



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

“Respuesta de los foraminíferos bentónicos a la Variabilidad climática Y Oceánica durante el Holoceno en la región sur del golfo de California”

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRA EN CIENCIAS

PRESENTA:

BIOL. MARYSOL VALDEZ HERNÁNDEZ

TUTOR PRINCIPAL:

DRA. LIGIA PÉREZ CRUZ (Instituto de Geofísica)

MIEMBROS DEL CÓMITE TUTOR:

- Dra. María Adela Monreal Gómez (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología)
- Dra. Laura Eugenia Beramendi (Instituto de Geología), Programa: Posgrado en Ciencias de la Tierra.
- Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy (Instituto de Geología), Programa: Posgrado en Ciencias de la Tierra.
- Dr. José Domingo Carriquiry Beltrán (Instituto de Investigaciones Oceanológicas).

México D.F. Mayo 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

En especial, a mi tutora y directora de tesis la Dra. Ligia Pérez Cruz por brindarme su inmenso apoyo en la realización y culminación de mi tesis, al igual que su infinita paciencia y dedicación que me brindó a lo largo de esta etapa de la maestría. Gracias Ligia por tu conocimiento transmitido y tu sincera amistad.

Asimismo a los miembros de mi comité tutorial, a la Dra. María Adela Monreal Gómez, Dra. Laura Eugenia Beramendi, Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy y al Dr. José Domingo Carriquiry Beltrán por sus valiosos comentarios y el tiempo que le dedicaron a la revisión de esta tesis lo que permitió que este documento concluyera con satisfacción.

Al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología por ser parte de él, y darme la oportunidad de participar en actividades curriculares que enriquecieran mi conocimiento y mi proyecto. Del mismo modo al Laboratorio de Paleoclimatología y Paleoceanografía del Instituto de Geofísica por permitirme utilizar las instalaciones para la elaboración de esta tesis y ser parte de un gran grupo de investigación. A mis grandes amigos del laboratorio por su amistad y cariño brindado durante esta etapa de mi vida.

Y le agradezco a CONACYT (No. 81288) por la beca de maestría que se me otorgó de febrero 2012 a enero del 2014, así como, al proyecto DGAPA-PAPIIT IN101012 para la realización de este proyecto de investigación. Finalmente a la Universidad Nacional Autónoma de México por abrirme la puerta al camino de la investigación.

DEDICATORIA

A **DIOS** por mostrarme día a día que con humildad, paciencia y sabiduría todo es posible.

A mis padres y hermanos que son seres maravillosos que me han ofrecido el amor y la calidez de la familia a la cual amo y que con su amor y enseñanza han sembrado las virtudes que se necesitan para vivir con anhelo y felicidad.

A mi querido esposo Jesús que con su apoyo constante y amor incondicional ha sido el pilar para la culminación de esta tesis. Gracias amigo y compañero inseparable en todo momento.

En especial esta tesis se la dedico a mi hija preciosa Regina Monserrat que es mi mayor motivación para nunca rendirme, mi inspiración y orgullo en la vida. Gracias infinitas por llegar a mi vida y por mostrarme lo grandioso que es amarte, iluminas mi vida y haces mi camino más claro.

“La dicha de la vida consiste en tener siempre algo que hacer, alguien a quien amar y alguna cosa que esperar”.

Thomas Chalmers

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN	3
2. OBJETIVOS	5
GENERAL	
PARTICULARES	
3. ANTECEDENTES	6
3.1 FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS	6
3.1.1 Biología de los foraminíferos bentónicos	
3.1.2 Clasificación taxonómica	
3.1.3 Microhábitat de los foraminíferos bentónicos	
3.1.4 Factores que controlan la distribución de los foraminíferos bentónicos	
<u>Flujo de materia orgánica</u>	
<u>Oxígeno</u>	
3.1.5 Foraminíferos bentónicos como <i>proxies</i> de paleoproductividad	
3.1.6 Foraminíferos bentónicos como <i>proxies</i> de oxigenación	
<u>Zona de oxígeno mínimo</u>	
3.2 LA MATERIA ORGÁNICA Y SU PRESERVACIÓN EN LOS SEDIMENTOS MARINOS	12
Preservación de la materia orgánica en el sedimento	
Carbonato de Calcio (CaCO ₃)	
3.3 VARIABILIDAD CLIMÁTICA DEL HOLOCENO	15
3.4 ESTUDIOS PREVIOS EN EL ÁREA DE ESTUDIO CON DIFERENTES <i>PROXIES</i>	17
3.5.1 <i>Proxies</i> de cambios en la productividad	
3.5.2 <i>Proxies</i> de oxigenación	
4. ÁREA DE ESTUDIO	22
4.1 GOLFO DE CALIFORNIA	22
4.2 CLIMATOLOGÍA DEL GOLFO DE CALIFORNIA	23
4.2.1 Clima monzónico	
4.3 DINÁMICA OCEÁNICA	24
4.3.1 Masas de Agua	
4.3.2 Productividad en el golfo de California	
4.3.3 Circulación oceánica	
4.4 SEDIMENTOS EN LA CUENCA PESCADERO	28
4.4.1 Sedimentos terrígenos	
4.4.2 Sedimentos biogénicos	

Sílice biogénico	
Carbonato de calcio (CaCO ₃)	
Carbono Orgánico Total (COT)	
4.4.3 Tasas de sedimentación reportadas para la cuenca Pescadero	

