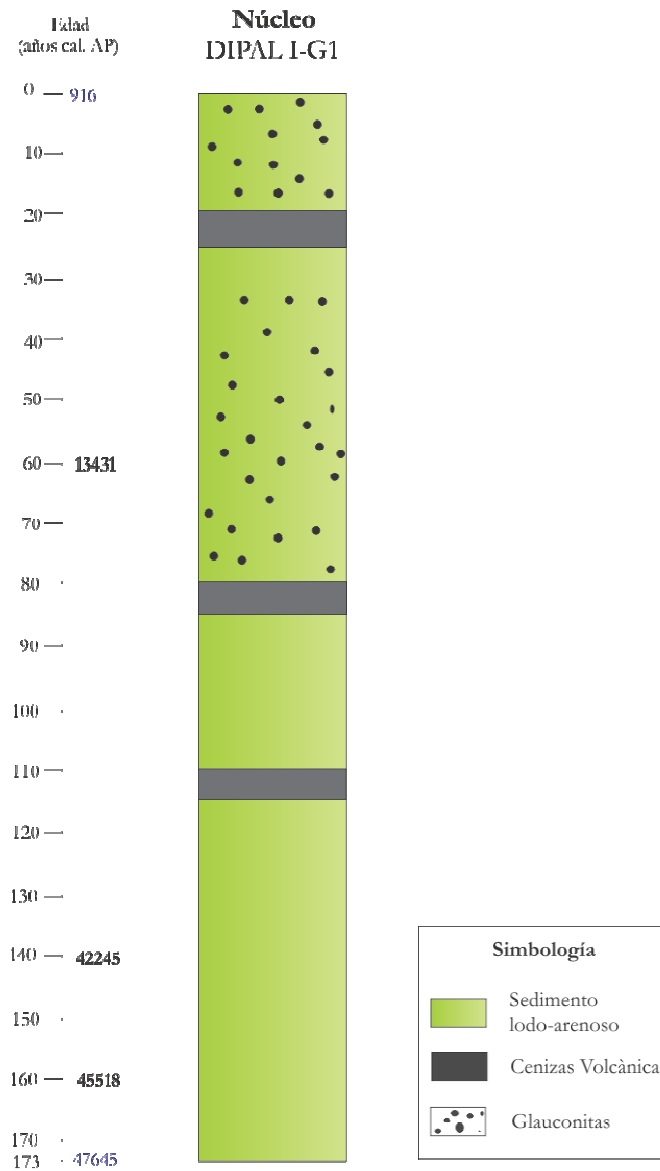


Figura 13. Representación esquemática de la secuencia G1 (Los números en negritas señalan las edades de radiocarbono AMS).

A lo largo de la secuencia fue posible diferenciar dos segmentos, por sus cambios en color. De 0 a ~80 cm, los sedimentos presentan una coloración gris olivo (5Y ²/₁), donde se detectó la presencia de glauconitas⁹, que de acuerdo a la literatura son producidas en ambientes marinos con una tasa de sedimentación muy baja, alta productividad, además de condiciones con bajo contenido de oxígeno (Haq, 1980). Cabe destacar que la presencia de glauconitas fue disminuyendo gradualmente conforme a la profundidad y no fueron observadas a partir de los ~80 cm. Para el segundo segmento, que va desde los 173 cm en la parte basal hasta los ~80 cm, el color dominante es gris olivo (5Y ¹/₄).

Además es posible observar a simple vista tres estratos (de 20 cm a 25 cm, de 80 cm a 85 cm y de 110 cm a 115 cm), los cuales se caracterizan por una textura arenosa y una coloración más oscura con respecto a los demás componentes de la secuencia (negro olivo 5Y ²/₁, gris olivo 5Y ⁴/₁ y negro grisáceo N₂ 2). Éstos corresponden a cenizas volcánicas.

Marco cronológico de la secuencia sedimentaria G1.

Con la introducción de la técnica de radiocarbono por Espectrometría de Aceleración de Masas ha sido posible datar fracciones selectas de los sedimentos con altas precisiones analíticas. En sedimentos marinos es común utilizar testas de foraminíferos en donde se requiere una cantidad mínima de sedimento (de 10 a 20 mg); sin embargo, cuando el sedimento es pobre en restos de microorganismos (foraminíferos) y es difícil extraer la cantidad suficiente de material para su datación, se utilizan preferencialmente muestras de sedimento total de 2 a 10 g (Tammers & Hood, 2010), que contienen carbono inorgánico (testas de foraminíferos planctónicos/bentónicos y cocolitofóridos) y carbono orgánico (Skilbeck & Fink, 2006).

En este estudio, se analizó una muestra monoespecífica de foraminíferos planctónicos (*Globigerina bulloides*) y debido a las escasas testas de microorganismos preservados, se consideraron 3 muestras de sedimentos total. Todas se dataron con el método de radiocarbono de Espectrometría de Aceleración de Masas. La preparación de las

⁹ En este estudio se sugiere que la baja abundancia de foraminíferos planctónicos en los 4 primeros intervalos de la secuencia está relacionada con la presencia de glauconitas, las cuales sustituyen sus testas parcial o totalmente, además de favorecer los procesos de disolución y fragmentación

muestras y las mediciones fueron realizadas en el Laboratorio Beta Analytic Inc., en Miami. En el caso de las muestras totales las edades de radiocarbono fueron obtenidas de la fracción de carbono orgánico extraída del sedimento total (Tammers & Hood, 2010), en muestras de aproximadamente 1.5 cm de espesor.

Las edades convencionales de radiocarbono y las edades calibradas se presentan en la Tabla 4. Las calibraciones se llevaron a cabo utilizando el programa CALIB 6.0.0 (Stuvier & Reimmer, 1993) con la curva de calibración para sedimentos marinos Marine 98. La corrección local del reservorio marino utilizada fue de $\Delta R 253 \pm 18$ (“Marine Reservoir Correction Database”).

Con estas edades calibradas se calcularon las tasas de sedimentación para la secuencia y se compararon mostrando fluctuaciones a lo largo de la columna de entre 0.03 y 0.06 mm/año (Tabla 3; Fig. 14). El alcance de edad para la secuencia G1 es de 47,645 años cal AP.

Tabla 3. Edades de ^{14}C AMS del núcleo G1.

Profundidad (cm)	Código del Laboratorio	Tipo de muestra	Edad (^{14}C años AP)	Rango Calibrado 2σ (años cal AP)	Intervalo cm	Tasa de sedimentación
0-1	BETA27 9631	Sedimento total	1530 \pm 40	719-916		
59-60	BETA27 9632	Sedimento total	11620 \pm 70	12659-13070	0-60	0.048
140-141	BETA25 3718	Fp	37040 \pm 530	40445-42245	60-141	0.027
159-160	BETA27 9633	Sedimento total	41270 \pm 600	43394-45354	141-173	0.061

Es importante mencionar que en tres intervalos de la secuencia se identificaron capas de cenizas volcánicas con espesores de 20 a 25 cm, de 80 a 85 cm y de 110 a 115 cm aproximadamente. Estos paquetes de cenizas producen un cambio de sedimentación aparente. ¿Por qué aparente?, porque no son el reflejo de la tasa de acumulación promedio en la localidad de estudio en un periodo determinado, en este caso a escala milenaria, si no que representan eventos de acumulación de sedimentos que se producen en un tiempo más corto (días, semanas o meses).

El espesor de estas capas podría influir en la estimación de las edades a lo largo de la secuencia en donde estas se encuentran, sin embargo, el alcance de la secuencia (edad de

la base) está bien documentada por la edad calibrada de radiocarbono y ausencia de capas de cenizas.

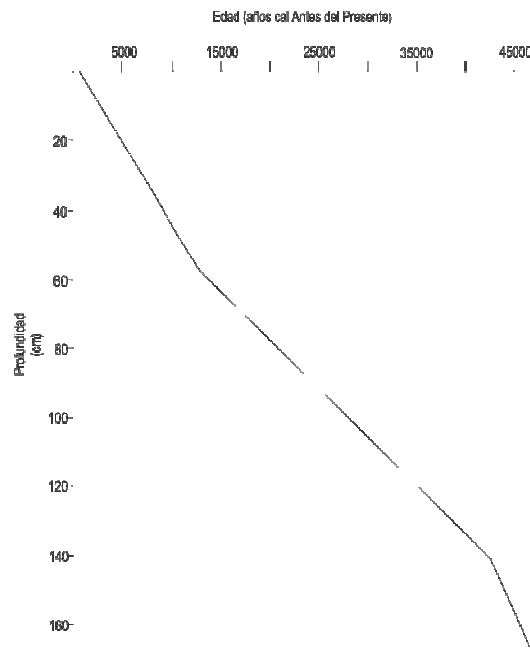


Figura 14. Edades en años cal AP para la secuencia G1.

Cabe señalar que en un estudio paralelo se intentó fechar las capas de cenizas por el método de tefrocronología, sin embargo la huella geoquímica de las tefras no coincide con ninguno de los registros de tefras de los volcanes cercanos al área de donde puedan provenir. La información sobre la cronología de los eventos eruptivos de volcanes en la región es limitada y las cronologías de etapas eruptivas no están bien definidas (Pérez-Cruz, comunicación personal 2010).

Análisis Micropaleontológico.

La identificación de los organismos fue hecha con base en las características morfológicas de la testa como las aberturas primarias y secundarias (disposición y posición en la testa), enrollamiento de las cámaras el sentido de estas, el número de cámaras en la última vuelta, las suturas, el tipo de pared así como, los poros.

A partir del análisis de la microfauna de foraminíferos planctónicos en 35 muestras de la secuencia sedimentaria G1, se identificaron 17 especies pertenecientes a 9 géneros (Tabla 4).

Cabe señalar que las variantes de *Neogloboquadrina pachyderma* dextral-d, sinistral-s, fueron identificadas con base en el sentido del enrollamiento en la vista dorsal de las testas (Fig. 15).

Tabla 4. Géneros y especies de Foraminíferos Planctónicos identificados en la secuencia sedimentaria G1.

Género	Especie
<i>Globorotalia</i> Cushman , 1927	<i>G. menardii</i> (Parker, Jones & Brady, 1865)
<i>Neogloboquadrina</i> Bandy, Frerichs & Vincent, 1967	<i>N. dutertrei</i> (d'Orbigny, 1839) <i>N. pachyderma</i> sinistral (Ehrenberg, 1861) <i>N. pachyderma</i> dextral (Cifelli, 1961)
<i>Globigerinita</i> Brönnimann, 1951	<i>G. glutinata</i> (Egger, 1893) <i>G. parkerae</i> (Bermudez, 1961)
<i>Globigerina</i> d'Orbigny, 1826	<i>G. bulloides</i> d'Orbigny, 1826 <i>G. falconensis</i> Blow, 1959 <i>G. rubescens</i> Hofker, 1956
<i>Globigerinella</i> Cushman, 1927	<i>G. obesa</i> (Parker, 1962)
<i>Globigerinoides</i> Cushman 1927	<i>G. ruber</i> (d'Orbigny, 1839) <i>G. saculifer</i> (Brady, 1877) <i>G. quadrilobatus</i> (d'Orbigny, 1846)
<i>Turborotalia</i> d'Orbigny 1826	<i>T. quinqueloba</i> Natland, 1938 <i>T. humilis</i> (Brady, 1884)
<i>Pulleniatina</i> Cushman, 1927	<i>P. obliquiloculata</i> (Parker & Jones, 1865)
<i>Orbulina</i> d'Orbigny, 1839	<i>O. universa</i> d'Orbigny, 1839

La diferenciación de ambas variantes es importantes ya que presentan diferentes afinidades ecológicas, como se explica a continuación: la variante que presenta

enrollamiento dextral habita en aguas más cálidas (de 9 a 15 °C) que la variante sinistral (Kuronayagi & Kawahata, 2004). En la Cuenca de Santa Barbara ha sido reportada con mayores abundancias durante los periodos interestadiales mientras que la variante sinistral (s) tiene preferencia por masas de agua fría y habita en altas latitudes a temperaturas de 7 a 9 °C (Fig. 15). Ha sido reportada en la Cuenca de Santa Barbara con una mayor abundancia durante los periodos estadiales y es asociada a las aguas de la Corriente de California (Splindler & Hemleben, 1990; Hendy & Kennett, 2000; Hendy, 2009).

Durante el análisis las primeras cuatro muestras estudiadas en el intervalo de 0 a 20 cm de la secuencia, así como la muestra de 155 cm a 156 cm no fueron consideradas para el análisis estadístico, pues no tuvieron una cantidad de foraminíferos planctónicos que fuese estadísticamente significativa, y el incluirlos sesgaría la interpretación (Anexo III).

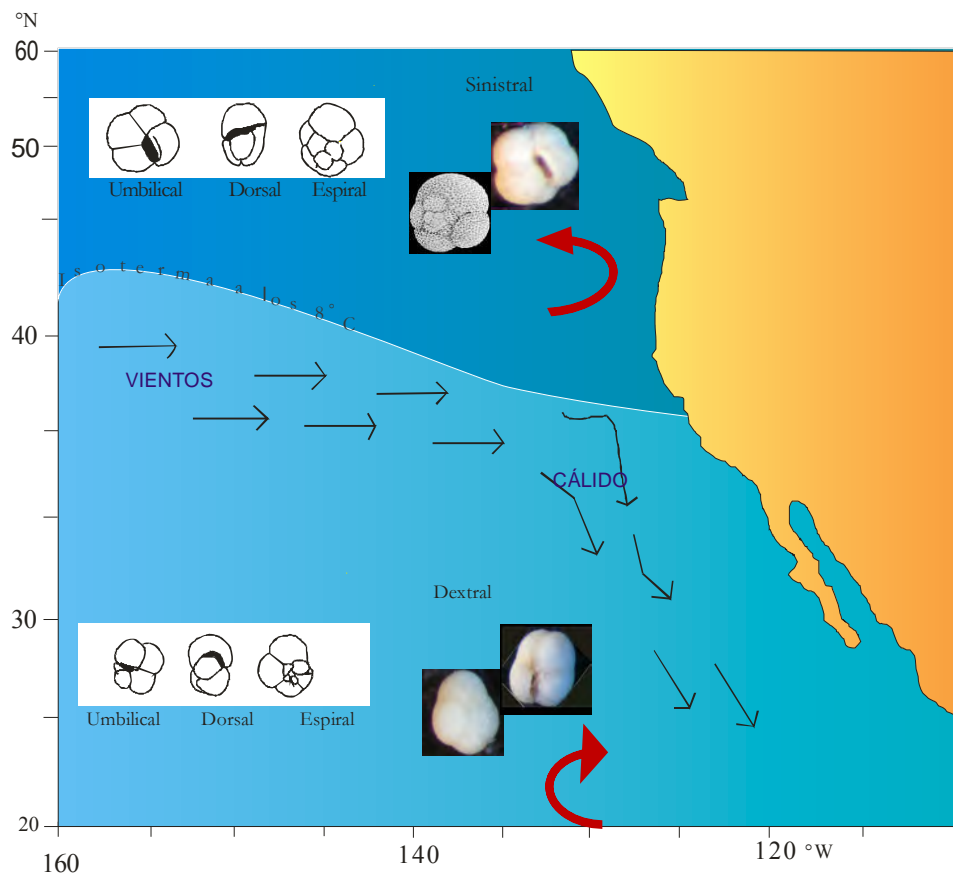


Figura 15. Variantes en el enrollamiento de *Neoglobobadrina pachyderma*, las flechas en color naranja indican la dirección del viento, y las flechas rojas indican la dirección del enrollamiento en las testas.

La escasez de foraminíferos planctónicos en los primeros intervalos de la secuencia se puede asociar con la presencia de glauconita, ya que en algunos casos fue posible observar que las testas de los foraminíferos eran reemplazadas por este mineral (Fig. 13).

La interpretación realizada en este trabajo se basa en los resultados obtenidos a partir de los índices de preservación aplicados a las muestras estudiadas y la señal que ellos proveen.

Índices de Preservación.

En particular los resultados obtenidos a partir del Índice de Fragmentación indican que durante los intervalos que corresponden al Holoceno la disolución fluctuó entre 5.3 y 40 %, siendo mayor al 35 % en tres de los 7 intervalos considerados. Mientras que para el Pleistoceno-Tardío va de 6 a 45 % en las muestras analizadas (Anexo IV).

Con base en la literatura se ha sugerido que un valor menor de 20% en las muestras permite una interpretación paleoclimática confiable (Herguera, 1991).

Se ha sugerido que durante las transiciones de periodos glaciales/interglaciales así como en el Holoceno se presenta una mayor fragmentación¹⁰ que puede ser relacionada con procesos de disolución, mientras que para el Pleistoceno-Tardío la preservación de las testas de foraminíferos planctónicos ha sido menos susceptible a procesos de disolución (Thunell, 1976; Herguera, 1991; Divakar *et al.*, 1993; Contreras-Rosales & Machain-Castillo, 2005). Por su parte, el IDR y el IDG presentan sus mayores valores en la parte superior de la columna (~4,897 a ~ 21,000 años cal AP). En los intervalos que corresponden de ~80 a 120 cm (de ~20,000 a 35, 000 años cal AP) ambos índices presentan sus valores más bajos, sugiriendo que las asociaciones en las muestras están representadas por especies susceptibles a la disolución. Con respecto a los valores que presenta el IF es posible observar que parte importante de las muestras estudiadas presenta eventos de disolución (Anexo IV).

Hacia los 120 y hasta la parte basal de la secuencia los valores de los índices IDR e IDG registran un aumento aunque no llega a ser similar al presentado en la parte

¹⁰ El origen de los fragmentos no es del todo claro, algunos proceden de predación en la columna de agua, otros por actividad biológica en el piso oceánico y algunos por el tratamiento de las muestras durante el lavado (Berger *et al.*, 1982, Malmgren, 1983). Razón por la cual es posible que en algunos intervalos el resultado obtenido a través de este índice presente sesgos.

superior de la secuencia, por tanto se asume que las especies resistentes a la disolución tuvieron un ascenso en su abundancia durante estos intervalos (Anexo III).

Sin embargo y considerando la información anterior se puede decir que el Índice de Fragmentación es el más adecuado en términos de la interpretación de los efectos de la disolución para este estudio. Con base en la información proporcionada por este índice se pudo estimar que los efectos de la disolución afectan a una parte importante de los intervalos en el Holoceno mientras que para el Pleistoceno-Tardío sus efectos fueron menores en algunas secciones, pero en general la disolución es significativa.

Análisis de Factores.