5. MATERIAL Y MÉTODOS	31
5.1 TRABAJO DE CAMPO	31
5.2 TRABAJO DE LABORATORIO	31
5.2.1 Procesamiento de muestras de foraminíferos bentónicos	
5.2.2 Datación con Carbono 14	
5.2.3 Análisis del Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT).	
5.2.4 Análisis estadístico (Análisis estadístico descriptivo y Análisis de Factores Modo "Q")	
6. RESULTADOS	36
6.1 DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA T-56	36
6.2 MODELO DE EDAD	37
6.3 ANÁLISIS MICROFAUNÍSTICO Y ALÍCUOTA REPRESENTATIVA	38
6.4 ANÁLISIS DE FACTORES MODO "Q"	39
6.5 ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS	41
6.6 CARBONO ORGÁNICO TOTAL (COT) Y CARBONATO DE CALCIO (CaCO₃)	47
7. DISCUSIÓN	49
8. CONCLUSIÓN	57
9. REFERENCIAS	59
ANEXOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.** Representación idealizada de microhábitats de foraminíferos bentónicos en sedimentos marinos. Se presenta el perfil de oxígeno disuelto para el agua de poro basados en datos presentados por Froelich (1979).....7
- Figura 2.** Distribución del oxígeno disuelto (ml/L) a 250 m de profundidad, mostrando las Zonas de Oxígeno Mínimo en el Pacífico Nor-Oriental (Levitus y Boyer, 1994). El recuadro C muestra el área de estudio.....11
- Figura 3.** A) Perfil de oxígeno hipotético (Tomada de Bernhard y Sen Gupta, 1999). B) Perfil de oxígeno disuelto en la columna de agua a través de la ZOM en diferentes regiones de los océanos del mundo (Modificada de Levin, 2003). C) Perfil de oxígeno disuelto en la ZOM del mar de Arabia, representando a los foraminíferos bentónicos, el O₂ en el núcleo de la ZOM es de 0 ml/L, mientras que para el límites superior e inferior es <0.5 ml/L) (Modificado de Cowie y Levin, 2009).....12
- Figura 4.** Representación esquemática del flujo de la materia orgánica hacia el piso oceánico (Libes, 2010).....13
- Figura 5.** Reconstrucción de la temperatura en núcleos de hielo colectados en Groenlandia del GISP2 (Greenland Ice Sheet Project Two) para los últimos 13,000 cal A.P. (Allen *et al.* 2002).....16
- Figura 6.** Distribución de carbonato de calcio para el Holoceno en núcleos de la parte central y sur del golfo de California (Referido en Douglas *et al.* 2007).....19
- Figura 7.** Distribución de sílice biogénico para el Holoceno en núcleos de la parte central y sur del golfo de California (Referido en Douglas *et al.* 2007).....20
- Figura 8.** Mapa del golfo de California, localización del núcleo T-56 en la región suroccidental del golfo.....23
- Figura 9.** Cambios atmosféricos estacionales y circulación oceánica en el golfo de California. Patrones de vientos y migración de la Zona de Convergencia Intertropical para el Hemisferio Norte durante invierno (A) y verano (B). H= centro de alta presión, L= centro de baja presión. (Tomada de Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2009).....24
- Figura 10.** Distribución de oxígeno disuelto vertical (en ml/L). La localización de las estaciones a lo largo del golfo de California se muestran en el inciso a. (Tomado de Álvarez-Borrego *et al.* 1978)....25
- Figura 11.** Dominios basados en los procesos físicos que controlan el transporte de nutrientes y la productividad en el golfo de California: mezcla eólica y giros en la parte norte, mareas y ondas internas en la zona de islas, surgencias costeras en el margen continental y giros de mesoescala en el centro y sur del golfo (Badan – Dangon *et al.* 1985; Bray y Robles, 1991; Fernandez-Barajas *et al.* 1994; Lavin *et al.* 1997; Gaxiola-Castro *et al.* 1999; Figueroa *et al.* 2003 referidos en Douglas *et al.* 2007).....27

Figuras 12 y 13. Contenido de carbonato de calcio biogénico (foraminíferos y cocolitofóridos) y contenido de carbono orgánico total (COT) en núcleos de sedimento en el golfo de California (Referenciado en Douglas <i>et al.</i> 2007).....	29
Figura 14. Diagrama de los métodos seguidos para la realización del estudio.....	32
Figura 15. Fotografía de la secuencia sedimentaria T-56.....	33
Figura 16. Esquema de la columna estratigráfica del núcleo T-56.....	36
Figura 17. Modelo de edad y tasas de sedimentación para el núcleo T-56, cuenca Pescadero, sur del golfo de California.....	38
Figura 18. <i>Factor scores</i> que definen a la asociación del Factor 1.....	41
Figura 19. Intervalo de O ₂ en los que se encuentra <i>Bolivina subadvena</i> para el Pacífico Nor-Oriental, con base en referencias anteriores.....	42
Figura 20. <i>Factor scores</i> que definen a la asociación del Factor 2.....	43
Figura 21. Intervalos de O ₂ en los que se encuentra el género <i>Buliminella tenuata</i> en el Pacífico Nor-Oriental, con base en los autores ya mencionados.....	44
Figura 22. <i>Factor scores</i> que caracterizan a la asociación del Factor 3.....	45
Figura 23. Intervalos de O ₂ en los que se encuentra la especie <i>Cassidulina laevigata</i> var. <i>carinata</i> con base en referencias anteriores.....	46
Figura 24. Intervalos de O ₂ en los que se encuentra la especie <i>Cassidulina delicata</i> para el Pacífico Nor-Oriental, con base en referencias anteriores.....	47
Figura 25. Intervalos de O ₂ en los que se encuentra la especie <i>Bolivina seminuda</i> en la zona de oxígeno mínimo en el Pacífico Nor-Oriental.....	47
Figura 26. Porcentaje de Carbono Orgánico Total (COT) y Carbonato de Calcio (CaCO ₃) a lo largo de la secuencia sedimentaria T-56 con respecto a la profundidad y edades calibradas A.P. Intervalos climáticos sombreados indicados como: Holoceno Temprano, Holoceno Medio y Holoceno Tardío.....	48
Figura 27. a) Distribución estratigráfica del Factor 2, b) Carbono Orgánico Total (5) y c) Carbonato de Calcio (%).....	50
Figura 28. Esquema de las condiciones oceánicas y la posición de la Zona de Oxígeno Mínimo durante el inicio del Holoceno Temprano y el Holoceno Tardío en la cuenca Pescadero, golfo de California.....	51
Figura 29. a) Distribución estratigráfica del Factor 1, b) Carbono Orgánico Total (%) y c) Carbonato de Calcio (%).....	52

Figura 30. a) Distribución estratigráfica del Factor 2 del núcleo T-56 se relacionan con el (b) Carbono Orgánico Total (%) y el (c) Carbonato de Calcio (%).....**53**

Figura 31. a) Distribución estratigráfica del Factor 1, (b) Carbono Orgánico Total (%), (c) Carbonato de Calcio (%) y (d) registro geoquímico del Ba/Al (índice de paleoproduktividad) en la cuenca Alfonso (Pérez-Cruz, 2013) y CaCO₃ del núcleo BAP-96-CP (González - Yajimovich *et al.* 2005).... **55**

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Clasificación de ambientes con diferentes concentraciones de oxígeno, de acuerdo a los trabajos de Tyson y Pearson (1991), Kaiho (1994) y Bernhard y Sen Gupta (1999). En el presente trabajo se utiliza la clasificación establecida por Bernhard y Sen Gupta (1994).....**10**