A la matriz de abundancias relativas de los foraminíferos planctónicos (30 variables (muestras) y 17 casos (especies)), se le aplicó un análisis de factores “modo-Q”, a partir del cual se obtuvieron dos factores, los cuales se interpretan con base en los resultados obtenidos de la aplicación de los índices de preservación (IF, IDG e IDR), como se explica a continuación.

Con base en el modelo estadístico de factores, 4 factores tienen un *eigenvalue* mayor o igual a 1 (Fig. 16), por lo que estos, en teoría, son los que mejor representan el modelo. Sin embargo, en este estudio se consideran solo dos factores, con *eigen values* de 8.80528 y 15.71987 respectivamente, que en conjunto explican el 81.75% del total de la varianza de los datos, debido a que cuando se analizaron las asociaciones de foraminíferos que caracterizan a cada uno de los factores, las asociaciones de los factores 3 y 4 estaban contenidas en los factores 1 y 2 con *factor scores* mayores.

Las dos asociaciones de foraminíferos planctónicos definidas con el Análisis de Factores en “modo-Q”, representan el 81.75% de la variabilidad total de los datos (Tabla 5).

Los *factor loadings* de cada uno de los factores fueron graficados en sentido estratigráfico (Tabla 6; Fig. 17). Además se graficaron los *factor scores*, éstos identifican a las especies que caracterizan a los factores (Tabla, 7; Figs. 18 y 19).

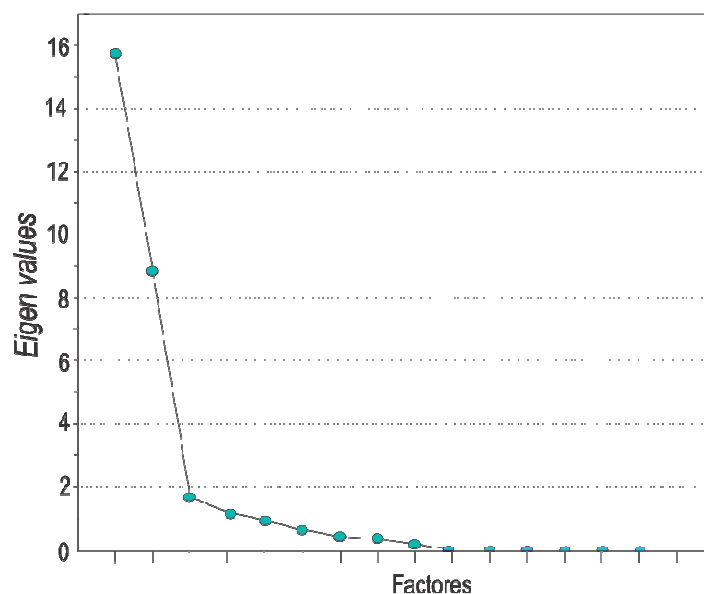


Figura 16. Gráfica de los valores del *eigen value* para cada factor definido por el análisis de factores en modo-Q, utilizada para aplicar el criterio de la raíz latente.

Tabla 5. *Eigenvalues* obtenidos del Análisis de Factores “modo-Q” mostrando, la importancia de los dos factores.

Factor	"Eigenvalue"	% Varianza Total	"Eigenvalue" acumulativos	% Acumulativo
1	8.80528	29.35093	24.52515	29.35093
2	15.71987	52.39957	15.71987	81.75050

El Factor 1 es más conspicuo en 3 intervalos: de ~170 cm a ~141 cm (~47,154 a ~42,409 años cal AP), de ~ 123 cm a ~84 cm (~36,123 a ~21,355 años cal AP), y de ~76 a ~72 cm (~ 19,194 a ~17,754 años cal AP).

Por su parte el Factor 2 es más significativo en los siguientes intervalos: de ~141 cm a ~123 cm (~ 42,900 a ~36,123 años cal AP), de ~ 84 cm a 76 cm (~22,076 a ~19,194 años cal AP) y de ~71 cm a ~50 cm (~17,393 a ~11,184 años cal AP) durante el Pleistoceno Tardío y de ~50 cm a ~20 cm (~11,184 a ~4,897 años cal AP) en el Holoceno donde los valores de los *factor loadings* son más altos.

De acuerdo a las asociaciones de foraminíferos planctónicos, así como a los resultados obtenidos a partir de la aplicación de los índices de preservación (IF, IDG e IDR) los factores se denominaron: Especies susceptibles y Especies resistentes.

Tabla 6. *Factor loadings* de los Factores 1 y 2. En color se muestran los intervalos más representativos para cada uno.

Intervalo	Factor 1	Factor 2
20	-0.02134	0.97677
25	-0.10909	0.97807
30	-0.07124	0.96863
35	-0.09048	0.93558
40	0.01389	0.99887
45	-0.00302	0.90925
50	0.02298	0.60329
55	0.12161	0.96918
60	0.06299	0.95963
65	0.21062	0.89357
70	0.02944	0.96562
75	0.94962	-0.01605
80	0.0907	0.9437
85	0.70112	0.64751
90	0.96327	0.07171
95	0.90199	0.16301
100	0.93945	0.2079
105	0.80587	0.05419
110	0.75114	-0.00746
115	0.58006	0.022
120	0.93432	0.23681
125	0.40725	0.87628
130	0.59956	0.66357
135	0.36335	0.87237
140	0.33982	0.8708
145	0.76955	0.48735
150	0.75647	0.02473
160	0.68984	-0.07481
165	0.91745	-0.03901
170	0.89995	0.01429

Tabla 7. *Factor scores* de los Factores 1 y 2. En color se muestran las especies que caracterizan a cada uno.

Especie	Factor 1	Factor 2
<i>G. bulloides</i>	1.363100	0.308386
<i>G. cuadrilobatus</i>	-0.691550	-0.388624
<i>G. falconensis</i>	-0.600582	-0.373464
<i>G. glutinata</i>	0.637348	-0.326571
<i>G. menardi</i>	0.669136	0.204428
<i>G. obesa</i>	-0.690088	-0.408848
<i>G. parkerae</i>	-0.684351	-0.412954
<i>G. rubescens</i>	-0.059130	-0.503376
<i>G. ruber</i>	2.832477	-0.262835
<i>G. saculifer</i>	-0.700321	-0.404870
<i>N. dutertrei</i>	-0.887284	0.900219
<i>N. pachyderma (s)</i>	-0.689631	-0.404830
<i>N. pachyderma (d)</i>	-0.187767	3.613943
<i>O. universa</i>	-0.650586	-0.401630
<i>P. oblilocuiloculata</i>	0.865784	-0.287443
<i>T. humilis</i>	-0.698041	-0.409538
<i>T. quinqueloba</i>	0.171486	-0.441993

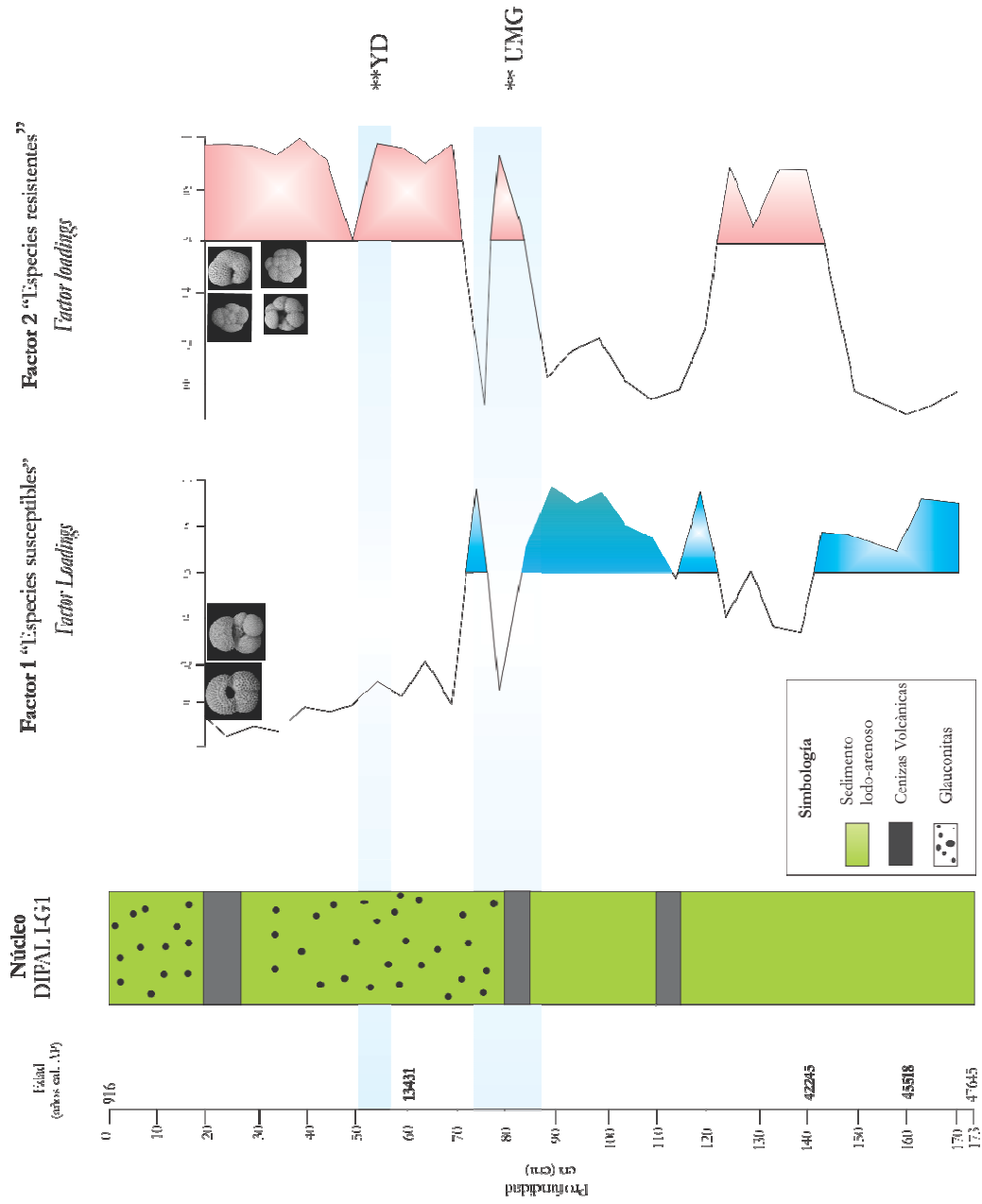


Figura 17. Profundidad de la secuencia G1, *Factor loadings* (las áreas sombreadas refieren los intervalos más importantes para cada factor) en un contexto de ~47,645 años cal AP (Las edades de radiocarbono están en negritas).¹⁰⁰ Eventos climáticos Globales.

Discusión de resultados.

Como se mencionó anteriormente, las muestras consideradas para este estudio fueron submuestreadas cada 5 cm a lo largo de la columna. Cada muestra tuvo 1 cm de grosor, por lo que, con base en las tasas de sedimentación estimadas a partir de las dataciones de radiocarbono, cada intervalo estudiado comprende condiciones promedio de alrededor de 222 años, y entre cada intervalo estudiado hay ~1000 años, por lo cual los resultados obtenidos para esta secuencia están en un marco temporal milenario.

De acuerdo a los resultados obtenidos por los índices de preservación aplicados a las muestras de la secuencia de sedimentos marinos G1, se asume que el registro climático, está afectado por la disolución, que altera la composición de la tanatocenosis con la remoción selectiva de especies de foraminíferos planctónicos, que pudieran evidenciar condiciones ambientales diferentes a las obtenidas a través del registro de las especies resistentes, razón por la cual no es posible realizar inferencias climáticas pues el registro está sesgado e incompleto.

A continuación se discuten los resultados para cada uno de los factores.

Factor 1. “Especies susceptibles”.

El Factor 1 explica el 29.35 % de la varianza total, abarcando, principalmente, como ya se mencionó, desde ~47,645 a 18,474 años cal AP – el Pleistoceno Tardío- (Fig. 18). La asociación de foraminíferos planctónicos representante de este factor está constituida por *Globigerinoides ruber* y *Globigerina bulloides*, con *factor scores* de 2.83 y 1.36, respectivamente.

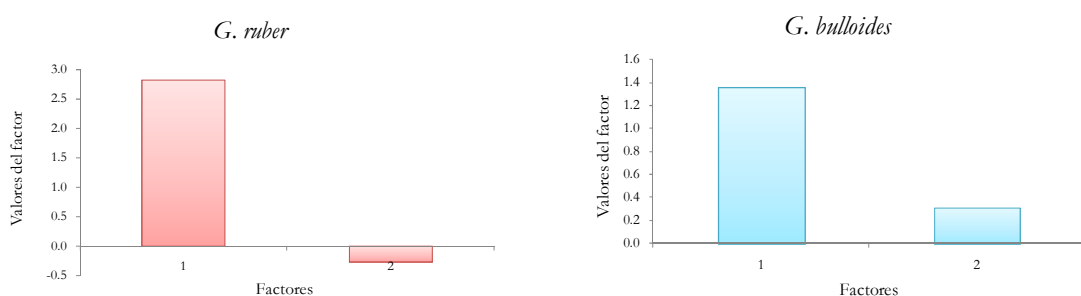


Figura 18. *Factor scores* para las especies que definen el Factor 1: *Globigerinoides ruber* y *Globigerina bulloides*.

Ambas especies *G. ruber* y *G. bulloides* son consideradas como susceptibles a la disolución debido a las características de sus testas (tamaño, tipo de pared, poros, entre otras; Parker & Berger, 1971; Thunell, 1976).

G. ruber es considerada en términos de distribución y abundancia, como la especie más exitosa asociada a aguas cálidas. En el Océano Atlántico es muy abundante en aguas subtropicales y en aguas tropicales del Pacífico y del Atlántico (Tolderlund & Bé, 1971). Se ha reportado que *G. ruber* posee afinidad con aguas oligotróficas y cálidas en un rango de temperatura de 13.3 a 29.5 °C, y que se desarrolla preferentemente alrededor de los 21.3 °C en un rango de salinidad de 35.75 a 36.63 (Tolderlund & Bé, 1971, Toledo *et al.*, 2007). Habita los primeros 100 m de profundidad por arriba de la termoclina, sin embargo sus máximas abundancias se presentan dentro de los primeros 50 m de la columna de agua (Kemle-von Mücke & Oberhänsli, 1999) y en general es abundante en la capa de mezcla. Ha sido utilizada por diversos autores como indicadora de condiciones oligotróficas (Brasier, 1995; Murray, 1995). Además se ha documentado que tolera los cambios que ocurren en las zonas transicionales, lo cual sugiere una mezcla más marcada de faunas, causada por el aporte de aguas frías hacia la superficie, que pudieran estar relacionadas con surgencias costeras (Tolderlund & Bé, 1971; Rozo-Vera, 1988; Sautter & Thunell, 1991; Murray, 1995; Kincaid *et al.*, 2000).

Por su parte, *G. bulloides* es considerada como un “marcador” de masas de agua superficiales ricas en nutrientes (Kemle-von Mücke & Oberhänsli, 1999). Se encuentra en mayor concentración en los primeros 50 m de la columna de agua por arriba de la termoclina (en la capa de mezcla), aunque es posible observarla hasta los 400 m de profundidad (Vincent & Berger, 1981; Fairbanks *et al.*, 1982; Hemleben *et al.*, 1989; Kemle-von Mücke & Oberhänsli, 1999). Además se ha reportado que tolera temperaturas de 0 a 30 °C (Fairbanks *et al.*, 1982), con un rango de salinidad de 34 a 37 (Boltovskoy & Wright, 1976). Aparece asociada a altos niveles de zooplancton y bajos niveles de fitoplancton hacia los estadios finales de las surgencias (Sautter & Thunell, 1991; Brasier, 1995; Murray, 1995). Para el Golfo de California (Cuenca de Guaymas y Cuenca Pescadero) el máximo en su abundancia se da durante los meses de invierno y al comienzo de la primavera, mientras que durante el verano su abundancia decrece (Thunell *et al.*, 1999; Staines-Urías *et al.*, 2009). Su abundancia presenta oscilaciones entre los periodos estadiales y los interestadiales, presentando una mayor abundancia durante

los estadiales, también ha sido reportada con afinidad a las aguas de la Corriente de California durante el Pleistoceno-Tardío (Rozo-Vera, 1988; Hendy, 2009; Toledo *et al.*, 2007).

Como se menciona anteriormente las especies que describen a este factor son consideradas como especies susceptibles a la remoción selectiva en los sedimentos marinos. Este factor está caracterizando los intervalos del Pleistoceno-Tardío. Donde el IF muestra, que la mayoría de las muestras estudiadas (60%) en la secuencia G1 tienen valores altos (mayores al 20%) y por tanto registran una señal de disolución (Anexo IV), por tal motivo el registro de las asociaciones de foraminíferos planctónicos no es confiable.

Por su parte los índices de IDR e IDG muestran una mayor abundancia de especies que son susceptibles a la disolución de ~80 a 120 cm (~20,000 a 36,000 años cal AP) sugiriendo que estas muestras no tienen un efecto significativo, mientras que para el resto de los intervalos se puede observar que hay un ascenso en la abundancia de las especies que son resistentes. Con base al comportamiento de este índice se sugiere que mientras más bajos sean los valores del IDG e IDR (cerca de 1 para el IDR y a -1 para el IDG) menor será la disolución.

Factor 2. “Especies resistentes”.

El Factor 2 explica el 52.39 % de la varianza total. La asociación de foraminíferos planctónicos representante de este factor está constituida por *Neogloboquadrina pachyderma* (dextral) y *Neogloboquadrina dutertrei*, con *factor scores* de 3.31 y 0.9, respectivamente (Fig.19).

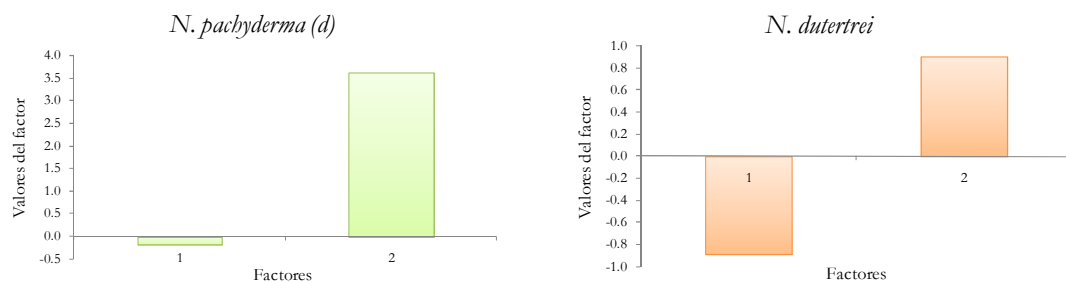


Figura 19. *Factor scores* para las especies que definen al Factor 2: *Neogloboquadrina pachyderma* dextral y *Neogloboquadrina dutertrei*.