Tabla 2. Propiedades y distribución de las masas de agua del golfo de California. Lavín *et al.* (2009) y Lavín *et al.* (1997).....**25**

Tabla 3. Tasas de sedimentación estimadas para el margen peninsular del golfo de California.....**30**

Tabla 4. Edades de radiocarbono para el núcleo T-56.....**39**

Tabla 5. “Eigenvalue” de los Factores definidos a través del Análisis de Factores “Modo Q”**40**

Tabla 6. Asociación de foraminíferos bentónicos definidos con base en los *factor scores*.....**40**

Tabla 7. Síntesis de la afinidad ecológica de la especie única que define al Factor 1.....**42**

Tabla 8. Ambiente característico de *Buliminella tenuata* en diferentes cuencas.....**44**

Tabla 9. Ambiente característico de *Cassidulina delicata*.....**46**

Tabla 10. Ambiente característico de *Cassidulina delicata* en el golfo de Panamá.....**46**

ANEXOS

ANEXO 1. Foraminíferos bentónicos identificados en la secuencia sedimentaria T-56 colectada en la cuenca Pescadero, golfo de California.

ANEXO 2. Relación entre el número de especímenes contados y el número de especies encontradas en los intervalos 8 -9 cm y 82 – 89 cm.

ANEXO 3. Lámina 1: Foraminíferos bentónicos de la secuencia sedimentaria T-56.

RESUMEN

En este trabajo se estudió la secuencia sedimentaria DIPAL IV-T-56 la cual se colectó en 2011 a bordo del B/O "El Puma", en la parte suroccidental de la cuenca Pescadero en el golfo de California, a 591 m de profundidad subyaciendo la Zona de Oxígeno Mínimo (ZOM).

El presente trabajo de investigación tiene como objetivo reconstruir los cambios en la oxigenación y en la productividad durante el Holoceno utilizando a las asociaciones de foraminíferos bentónicos y al carbono orgánico como *proxies*.

El modelo de edad se construyó a partir de 8 dataciones de radiocarbono con el método de Espectrometría de Masas con Acelerador (AMS por sus siglas en inglés). Las edades de ^{14}C fueron calibradas con el programa Calib 7.0.1 y a partir de éstas se estimaron las tasas de sedimentación (0.22, 0.17, 0.20, 0.13, 0.035 y 0.073 mm/años), definiendo un marco temporal para la secuencia de 10,900 a 130 cal A.P.

Se determinaron 69 especies de foraminíferos bentónicos en 51 muestras y se cuantificó el Carbono Orgánico Total (COT) en 77 muestras a lo largo de la secuencia.

A las abundancias relativas de los foraminíferos se les aplicó un análisis multivariado "Modo Q" y se definieron 3 factores (asociaciones) que explican el 87.5% de la variabilidad total de los datos. Con base en las afinidades ecológicas de las asociaciones que caracterizan cada factor y las fluctuaciones del COT se sugieren cuatro escenarios paleoceanográficos y paleoclimáticos para el Holoceno:

Para el periodo que abarca de 10,900 a 10,200 cal A.P., los *proxies* indican una paleoproductividad baja y condiciones óxicas en las aguas de fondo. Se sugiere una reducción del espesor de la ZOM haciéndose más profundo el límite superior de ésta, por lo que la depositación de sedimentos es homogénea; así como, una predominancia de aguas cálidas que permitió la proliferación de organismos calcáreos.

Un segundo escenario de 9,910 a 5,800 cal A.P. en donde los *proxies* revelan una baja paleoproductividad y condiciones anóxico-micróxicas en las aguas de fondo. Se sugiere que el factor que determina la oxigenación durante este periodo es una mayor incursión del Agua Intermedia del Pacífico (AIP) dentro del golfo de California. Dicha condición es reportada en cuenca Santa Bárbara asociada a la producción/ventilación del AIP.

De 5,800 a 3,380 cal A.P. se observan fluctuaciones en la paleoproductividad con pulsos en donde es alta (3,900, 3,700 y 3,500 cal A.P.), éstos pueden estar relacionados con mecanismos de mezcla como giros y/o surgencias en la región de estudio que promovieron una alta productividad. Se infiere que las aguas de fondo son micróxicas-disóxicas.

Para el último escenario de 3,380 a 130 años cal A.P se infiere la máxima productividad a lo largo del núcleo T-56 y como consecuencia condiciones anóxicas-micróxicas. Para este periodo se identifican 2 intervalos donde los foraminíferos bentónicos son escasos, probablemente resultado de una disolución de CaCO_3 debido a una muy alta productividad.

1. INTRODUCCIÓN

La evidencia de cambios en el clima son preservados en lo que se le conoce como archivos o registros naturales que pueden ser analizadas y caracterizados utilizando un número enorme de métodos físicos, químicos y biológicos. El objetivo principal de analizar un archivo es reconstruir patrones temporales y espaciales del cambio ambiental vinculado al clima regional o global. Estos archivos paleoclimáticos se encuentran prácticamente en todas partes: en océanos, árboles, cuevas, lagos, etc. Juntos, ellos constituyen el libro natural de historia que registran los cambios climáticos de la Tierra (Cronin, 2010).

En el contexto de este trabajo de investigación de tesis se han seleccionado a los foraminíferos bentónicos como *proxies*¹ de factores ambientales (Murray, 2001). El uso de estos microorganismos como *proxies* oceanográficos se ha enfocado a las interpretaciones del ambiente para tratar de reconstruir algunos parámetros específicos principalmente: oxígeno disuelto y flujo de materia orgánica hacia el piso oceánico (Murray, 2001).

Los foraminíferos bentónicos pertenecen al microbentos y están constituidos de una sola célula, fijando su superficie celular mediante la construcción de un esqueleto mineral denominado testa (principalmente de carbonato de calcio) favoreciendo su preservación en el registro fósil. Asimismo, representan una herramienta muy valiosa para las interpretaciones paleoambientales, paleoecológicas y paleoceanográficas (Calonge *et al.* 2001; Molina, 2002; Murray, 2001; Murray, 2006).

Los foraminíferos bentónicos calcáreos representan uno de los indicadores más sensibles a los cambios de oxígeno disuelto (Kahio, 1994). Condiciones de poco o nulo oxígeno se reconocen como la Zona de Oxígeno Mínimo (ZOM), la concentración y extensión de ésta es el reflejo de las tasas de surgencias y el resultado de la producción de desechos orgánicos provenientes de la capa superior, junto con una circulación lenta y un consumo de oxígeno disuelto por esta materia orgánica (Wyrski, 1962; Kamykowski y Zentara; 1990).

En el Golfo de California, el Agua Intermedia del Pacífico (500 a 1100 m) presenta concentraciones muy bajas de oxígeno (entre 0.08 y 0.15 ml/L) que en algunos lugares son indetectables por el método analítico de Winkler (Álvarez-Borrego y Lara- Lara, 1991). Esta zona representa un lugar de estrés biológico para algunos organismos, debido a que no pueden tolerar las condiciones extremas

¹Indicador indirecto (extraído de un archivo o registro climático) cuantificable que por su naturaleza física, química o biológica está relacionado con diferentes variables paleoclimáticas. Sus oscilaciones reflejan los cambios temporales acontecidos en estas variables a través del tiempo (Álvarez-Gómez, 2007).

que se presentan. Sin embargo, los foraminíferos bentónicos han desarrollado adaptaciones en su morfología y en su metabolismo, lo que les ha permitido colonizar este tipo de zonas, caracterizadas por asociaciones muy específicas (Kennett, 1982). El debilitamiento y la fuerza de la Zona de Oxígeno Mínimo (ZOM) responde al cambio climático global a escala milenaria y sub-milenaria del último Cuaternario, estas fluctuaciones de la Zona de Oxígeno Mínimo han sido controladas tanto por la ventilación del Agua Intermedia del Pacífico como por la productividad superficial, implicando así, cambios en la biota y en los sedimentos que conforman la cuenca (Cannariato y Kennet, 1999). Los sedimentos que subyacen la ZOM presentan una baja diversidad y una alta dominancia de fauna de foraminíferos bentónicos, típicamente con 2 o 3 especies constituyen más del 80% del total de las especies de organismos.

El registro de la productividad a través del Holoceno ha sido documentada en sedimentos marinos, grandes cambios en la sedimentación biogénica han ocurrido a lo largo del golfo, principalmente en el lado oriental y occidental de la parte sur del golfo de California; tales sitios son importantes para reconstruir variaciones climáticas – oceánicas, reflejando climas globales.

El presente estudio se enfoca a identificar los cambios en las condiciones de oxigenación resultado de la productividad superficial durante el Holoceno en la región suroccidental del golfo de California a partir de las asociaciones de foraminíferos bentónicos y carbono orgánico total con el fin de reconstruir las variaciones climáticas –oceánicas en la región de estudio.

2. OBJETIVOS

GENERAL

- Documentar los cambios en la oxigenación e inferir cambios en la productividad en la región suroccidental del golfo de California durante el Holoceno, con base en las asociaciones de foraminíferos bentónicos y Carbono Orgánico Total (COT).

PARTICULARES

- Identificar cambios en la oxigenación en las aguas de fondo a partir de las asociaciones de foraminíferos bentónicos.
- Inferir condiciones de paleoproductividad a partir del análisis del Carbono Orgánico Total (TOC por sus siglas en inglés) y de las asociaciones de foraminíferos bentónicos.
- Con base a lo anterior interpretar los cambios oceanográficos y ambientales durante el periodo estudiado.

3. ANTECEDENTES

3.1 FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

3.1.1 Biología de los foraminíferos bentónicos

Los foraminíferos bentónicos son organismos eucariontes unicelulares aerobios, aunque la mayoría son anaerobios facultativos, es decir son protozoarios que pueden ser aerobios pero que pueden funcionar anaeróbicamente (Bernhard, 1986, 1993; Sen Gupta y Machain-Castillo, 1993); presentan un cuerpo citoplasmático adjunto en una testa, generalmente de carbonato de calcio (CaCO_3). Debido a esto presentan un potencial de fosilización elevado y son utilizados como herramientas paleoceanográficas para reconstruir cambios en las condiciones oceánicas pasadas; tales estudios se basan en la composición de asociaciones de foraminíferos y/o en la química de la testa de CaCO_3 . En años recientes han tenido una importancia dentro del ciclo de carbono y su papel en la cadena trófica bentónica (Vachard *et al*, 2010).

3.1.2 Clasificación taxonómica

Posición taxonómica de los foraminíferos bentónicos según d'Orbigny (1826) y Loeblich y Tappan (1964, 1987):

Reino: Protista

Subreino: Protozoa

Superphylum: Sarcodina

Phylum: Rhizopoda

Clase: Granuloreticulosa

Orden: Foraminiferida (Eichwald, 1830)

Suborden: Rotaliina (Loeblich y Tappan, 1987)

El Suborden Rotaliina representa el grupo más extenso de foraminíferos bentónicos. Loeblich y Tappan (1987) distinguieron 24 superfamilias y 74 familias. Cabe mencionar que dentro de este suborden se encuentran los géneros identificados en este estudio.

3.1.3 Microhábitat de los foraminíferos bentónicos

Los foraminíferos bentónicos pertenecen al microbentos, se encuentran viviendo en los primeros 10 cm del sedimento pero diferentes especies prefieren microhábitats específicos dentro del sedimento (Corliss, 1985; Gooday, 1986). En particular, cuatro microhábitats son descritos (Fig. 1): a) la fauna epifaunal se refiere a las especies que viven en la interfase agua-sedimento; b) la infauna somera que vive en el centímetro superior óxico del sedimento; c) la infauna intermedia, vive a unos pocos centímetros de profundidad donde el oxígeno del agua de poro comienza a disminuir y

finalmente las especies de d) infauna profunda que ocupan hábitats a una profundidad de varios centímetros.

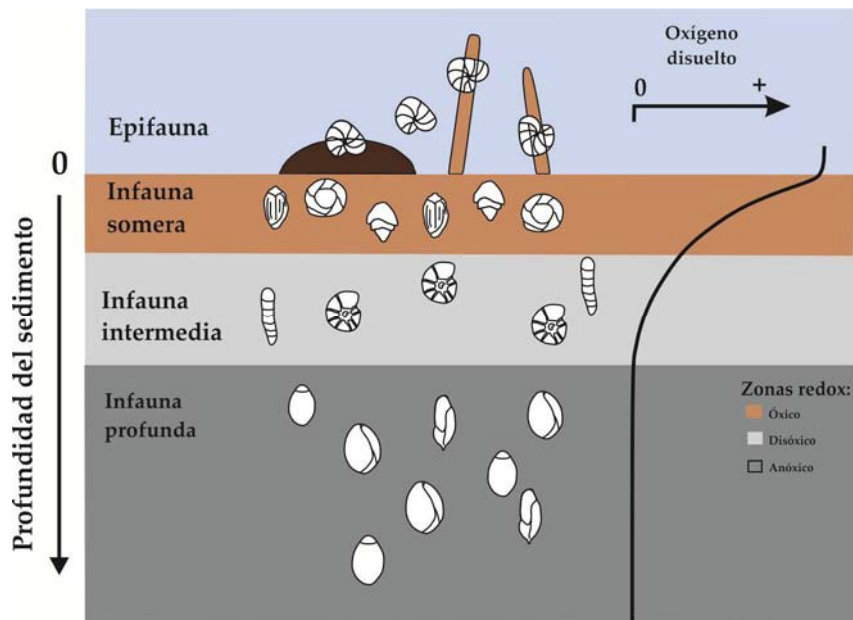


Figura 1. Representación idealizada de microhábitats de foraminíferos bentónicos en sedimentos marinos. Se presenta el perfil de oxígeno disuelto para el agua de poro basados en datos presentados por Froelich (1979).