Ambas especies, *Neogloboquadrina pachyderma* (dextral) y *Neogloboquadrina dutertrei* son muy resistentes a la disolución, pues poseen testas robustas y densas (Bé, 1977; Vincent & Berger, 1981), son especies herbívoras que están asociadas a la profundidad del máximo de clorofila ¹¹ y sus máximas abundancias se dan en aguas estratificadas, estas especies son consideradas como faunas de transición (Kennett, 1982; Rozo-Vera, 1988; Ravelo *et al.*, 1990; Brasier, 1995; Murray, 1995, Marchant, *et al.*, 1999, Coloma *et al.*, 2005).

En particular, se ha reportado que *N. pachyderma* dextral tiene preferencia por aguas cálidas (Bé & Torderlund, 1971), se desarrolla en aguas estratificadas, por debajo de la termoclina, con un rango de salinidad de 34 a 37 (Bé, 1977; Kennett & Srinivasan, 1983, Hendy & Kennett, 2000) y muestra un desarrollo óptimo de 9° a 15° C (Kuroyanagi & Kawahata, 2004). Durante su ciclo de reproducción y en sus estadios juveniles se le encuentra a 100 m de profundidad, sin embargo, sus mayores abundancias se dan en los primeros 50 m de la columna de agua (Kemle-von Mücke & Oberhänsli, 1999; González-Mora & Sierro, 2008).

Para el Golfo de California se ha reportado que las mayores abundancias de esta especie se dan en la región de la boca (Roza-Vera, 1988). En las costas de Chile ha sido asociada a las aguas cálidas y estratificadas del Holoceno Temprano y el Holoceno Medio, su máximo en la abundancia relativa se da a través del Holoceno (Marchant *et al.*, 1999). En el margen sur de California y en la Cuenca de Santa Barbara, se ha documentado una rápida respuesta de las masas de agua superficial a los cambios ocurridos en la circulación atmosférica y oceánica que repercuten en la abundancia de *Neogloboquadrina pachyderma* (d), que ha sido reportada con una mayor abundancia durante los periodos cálidos como el interstadial del Holoceno, el Bølling Allerød y en algunos intervalos del Pleistoceno-Tardío (los últimos 60,000 años) correspondientes a eventos *Dansgaard Oeschger* (Hendy & Kennett; 2000; Hendy, 2009).

Por su parte *N. dutertrei* habita en ambientes tropicales y subtropicales, prefiere la zona fótica estratificada, dentro de la termoclina, presenta una mayor abundancia de 25 m a 50 m sobre la termoclina (Bé & Tolderlund, 1971; Hilbrecht, 1997; Kemle-von Mücke & Oberhänsli, 1999). Se ha reportado que tiene límites de tolerancia a la

¹¹ Profundidad Máxima de Clorofila por sus siglas PMC, es la profundidad a la cual se tiene el máximo registro de las concentraciones de Clorofila, es localizada en el límite de la línea fótica.

temperatura de 17.2 ° a 27 °C, y un rango de salinidad de 35.75 a 36.63 (Bé & Tordelund, 1971). En algunos estudios se asocia al fenómeno de “El Niño” y a aguas cálidas en las costas de Chile, ya que su abundancia es mayor como resultado del aumento de las temperaturas superficiales durante este fenómeno (Marchant *et al.*, 1998).

Por otra parte, se ha documentado que sus abundancias absolutas aumentan durante los periodos cálidos como el Bølling Allerød y el Holoceno (Hilbrecht, 1997; Hendy, 2009). En la Cuenca de Santa Barbara se presenta cuando la columna de agua es estratificada, cerca de la profundidad máxima de clorofila y está ausente al final del invierno y principios de la primavera cuando la temperatura superficial del mar es baja (Kincaid *et al.*, 2000).

Como se mencionó anteriormente las especies que describen a este factor son consideradas resistentes a la disolución (Brasier, 1995; Murray, 1995). Este factor está caracterizando los intervalos del Holoceno (de ~11,184 a ~4,897 años cal AP) y algunos intervalos del Pleistoceno-Tardío (~ 42,900 a ~36,123 años cal AP, ~22,076 a ~19,194 años cal AP, ~17,393 a ~11,184 años cal AP). Estos intervalos fueron agrupados en el mismo factor debido a que están afectados por la disolución, además en los resultados obtenidos en los índices de preservación fue posible observar que cuando las especies que dominan la asociación son resistentes en general los valores de la disolución fueron mayores.

Los resultados de los índices de IDR e IDG (Anexo III) sugieren que en la parte superior de la secuencia G1 – en el Holoceno – y en algunos intervalos del Pleistoceno-Tardío existe una mayor dominancia de especies de foraminíferos planctónicos que son resistentes.

Por otra parte, los resultados obtenidos a partir del IF (Anexo IV) mostraron que 3 de los siete intervalos en el Holoceno así como, algunos intervalos dentro del Pleistoceno-Tardío están considerablemente afectados por procesos de disolución.

Conclusiones.

◆ La secuencia sedimentaria G1 se caracteriza fundamentalmente por la presencia de sedimentos areno-lodosos y de glauconitas en los primeros ~80 cm, así como tres estratos bien diferenciados de cenizas volcánicas en los intervalos de 20 a 25 cm, de 80 a 85 cm y de 110 a 115cm.

◆ Se estimaron 3 tasas de sedimentación (0.048, 0.027 y 0.061 mm/ año) a partir de las dataciones de radiocarbono y un alcance de edad de ~ 47,645 años cal AP en la secuencia sedimentaria G1.

◆ En el registro sedimentario durante el periodo de estudio se identificaron 17 especies de foraminíferos planctónicos, pertenecientes a 9 géneros, en 35 intervalos de muestreo a lo largo de la secuencia sedimentaria G1, las cuales son: *Globigerina bulloides*, *Globigerina rubescens*, *Globigerina falconensis*, *Globigerinella obesa*, *Globigerinita glutinata*, *Globigerinita parkerae*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides saculifer*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Neogloboquadrina pachyderma* (d), *Neogloboquadrina dutertrei*, *Neogloboquadrina pachyderma* (s), *Globorotalia menardii*, *Pulleniatina Obliquiloculata*, *Orbulina universa*, *Turborotalia humilis*, *Turborotalia quinqueloba*.

◆ A partir de los resultados de los Índices de Preservación se estimó que los foraminíferos planctónicos en la secuencia G1 fueron afectado significativamente por disolución, por lo cual el registro paleoclimático obtenido a partir de las interpretación de estos organismos es parcial.

◆ A partir del análisis de estadística multivariada (Análisis de Factores “modo-Q”), se definieron dos asociaciones de foraminíferos planctónicos a lo largo de la secuencia de sedimentos marinos G1 que explican el 81.75% de la variabilidad total de los datos. La primera es representada por *Globigerina bulloides* y *Globigerinoides ruber* (“Especies susceptibles) y explica el 29.35% de la variabilidad en los datos, mientras que la segunda asociación está constituida por *Neogloboquadrina pachyderma* (dextral) y *Neogloboquadrina dutertrei* (“Especies resistentes) y explica el 52.39 % de la variabilidad total de los datos.

LITERATURA CITADA.

- Aguilar, C.C., González, E.M. & Barajas-Martin, A. (2008). Geometría de la Cuenca Wagner, Golfo de California, a partir de sísmica de reflexión. *GEOS*. 28 (3): 1-11.
- Álvarez-Borrego, S. & Schwartzlose, R. (1979). Water masses of the Gulf of California. *Ciencias Marinas*. 6: 43-63.
- Arenillas, I.S. (2002). Foraminíferos: biología, organización de la concha y clasificación. In: Molina, E. (ed.). *Micropaleontología*. Pressas Universitarias. Zaragoza España. 83-141 pp.
- Baba, J., Peterson, C.D. & Schrader, H. (1991). Modern fine-grained sediments in the Gulf of California. In: Dauphin, J & Simoneits, R.T. (eds.). *The gulf and peninsular province of the Californias*. Memoir. American Association of Petroleum Geologist. 47: 569-587.
- Barbieri, R. (2006). Foraminiferal and environment micropaleontology. *Marine Micropaleontology*. 61: 1-3.
- Barber, D.C. (1999). Forcing of the cold event of 8200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*. 400: 344-348.
- Barron, J.A., Bukry, D. & Bischoff, J.L. (2004). High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology*. 50: 85-207.
- Bé, A. (1977). An ecological, zoogeographic and taxonomic review of Recent Planktonic Foraminifera. In: Ramsay, A.T.S. (eds.). *Reimpression de Oceanic Micropaleontology*. Academic Press. London. 1 (1): 1-100 pp.
- Bé, A. & Tolderlund, D. (1971). Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. In: Funnell, B.M. & Riedel, W.R. (eds.). *The micropaleontology of the Oceans*. London. 105-149.
- Berger, W.H. (1967). Planktonic foraminifera: selective solution a paleoclimatic interpretation. *Deep Sea Research*. 15: 31-43.
- Berger, W.H., Bonneau, M.C & Parker, F.L. (1982). Foraminifera on the deep sea floor lysocline and dissolution rate. *Oceanol. Acta*. 5 (2): 249-258.
- Bignot, G. (1994). Element of micropaleontology. In: Graham & Trotman (eds.). Kluwer Academic Publishers. London. 19-37.
- Boersma, A. (1999). Calcareous Microfossils. In: Haq, B. U. & Boersma, A. (eds.). *Introduction to Marine Micropaleontology*. Elsevier. New York. 18-77.
- Boltovskoy, E. (1965). Los foraminíferos recientes. Biología, métodos de estudio, aplicación oceanográfica. In: Eudeba (ed.). Buenos Aires. 510 pp.
- Boltovskoy, E. & Wright, R. (1976). Recent Foraminifera. In: Dr. W. Junk Publishers (ed.). The Hague. 515 pp.
- Bond, G.C., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J.T., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. & Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*. 360: 245-249.