3.1.4 Factores que controlan la distribución de los foraminíferos bentónicos

La distribución de los foraminíferos bentónicos está influenciada por una variedad de factores ambientales como: la temperatura, salinidad, tipo de sedimento, corrientes, etc. (Murray, 2001). Sin embargo hay dos factores principales que controlan dichas asociaciones en el sedimento e influyen sobre su actividad y condicionan su distribución, diversidad y abundancia. A continuación se detallan los dos factores considerados los más importantes:

➤ Flujo orgánico (carbono orgánico)

Existe muy buena correlación entre el carbono orgánico encontrado en el sedimento y la densidad de foraminíferos bentónicos que se puede registrar en el mismo (de Stigter *et al.* 1998). En ambientes profundos las especies pueden ser consideradas como buenos indicadores del flujo orgánico que llega al fondo de la cuenca (Van der Zwaan *et al.* 1999) e incluso indican el grado de degradación de la materia orgánica que llega al mismo.

El parámetro biológico que varía según el flujo orgánico es el número total (abundancia y biomasa) de foraminíferos bentónicos (Altenbach y Sarnthein, 1989) que es relacionado directamente con la cantidad de alimento que llega al fondo (Gooday y Turley, 1990). Así la infauna refleja el volumen de materia orgánica almacenada en el sedimento (den Dulk *et al.* 1998; Van der

Zwaan *et al.* 1999), mientras que la epifauna responde al flujo orgánico debido a la productividad externa (Van der Zwaan *et al.* 1999) aunque puede descender bajo una deficiencia de oxígeno, que suele coincidir con periodos de máximos aportes de materia orgánica (den Dulk *et al.* 1998).

Por lo tanto se deduce que el número de foraminíferos bentónicos aumenta con el incremento en el flujo orgánico, lo que conlleva una disminución en el oxígeno, sobre todo en la interfase sedimento-agua, que hace que el porcentaje de epifauna disminuya mientras que la infauna se conserva en la misma proporción (Van der Zwaan *et al.* 1999).

➤ Oxígeno

Gran parte de los foraminíferos bentónicos son resistentes a la anoxia (Corliss y Emerson, 1990; Gooday, 1994; Alve y Bernhard, 1995) y pueden vivir largo tiempo bajo condiciones completamente anaeróbicas (Alve y Bernhard, 1995; Moodley *et al.* 1998). El contenido de oxígeno en el sedimento determina la ausencia o presencia de determinados taxones en la asociación (Jannink *et al.* 1998).

El flujo de materia orgánica y el oxígeno no pueden ser separados fácilmente, ya que existe una relación muy directa entre estos dos factores; así, si el flujo orgánico se incrementa, facilitará la proliferación de foraminíferos, pero disminuiría la concentración de oxígeno que a su vez afectaría a las poblaciones bentónicas, principalmente a las epifaunales de manera que sólo se encontrarían especies tolerantes a bajas concentraciones de oxígeno (Van der Zwaan *et al.* 1999) o incluso se puede llegar a la desaparición total de la fauna por una anoxia excesiva. Por lo tanto, para un aporte de alimento/flujo orgánico constante, un cambio en el contenido de oxígeno puede producir un fuerte impacto sobre la composición faunística de la asociación.

Ya analizados los parámetros ambientales más importantes que rigen la distribución, composición y abundancia de los foraminíferos bentónicos, se pueden utilizar como herramientas paleoceanográficas y paleoclimáticas. La morfología de la testa de estos organismos y los diversos parámetros de distribución nos dan información acerca de paleoambientes y de mecanismos de depósito.

3.1.5 Foraminíferos bentónicos como *proxies* de paleoproductividad

Los cambios en la producción primaria en el pasado y el transporte subsecuente de la materia orgánica hacia el piso oceánico es esencial para comprender la respuesta de la bomba biológica de carbono al cambio climático. Los *proxies* de paleoproductividad que hacen frente a esta serie de fenómenos, tienen varios objetivos en particular: 1) reconstruir la producción primaria de las aguas superficiales y 2) reconstruir los flujos de carbono orgánico hacia el piso oceánico.

El uso de foraminíferos bentónicos como marcadores de productividad exportada hacia el fondo oceánico se ha conocido desde 1970, cuando la entrada de materia orgánica y la oxigenación del

agua de fondo se convirtieron en los parámetros ambientales más importantes que controlarían la fauna de los foraminíferos bentónicos. Varias especies de foraminíferos se han propuesto para indicar la producción de paleo-exportación con base en supuestas relaciones entre la composición faunística y la tasa de flujo de carbono orgánico (Altenbach *et al.* 1999, 2003; De Rijk *et al.* 2000; Schönfeld y Altenbach, 2005).

Los foraminíferos bentónicos son considerados excelentes indicadores de la paleoproductividad, ya que sus asociaciones reflejan o dan un panorama de la productividad primaria generada en la superficie que es preservada en los sedimentos. Es importante entender estas asociaciones recientes y su estructura debido a la entrada de materia orgánica de diferente calidad y a los procesos de transportación hacia el piso oceánico, así como entender cómo las concentraciones de oxígeno pueden modificar la respuesta de los foraminíferos bentónicos a diferentes regímenes de flujo orgánico.

3.1.6 Foraminíferos bentónicos como *proxies* de oxigenación

Antes de conocer la distribución de los foraminíferos bentónicos en ambientes de oxígeno agotado es necesario definir los límites que presentan con base en las concentraciones de O₂.