- Bond, G.C., Broecker, W., Johnson, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. & Bonani, G. (1993). Correlations between climatic records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*. 365: 143-147.
- Bond, G.C. & Lotti, R. (1995). Icebergs discharges into North Atlantic on millennial time scale during the last glaciation. *Science*. 267: 1005-1010.
- Bond, G.C. (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*. 294: 2130-2135.
- Bradley, R.S. (1999). *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press. San Diego. 610pp.
- Bradley, R.S. & Eddy, J. A. (1991). Record of past glacial change. In: Houghton J.T. et al. (eds.). *Climate Change: The IPCC assessment*. Earth Quest. 5 (1).
- Brasier, M. D. (1995). Fossil indicators of nutrients levels: eutrophication and climatic change. In: Bosence, D. W. J. & Allison, P. (eds.). *Marine Paleoenvironmental analysis from fossil*. Geological Society Special Publication. 83: 113-132.
- Broecker, W.S., Kennett, J.P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonani, G. & Wolfli, W. (1989). Routing of meltwater from the Laurentide ice sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*. 341: 318-321.
- Bowen, D.Q. (2009). Last Glacial Maximum. In: Gornitz V. (eds.) *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. 493-494 pp.
- Chesire, H., Thurow, J. & Nederbragt, A. (2005). Late Quaternary climate change record from to long sediment core from Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science*. 20 (5): 457-469.
- Clark, P.U. & Mix, A.C. (2002). Ice Sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*. 21: 1-7.
- COHMAP members (1988). Climatic change of the last 18,000 years; observations and models simulations. *Science*. 241: 1043-1052.
- Contreras-Rosales, L. A. & Machain-Castillo, M.L. (2005). El registro de los foraminíferos planctónicos del Golfo de Tehuantepec: el efecto de la disolución. *Revista Sociedad Mexicana de Historia Natural*. 3ª Época. 2 (1): 78-90.
- Coloma C., Marchant, M. & Hebbeln, D. (2005). Foraminíferos planctónicos durante El Niño 1997-98 del área de Coquimbo (30°S; 73W), Chile. *Guyana*. 69 (1): 48-77.
- Cronin, T. (1999). *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press. 560 pp.
- Dansgaard, W. S. J., Johnsen, H. B., Clausen D., Dahl-Jensen N. S, Gundestrup C. U., Hammer, C. S., Hvidberg, J. P., Steffensen, A. E., Sveinbjörnsdottir, Jouzel, J. & Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*. 220: 364-218.
- Debenay, J.P., Pawlowski, J. & Decrouez, D. (1996). *Les foraminifères actuels*. Masson, Paris. 376 pp.
- Divakar, P.N., Björn A., Malgrem & Lennart B. (1993). Quaternary history of calcium carbonate fluctuations in the western equatorial Indian Ocean (Somali Basin). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 103: 21-30.

- Douglas, M. W., Madoox, R.A., Howard, A. & Reyes, S. (1993). The Mexican monsoon. *Journal of Climate*. 6: 1665-1677.
- Douglas, R., González-Yajimovich, O., Ledesma-Vázquez, J. & Staines-Urías, F. (2007). Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews*. 26: 115-129.
- Erez, J. (1991). On the life history of planktonic foraminifera: Lunar reproduction cycle in *Globigerinoides sacculifer*. *Paleoceanography*. 6 (3): 295-306.
- Fairbanks R.M., Wiebe, P.H., Sverdrlove, M., Free, R. & Bé, A.W.H. (1982). Vertical distribution and isotopic fractionation from Panama Basin. *Nature*. 298: 841-844.
- Ganeshram, R. S. & Pedersen, T. F. (1998). Glacial interglacial variability an upwelling and bioproductivity off NW Mexico: implications for Quaternary paleoclimate. *Paleoceanography*. 13 (6): 634-645.
- Gonzáles-Mora, B. & Sierro, J.F. (2008). Factores que controlan la calcificación de la concha en *Neogloboquadrina pachyderma* (dextrosa). Departamento de Geología Universidad de Salamanca. *Geogaceta*. 44: 123-126.
- Hair, J.F., R.E., Anderson, R.E, Tatham, R.L. & Black, W.C. (1999). *Análisis Multivariante*. 5ª Ed. Prentice Hall. Madrid, España. 745 pp.
- Haq, B.U. (1980). Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. In: D.I.M. Macdonald (eds.) *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-level changes at Active Margins*. International Association of Sedimentologists Special Publication. 12: 3-39.
- Hendy, I.H. & Kennett, J.P. (2000). Dansgaard-Oeschger cycles and the California Current System: Planktonic foraminiferal response to rapid climate change in Santa Barbara Basin, Ocean Drilling Program hole 893 A.
- Hendy, I.H. (2009). The paleoclimatic response or the Southern Californian Margin to the rapid climate change of the last 60 ka: A regional overview. *Quaternary International Journal*. 215: 62-73.
- Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. *Quaternary Research*. 29: 142-152.
- Hemleben, C.H., Springer & Anderson, O.R. (1989). *Modern planktonic foraminifera*. Springer-Verlag. New York Inc. 363 pp.
- Herguera, J.C. (1994). Nutrient, mixing and export indices: a 250 kyr paleoproductivity record from the western equatorial pacific. In: Zahn et al., (eds.). Springer-Verlag. Berlin Heildelberg.
- Hilbrecht, H. (1997). Morphologic graduation and ecology in *Neogloboquadrina pachyderma* and *Neogloboquadrina dutertrei* (planktic foraminifera) from core top sediments. *Marine Micropaleontology*. 31: 31-43.
- Imbrie, J. & Van Andel, H. (1964). Vector analysis of heavy mineral data. *Geologic society American*. 75: 1131-1156.
- Keigwin, L.D. & Jones, G.A. (1990). Interglacial climatic oscillations in the Gulf of California. *Paleoceanography*. 5 (6): 1009-1023.

- Keigwin, L. D. (2002). Late Pleistocene-Holocene paleoceanography and ventilation of the Gulf of California. *Journal of Oceanography*. 58 (2): 421-432.
- Kemle-von Mücke & Oberhänsli, H. (1999). The distribution of living planktonic foraminifera in relation to southeast Atlantic Oceanography. In: Fischer, G. & Wefer, G. (eds.). *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. 91-115.
- Kennett, J. P. (1982). *Marine Geology*. Prentice Hall, Englewood Cliffs. 830 pp.
- Kennett, J. & Srinivasan, B. (1983). *Neogene Planktonic Foraminifera*. Hutchinson Ross Publishing Company. New York. 260 pp.
- Kincaid, E., Thunell, R.C., Le, J., Lange, C.B., Weinheimer, A.L. & Reid, F.M. H. (2000). Planktonic foraminifera fluxes in Santa Barbara Basin: response to seasonal and interannual hydrographic changes. *Deep-Sea Research. Part I-Tropical Studies in Oceanography*. 47 (5-6): 1157-1176.
- Kuroyanagi, A. & Kawahata, H. (200). Vertical distribution of living planktonic foraminifera in the seas around Japan. *Marine micropaleontology*. 53: 173-196.
- Lavín, M.F., Beier, E & Badan, A. (1997). Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. In: Lavín, M.F. (ed.). *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía. Unión Geofísica Mexicana. 3: 141-171.
- Lavín, M.F. & Marinone, G. (2003). An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. In: Velasco-Fuentes O.U., Ochoa, O. & Sheinbaum, J. (eds.). *Nonlinear processes in Geophysical Fluid dynamics*. Kluwer Academic Publishers. 173-204.
- Lavín, M.F., Castro R., Beirer, E., Amador, A. & Guest, P. (2009). SST, Termohaline structure and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *Journal of Geophysical Research*. 115: 1-22.
- Leight, M. A. (2009). Quaternary geologists win time scale vote. Redefinition rescues once-threatened terminology from extinction. *Nature*. 459: 624.
- Loeblich, A.R. & Tappan, H. (1964). *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part C: Sarcodina, chiefly Tecamoebians and foraminiferida*. In: Moore, R.C. (ed.). *Geologic Society American*. University of Kansas Press.
- Malmgren, B. A. (1993). Ranking of dissolution susceptibility of planktonic foraminifera at high latitudes of the South Atlantic Ocean
- EMarchant, M., Hebbeln, D. & Wefer, G. (1998). Seasonal flux patterns of planktonic foraminifera in the Peru-Chile Current. *Deep-sea Research*. 45: 1161-1185.
- Marchant, M., Hebbeln, D. & Wefer, G. (1999). High resolution planktic foraminiferal record of the last 13,300 years from the upwelling area off Chile. *Marine Geology*. 161: 115-128.
- Mayewski, P. A., Rohling, E.E., Stager, J.C, Karle, W., Maascha, K., Meeker, D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, R. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*. 62: 243-255.