En lo que concierne a la definición de valores de concentración de oxígeno disuelto, existen varios términos que incluso provienen de diferentes disciplinas de geología y fisiología. La siguiente tabla presenta la comparación de tres escalas usadas para caracterizar los ambientes bentónicos. Para este trabajo se utilizó la escala propuesta por Bernhard y Sen Gupta (1999); esta clasificación fue asignada por los autores debido a que trabajan con sedimentos más recientes y se distinguen condiciones sin oxígeno (anóxicas) y condiciones con muy poco O₂, concentraciones menores a 0.1 ml/L (micróxicas). Es decir, las concentraciones entre 0.1 ml/L a 0.01 ml/L de O₂ no se deben considerar como zona sin oxígeno o anóxica (Tabla 1).

Zona de oxígeno mínimo (ZOM)

La solubilidad del oxígeno disminuye con el incremento de la salinidad y aumenta con la disminución de la temperatura, la cantidad de oxígeno disuelto en el agua de mar varía entre 0 a 8.5 ml/L (Tait, 1981). Las concentraciones de oxígeno presentes en las aguas superficiales del océano global superan los 6 ml/L debido a la actividad fotosintética, al intercambio océano – atmósfera y a los procesos de mezcla que se llevan a cabo en distintas zonas. Debido a la circulación termohalina, el oxígeno penetra las aguas profundas del océano global, incluyendo trincheras y planicies abismales. Sin embargo, debido al consumo de oxígeno bioquímico producto de la oxidación de la materia orgánica a través de la columna de agua hacia el piso oceánico originaria de una productividad alta en la región, procesos de respiración y formación de tejidos de los organismos, las concentraciones de oxígeno disuelto en aguas intermedias (~100 – 1000 m de profundidad) son

menores que en las aguas superficiales (0.01 a 1ml/L) (Wyrтки, 1962; Kamykowski y Zentara, 1990; Helly y Levin, 2004) y forman las llamadas **Zonas de Oxígeno Mínimo (ZOM)** (Fig. 2 y 3). Otros factores que influyen en su formación son una circulación lenta, ausencia de un intercambio de oxígeno y que el origen en la formación de las aguas intermedia contengan oxígeno agotado (Sarmiento *et al.* 1988).

Tabla 1. Clasificación de ambientes con diferentes concentraciones de oxígeno, de acuerdo a los trabajos de Tyson y Pearson (1991), Kaiho (1994) y Bernhard y Sen Gupta (1999). En el presente trabajo se utiliza la clasificación establecida por Bernhard y Sen Gupta (1994).

	Tyson y Pearson (1991)	Bernhard y Sen Gupta (1999)	Kaiho (1994)		Allison <i>et al.</i> 1995
8ml/L	Óxico	Óxico	Óxico alto	3 ml/L	Anóxico
2ml/L			Óxico bajo	1.5 ml/L	Micróxico
1ml/L	Disóxico	Disóxico	Subóxico	0.3 ml/L	Disóxico
0.2 ml/L			Disóxico	0.1 ml/L	Óxico
0 ml/L	Subóxico	Micróxico	Anóxico		
0 ml/L	Anóxico	Anóxico/Postóxico			

Anóxico	0 ml/L	Oxígeno disuelto = 0
Micróxico	0.01 a 0.1 ml/L	
Disóxico	0.1 a 1 ml/L	9 – 45 μ M/L
Óxico	> 1 ml/L	>45 μ M/L

Para convertir de ml/L a μ M se divide por 0.0224 y de μ M a ml/L se multiplica por 0.0224.

Un análisis volumétrico de ZOMs permanentes a nivel mundial identificó 6 grandes ZOMs, que en conjunto ocupan un volumen total de 14×10^6 km³, lo que corresponde a 1% del volumen del océano. La ZOM de mayor volumen (42%) corresponde a la que se encuentra en el acífico Nor-Oriental de México (Helly y Levin, 2004) que se extiende desde el sur de Canadá hasta Perú-Chile (Aranda da Silva, 2005) con variaciones en profundidad, intensidad y amplitud; siendo la ZOM de las costas del Pacífico Mexicano una de las más extensas en profundidad (1000 m) y con un límite superior entre los 75 y 100 m (Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990).

Al ser la ZOM un lugar de estrés biológico, debido a la condiciones extremas y poco tolerantes que presentan, ciertos organismos como los foraminíferos bentónicos llegan a desarrollar ciertas adaptaciones en metabolismo y morfología lo que les permite habitar este tipo de zonas (Kennett, 1982). Las comunidades de foraminíferos son abundantes, pero la diversidad y la riqueza de especies es bajo, conformada principalmente por especies calcáreas (Koho y Piña-Ochoa, 2012).

Un estudio realizado en el borde de California se observaron diferentes patrones de distribución de 4 especies del género *Bolivina* relacionados con el rango de oxígeno disuelto que va de <1 ml/L a

5-6 ml/L, observando ciertas variaciones en la morfología de la testa asociada a niveles bajos de oxígeno (Douglas, 1979). Con lo anterior, al presentar ciertos límites al oxígeno agotado, los foraminíferos bentónicos crean asociaciones que dependen del gradiente de concentración de oxígeno disuelto.

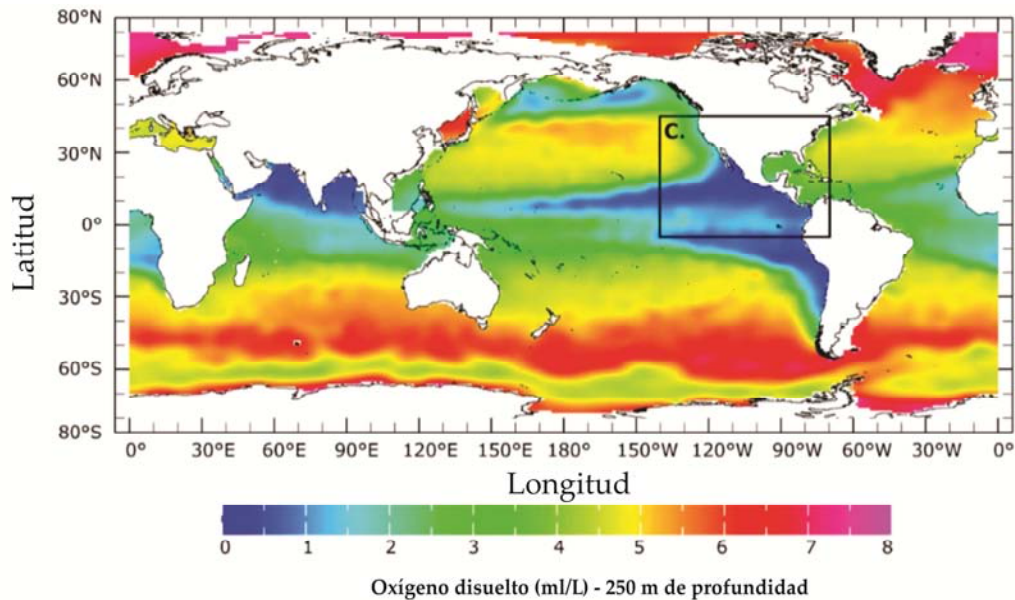


Figura 2. Distribución del oxígeno disuelto (ml/L) a 250 m de profundidad (Levitus y Boyer, 1994). El recuadro C muestra el Pacífico Nororiental.