- Molina-Cruz, A. (1984). Radiolaria as indicator or upwelling processes: The Peruvian connection. *Marine Micropaleontology*. 9: 53-75.
- Molina-Cruz, A. (1986). Evolución oceanográfica de la boca del Golfo de California. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología*. UNAM. 13 (2): 95-120.
- Molina-Cruz, A. (1988). Late Quaternary Oceanography of the mouth of the Gulf of California: The polycystine connection. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología*. UNAM. 3 (4): 447-459.
- Molina, E. (1996). El análisis tafonómico en Micropaleontología: particularidades tafonómicas de los microfósiles. Comunicación de la II Reunión de Tafonomía y fosilización. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. 241-246.
-
- Molina-Cruz, A., Welling, L. & Caudillo-Bohorquez, A. (1999). Radiolarian distribution in the water column, southern Gulf of California, and its implication in thanacene constitution. *Marine Micropaleontology*. 37 (2): 149-171.
- Murray, J.W. (1991). Ecology and distribution of planktonic foraminifera. In: Lee, J.J. & Anderson, O. (eds.). *Biology of Foraminifera*. Academic Press, New York. 84-257 pp.
- Murray, J.W. (1995). Microfossil indicators of ocean water masses, circulation and climate. In: Bosence, D. W. J. & Allison, P. (eds.). *Marine Paleoenvironmental Analysis From fossil*. Geological Society Special Publication. 83: 245-264 pp.
- Oliver-Salomé, B. (1998). Fertilidad de la Corriente de California para los últimos 130 años, Preservación, Calibración y Reconstrucción basada en foraminíferos Planctónicos en los Sedimentos Laminados de la Cuenca de San Lázaro. Tesis de Maestría. División Oceanología. CICESE. 122 pp.
- Parker, L.F. & Berger, W.H. 1971. Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the south pacific. *Deep Sea Research*. 18: 173-107.
- Parker, W.C., Feldman & Arnold, A.I. (1999). Paleobiogeographic patterns in the morphologic diversification of the Neogene planktonic foraminifera. *Paleogeography*. 12 (5): 649-657.
- Penner, S.S., Jian, Z. & Wang, P. (1997). *Pulleniatina oblicuiloculata* as a paleocenographic indicator in the southern Okinawa Trough during the last 20,000 years. *Marine Micropaleontology*. 32 (11): 59-69.
- Phleger, F.B. (1960). Ecology and Distribution of Recent Foraminifera. *Foraminifera*. The Johns Hopkins University Press, Baltimore, U.S.A. 297 pp.
- Peeters, F.E., Coran, S., Brummer, G., Ganssen, G., Troelstra & van Hinte, J. (1999). A size analysis of planktonic foraminifera from the Arabian Sea. *Marine Micropaleontology*. 36: 31-63.
- Peeters, J.C., Brummer, G.J. & Ganssen, A. (2002). The effect of upwelling on the distribution and stable isotope composition of *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber* (planktonic foraminifera) in modern surface waters of the Arabian Sea. *Global and Planetary Change*. 34: 269-291.

- Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi (2009). Magnetic mineral study of Holocene marine sediments from the Alfonso Basin, Gulf of California- implications for depositional environments and sediments source. *Geofísica Internacional*. 48: 3.
- Pérez-Cruz, L.L., Villagran-de la Cruz, G.E., Gómez-Lizárraga, L.E. (2009). Radiolarios en los sedimentos marinos del Cuaternario-Tardío del Golfo de California – Paleooceanografía y Paleoclimatología. *Monografías del Instituto de Geofísica*. No. 15.
- Pride, C., Thunell, R., Sigman, D., Keigwin, L., Altabet, M. & Tappa, E. (1999). Nitrogen isotopic variations in the Gulf of California since the last deglaciation: Response to global climate change. *Paleoceanography*. 14: 397-409.
- Rahmstorf, S. (2002). Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*. 419: 207-214.
- Ravelo, A.C. & Fairbanks, R.G. (1990). Reconstructing tropical atlantic hidrography using planktonic foraminifera an ocean model. *Paleoceanography*. 5 (3): 409-431.
- Robinson, M. K. (1973). Atlas of monthly mean sea surface and subsurface temperatures in the Gulf of California, México. San Diego Society of Natural History. *Memoir*. 95: 5.
- Rozo-Vera, G.A. (1988). Distribución de Foraminíferos planctónicos en sedimentos superficiales del Golfo de California. *Revista Instituto de Geología*. UNAM. 7 (2): 217-225.
- Rudiman, W.F & Heezen, B.C. (1967). Differential solution of Planktonic Foraminifera. *Deep Sea Research*. 14: 801-808.
- Sancetta, C. (1995). Diatoms in the Gulf of California: Seasonal flux patterns and the sediment record for the last 15,000 years. *Paleoceanography*. 10: 67-84.
- Sautter, L. R. & Thunell, R. (1991). Seasonal variability en the $\delta^{18}\text{O}$ δC^{13} of planktonic foraminifera from an upwelling environment : sediment trap results from San Pedro basin, Southern California Bight. *Paleoceanography*. 6 (3): 307-334.
- Sen Gupta, B.K. (2002). *Modern foraminifera*. Kluwer Academic Publishers. 360pp.
- Skilbeck, C.G. & Fink, D. (2006). Data Report: Radiocarbon dating and sediments rates for Holocene-Upper Pleistocene sediments, Estern Equatorial Pacific and Peru Continental Margin. In: Jorgensen, B.B., D'Hondt, S.L. & Miller, D.J. (eds.). *Proc. ODP, Sci. Results*, 2001. 1-15.
- Spindler, M. & Hemleben, C. (1990). Symbionts in planktonic foraminifera (Protozoa). *Endocytobiology, Endosymbiosis and Cell Biology*. 1: 133–40.
- Soutar A., Jhonson, S.P. & Baumgartner, T. (1982). The Monterey Formation and Related Siliceous rocks of California. In: Garrison C. L. & Douglas, R. G. (eds.). *Search of modern depositional analogs to the Monterey Formation*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. 123-147.
- Staines-Urías, 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 planktic foraminifera. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 284: 337-354.

- Stuvier, M. & Polach, H.A. (1977). Discussion: Reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon*. 19: 355-363.
- Tamers, M.A. & Hood, D.G. (2010). Report of radiocarbon Dating Analyses (Beta 279631-33). BETA ANALYTIC INC.
-
- Thunell, R.C. 1976. Optimum indices of calcium carbonate dissolution in deep-sea sediments. *Geology*. 4: 525-528.
- Thunell, R. C., Pride, C., Tappa, E., Anderson, D. & Muller-Karger, F. (1992). Varve formation: the key to deciphering annual-decadal scale climate variability in the Gulf of California. *EOS*. 73 (14): 151-162.
- Thunell, R.C., Tappa, E., Pride, C. & Kincaid, E. (1999). Sea surface temperature anomalies associated with the 1997-1998 El Niño recorded in the oxygen isotope composition of planktonic foraminifera. *Marine Geology*. 27 (9): 843-846.
- Tolderlund, D. S. & Bé, A. W. (1971). Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic. *Micropaleontology*. 17 (3): 297-329.
- Toledo, F.A.L., Cachão, M., Costa, K.B., Pivel, M. A.G. (2007). Planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton and ascidian variations during the last 25 kyr in the Southwestern Atlantic: A paleoproductivity signature? *Marine Micropaleontology*. 64: 67-79.
- Torres-Orozco, E. (1993). Análisis volumétrico de las masas de agua en el Golfo de California. Tesis de Maestría. CICESE. Baja California México.
- Tovilla-Hernández, C. (1991). Oceanografía Geológica. In: AGT S.A. (ed.). Oceanografía de los Mares Mexicanos. México. 422-423.
- Uriarte-Cantolla, A. (2002). Historia del Clima de la Tierra. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. 306 pp.
- Valdeolmillos, A. (2005). Registro paleoclimático y paleoambiental de los últimos 350,000 años en el Parque Nacional de las tablas de Daimiel (Ciudad Real). Tesis de Doctorado, Universidad de Alcalá, España. 73-82 pp.
- Van Andel, T. (1964). Recent marine sediments of the Gulf of California. In: van Andel, T. & Shor, G.G. (eds.). *Marine Geology of the Gulf of California*. Memoir. American Association of Petroleum Geologist. 3: 216-310.
- Vincent, E. & Berger, W.H. (1981). Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography. In: Emiliani, C. (ed.). *The Sea: The Oceanic Lithosphere*. Wiley-Interscience Publication, USA. 7 (25): 1025-1120.
- Wanner H., J., Beer, J., Bütikofer, T. J., Crowley, U., Cubasch, J., Flückiger, H., Goosse, M., Grosjean, F., Joos, J. O., Kaplan, M., Küttel, S. A., Müller, I. C., Prentice, O., Solomina, T. F., Stocker, P., Tarasov, M., Wagner & Widmann, M. (2008). Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*. 27: 1791-1828.
- <http://www.geologia.uson.mx/academicos/olivia/carbonatadas/FACTORES.html>

Anexo I

Relación entre arenas y sedimentos areno-lodosos en las muestras estudiadas de la secuencia sedimentaria G1.