La respuesta de los foraminíferos a ambientes de oxígeno agotado en diferentes partes de los océanos del mundo es a nivel regional pero en general los sedimentos que subyacen a la ZOM presentan una baja diversidad y una alta dominancia de fauna de foraminíferos bentónicos, típicamente con 2 ó 3 especies que constituyen más del 80% del total de las especies. Dominan las especies pequeñas de testa delgada, que pertenecen a especies de los géneros *Bolivina*, *Buliminella*, *Globbulimina*, *Uvigerina*, *Epistominiella* y *Cassidulina* (Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990; Bernhard y Reimers, 1991; Sen Gupta y Machain-Castillo, 1993).

Para documentar la variabilidad de las Zonas de Oxígeno Mínimo en el pasado se han utilizado registros de *proxies* geoquímicos y micropaleontológicos. Las condiciones que sugieren los *proxies* han sido interpretadas como cambios rápidos en la oxigenación de aguas intermedias (Behl y Kennett, 1996; Cannariato *et al.* 1999). De la misma manera, cambios en la productividad marina por variaciones de surgencias conducidas por vientos y ventilación de la columna de agua (transporte de oxígeno disuelto por advección oceánica) han sido propuestos para modular la variabilidad de las Zonas de Oxígeno Mínimo en el pasado (van Geen *et al.* 2006; Strammar *et al.* 2010).

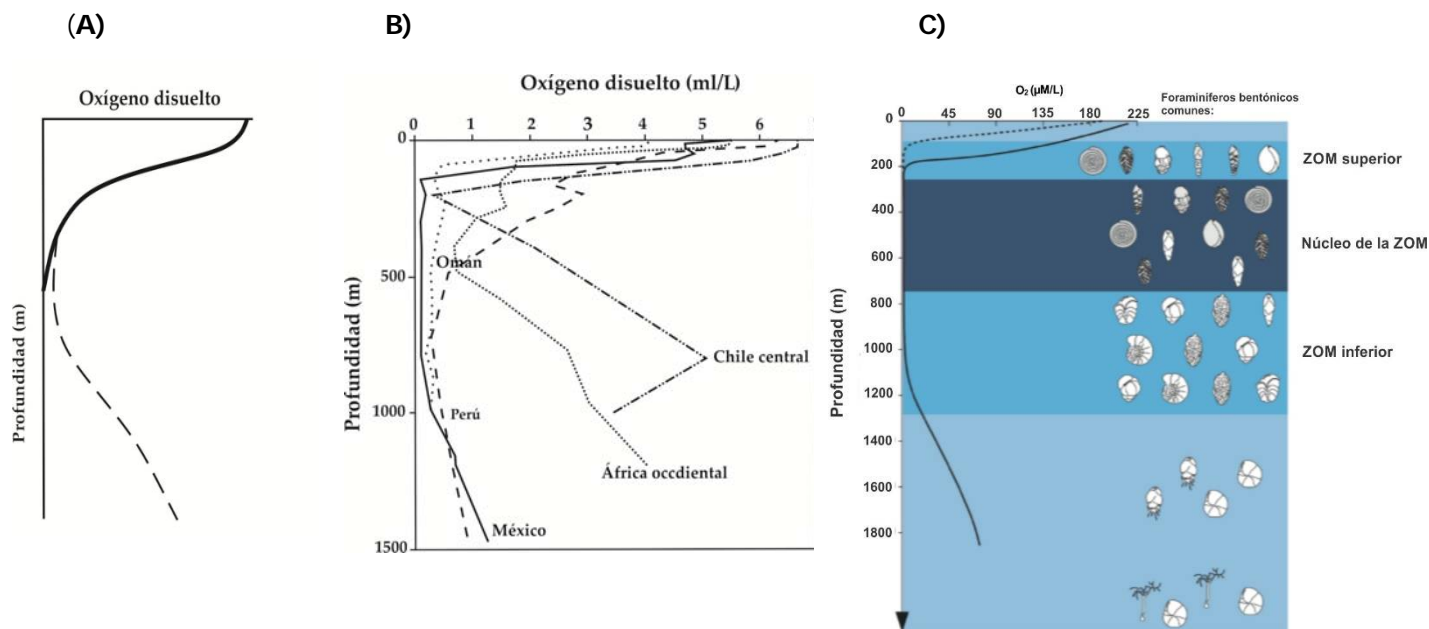


Figura 3. A) Perfil de oxígeno hipotético (Tomada de Bernhard y Sen Gupta, 1999). B) Perfil de oxígeno disuelto en la columna de agua a través de la ZOM en diferentes regiones de los océanos del mundo (Modificada de Levin, 2003). C) Perfil de oxígeno disuelto en la ZOM del mar de Arabia, representando a los foraminíferos bentónicos comunes, el O_2 en el núcleo de la ZOM es de 0 ml/L, mientras que para los límites superior e inferior es <0.5 ml/L (Modificado de Cowie y Levin, 2009).

En particular, los foraminíferos bentónicos han sido utilizados para identificar cambios climáticos abruptos debido a que gran parte de las especies presentan un comportamiento oportunista y responden rápidamente a cambios ambientales, incluida la relación a la oxigenación en aguas de fondo, flujos de materia orgánica y la intensidad de las corrientes (Bernhard, 1992; Bernhard *et al.* 1997; Koho *et al.* 2008).

3.2 LA MATERIA ORGÁNICA Y SU PRESERVACIÓN EN LOS SEDIMENTOS MARINOS

La materia orgánica se refiere a todos los componentes orgánicos o biomoléculas que se componen de elementos abundantes tales como el carbono, hidrógeno, nitrógeno, oxígeno y fósforo (Libes, 2010).