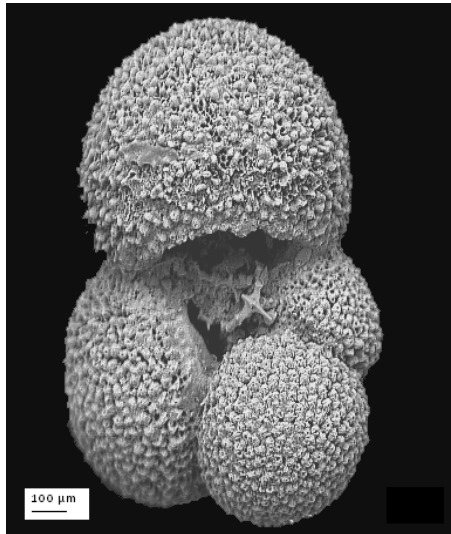
Intervalo	% limos y arcillas	% de arenas
0-1	14.89	85.11
5-6	8.34	91.66
10-11	12.25	87.75
15-16	13.50	86.50
20-21	10.53	89.47
25-26	11.01	88.99
30-31	15.06	84.94
35-36	23.14	76.86
40-41	14.13	85.87
45-46	15.83	84.17
50-51	19.62	80.38
55-56	20.84	79.16
60-61	18.64	81.36
65-66	19.69	80.31
70-71	18.02	81.98
75-76	20.48	79.52
80-81	23.53	76.47
85-86	19.03	80.97
90-91	21.84	78.16
95-96	17.72	82.28
100-101	36.42	63.58
105-106	24.49	75.51
110-111	22.76	77.24
115-116	22.99	77.01
120-121	23.23	76.77
125-126	22.85	77.15
130-131	29.32	70.68
135-136	33.36	66.64
140-141	21.71	78.29
145-146	22.72	77.28
150-151	23.40	76.60
155-156	27.10	72.90
160-161	45.03	54.97
165-166	37.17	62.83
170-171	23.08	76.92

Anexo II

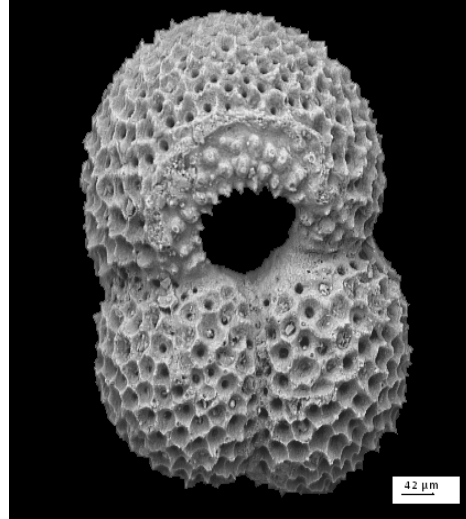
Imágenes de las especies que caracterizan a cada uno de los Factores.

Especies representantes del factor 1.

Globigerina bulloides

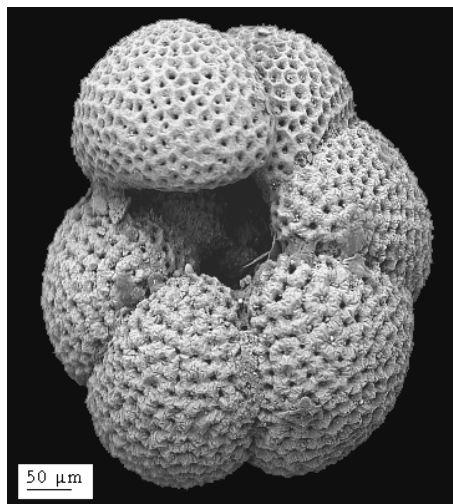


Globigerinoides ruber

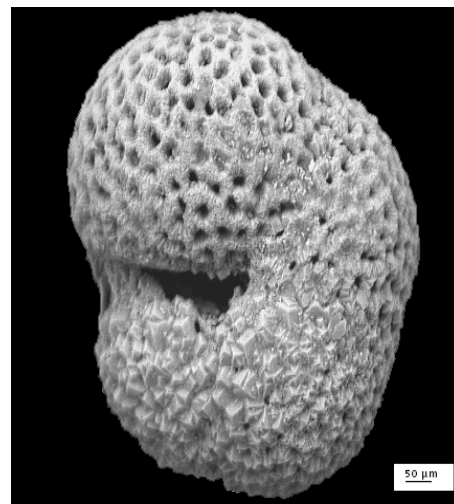


Especies representantes del factor 2.

Neogloboquadrina dutertrei



Neogloboquadrina pachyderma (d)



Anexo III

Matriz de abundancias relativas de los foraminíferos planctónicos de la secuencia sedimentaria G1, utilizada para el Análisis de Factores.

Nombre de la especie/Profundidad	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95	100	105	110	115	120	125	130	135	140	145	150	160	165	170	
<i>G. bulloides</i>	10.07	6.7	1	5.7	12.01	4.83	23.47	4.4	6.3	8.91	5.6	21.4	11.5	16.7	18.69	13.3	19.19	15.17	8.9	12.44	17.1	17.91	29.71	11.63	16.5	22.02	7.56	7.37	17.1	12.42	
<i>G. quadrilobatus</i>	0.719	0.1	0	0	0.559	0.37	0.68	0	0.8	0.57	0.8	0.71	0.28	0	0	0.61	0	0	0	0	0	0.35	0	0	0	0	0	0	0	0	
<i>G. faldonensis</i>	0.719	0.6	0	0.6	1.117	0	0.68	0.8	0	1.72	0	0.71	0.28	0	0.467	0	0	0.948	0	0.518	2.09	0.746	0.639	0.775	1.1	0.917	0.89	0.7	1.086	1.863	
<i>G. glitriata</i>	0	0.4	0	0.6	1.117	1.86	2.041	5.2	2.4	1.72	5	9.61	4.48	0.44	10.75	3.94	15.5	25.59	11	11.92	13.2	5.97	5.112	10.08	6.23	3.211	3.56	8.07	13.47	4.969	
<i>G. marardi</i>	1.439	0.7	2.9	0.9	8.38	14.9	5.442	12	15	26.1	14	13.5	2.52	15.8	12.62	21.2	10.7	8.531	11	2.591	13.6	14.93	4.153	0.775	4.76	11.47	15.6	2.11	11.4	3.727	
<i>G. obesa</i>	0	0	0	0.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0.36	0	0	0	0	0	0	0	0.518	0	0	0.319	0.388	0	0	0.44	0	0	0
<i>G. parkense</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.28	0.22	0	0.61	0	0	0	0	0.518	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>G. rubescens</i>	0	0.1	0	0	0	0	0.34	0	0	0	0	0	0.71	0.28	0.22	2.336	1.21	1.476	4.265	22	26.94	2.79	0.373	2.236	1.163	0	1.835	0	0.35	4.145	1.242
<i>G. ruber</i>	1.439	0	0	3.7	1.955	2.6	2.381	8.5	7.1	8.02	1.1	34.2	6.72	23.7	35.05	36.4	32.47	20.38	20	17.1	27.9	12.31	17.25	13.18	11.7	17.89	25.3	27.4	23.32	29.19	
<i>G. saculifer</i>	0.36	0	0	0	0.559	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.3	0	0	0	0	0	0	0	0.388	0	0	0	0	0	0	0
<i>N. tuerreii</i>	10.79	29	12	36	17.88	29	42.18	19	24	9.77	6.4	2.14	1.68	4.61	1.869	0.61	0	0	0	0.518	3.14	2.985	0	10.08	0	0	0	0	0	0.518	0.621
<i>N. pachyderma (s)</i>	0.36	0.1	0	0.3	0	0	0	0	0	0	0	0.6	0.36	0.28	0	0.467	0.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.459	0	0	0	0
<i>N. pachyderma (b)</i>	73.74	62	84	50	53.91	37.5	19.05	44	42	41.4	63	1.42	68.6	25.4	5.14	9.09	11.07	6.635	6.1	7.772	10.1	38.43	29.39	36.05	44	18.81	5.33	2.46	2.073	3.727	
<i>O. universa</i>	0	0.1	0	0	0	0	0.34	0	0	0	0	1.07	0.84	0.44	0	0	0	1.422	0	1.554	0.35	0.746	0.319	0	0.73	0.459	0	0.35	0	0	0
<i>P. obliquovalvata</i>	0	0	0	2	2.514	8.55	3.061	6.7	1.6	1.15	2.5	5.69	0	12.3	7.009	11.8	7.011	4.265	8.5	2.591	8.71	4.478	6.709	12.79	5.49	10.09	35.6	44.2	23.32	3.727	
<i>T. humilis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.369	0	0	0	0	0	0.388	0	0	0	0	0	0	0
<i>T. quinquechoba</i>	0	0	0	0	0	0	0.34	0	0	0	0	0	7.83	1.96	0	3.738	0.3	1.845	12.32	13	13.99	0.35	0.746	2.556	1.55	9.52	12.84	4.89	5.96	2.073	38.51

Anexo IV

a) Índice de fragmentación (barras rojas-Holoceno, barras azules-Pleistoceno-Tardío); b) Índice de Disolución por Grupo; c) Índice de Disolución por Rango (franja roja-Holoceno, franja azul-Pleistoceno-Tardío).