La materia orgánica que se asienta en el piso oceánico es derivada de la productividad fotosintética biológica en la biosfera marina realizada por organismos quimioautótrofos, el zooplancton y también proviene de fuentes terrestres o áreas costeras cercanas (Hedges y Keil, 1995; Keil, 2011; Middelburg, 2011). La mayor parte de la materia orgánica en el océano es producida por el fitoplancton, alguna parte de ésta es transferida a la cadena alimenticia en forma de materia orgánica particulada y pasa a otros organismos superiores, al morir hay una degradación de los tejidos convirtiéndola en forma detrítica. Finalmente es remineralizada por microorganismos heterotróficos a través de la respiración anaeróbica (Fig. 4) (Libes, 2010).

Preservación de la materia orgánica en el sedimento

Una parte de la materia orgánica se retiene en la zona eufótica mientras que otra parte se hunde fuera de esta zona. Aproximadamente el 90% de la materia orgánica es degradada en la columna de agua (Suess, 1980) y esto es considerado un mecanismo importante por el cual el carbono y otros elementos son transferidos desde la superficie hacia el fondo y dentro del sedimento, también incluye la depositación de materiales como el ópalo biogénico, carbonato de calcio biogénico y material litogénico (Referido en Libes, 2010).

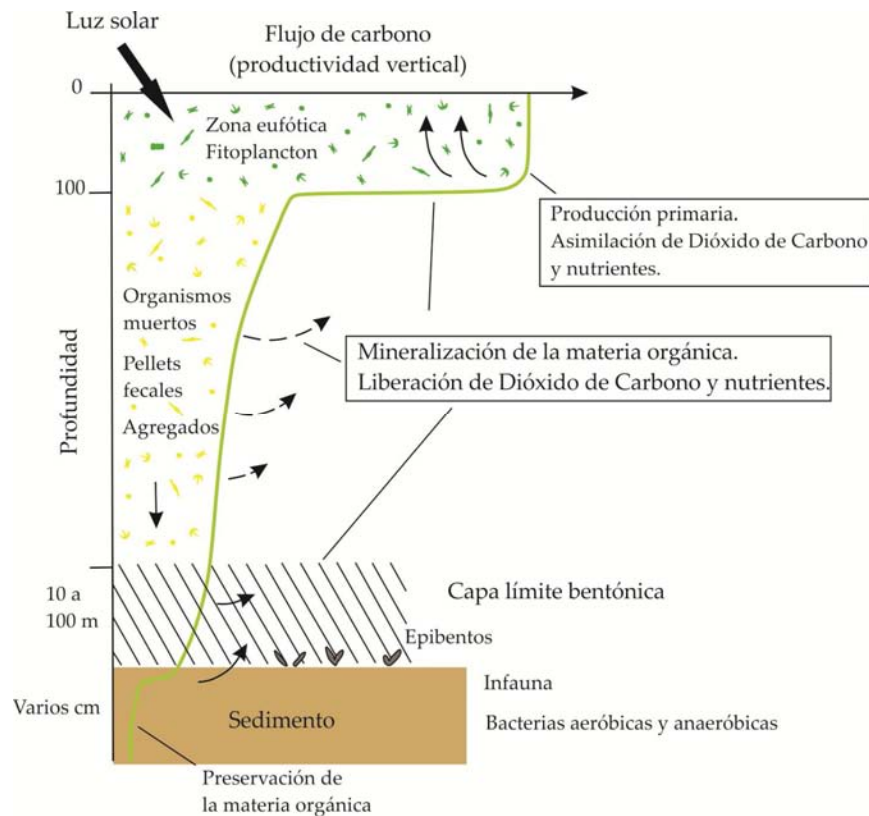


Figura 4. Representación esquemática del flujo de la materia orgánica hacia el piso oceánico (Libes, 2010).

En el sedimento la tasa de degradación de la materia orgánica aparentemente disminuye significativamente al aumentar la profundidad de enterramiento, solo el **1 a 0.01%** de la producción primaria es registrada en océanos profundos y esta fracción dependerá de ciertos parámetros (Referido en Libes, 2010):

- Cantidad y calidad de la materia orgánica que se asienta en la superficie del sedimento. Los componentes orgánicos más resistentes son enterrados dentro del sedimento.
- Estacionalidad de la producción primaria. Ciertos sistemas productivos muestran estacionalidad o variabilidad interanual; por lo tanto la variabilidad en la producción

primaria controlará la cantidad de producción exportada hacia el sedimento superficial (Berger y Wefer, 1990).

- Columna de agua.
- La disponibilidad del oxígeno y el tiempo de exposición (Emerson, 1985; Canfield, 1994). El carbono orgánico fuertemente biodegradado es mejor preservado bajo condiciones de oxígeno agotado.
- Tasa de acumulación del sedimento total (Müller y Suess, 1979). La profundidad de penetración del oxígeno está ligado a las tasas de sedimentación, es decir, cuando se presentan bajas tasas de sedimentación existe un mayor tiempo de exposición para que ocurra la descomposición, entonces, los compuestos más lábiles son rápidamente utilizados, mientras que los compuestos más resistentes son acumulados (Aller y Mackin, 1984).
- Tamaño del grano del sedimento y área superficial. La materia orgánica penetra dentro de poros pequeños de la superficie, su tamaño hace inaccesible a las enzimas producidas por organismos heterotróficos para descomponer los componentes orgánicos (Hedges y Keil, 1995).

El contenido de **Carbono Orgánico Total (COT)** en sedimentos marinos dependerá de los factores anteriores, su medición se expresa como valores C_{org} en porcentaje de sedimento seco y se obtiene mediante la sustracción de Carbono Inorgánico Total al Carbono Total (Meyer *et al.* 2002; Guíñez *et al.* 2010).

La estimación del COT en los sedimentos es proporcional a la cantidad de biomasa que se depositó en el océano después de su degradación tras el proceso de enterramiento (Roy *et al.* 2012). A partir de esto se considera como *proxy* de paleoproduktividad y se describe como la relación entre la productividad superficial del océano y la acumulación de carbono orgánico bajo condiciones anóxicas, lo que permite su cuantificación (Pederson y Calvert, 1990).

Carbonato de Calcio ($CaCO_3$)

El Carbono inorgánico particulado (CIP) en forma de calcita ($CaCO_3$) en comparación con el Carbono orgánico particulado (COP) detrital sobrevive al viaje a través de la columna de agua hasta su deposición en los sedimentos, una pequeña fracción (25%) escapa a la disolución; se encuentra en forma de testas o material esquelético generado por protozoarios planctónicos y bentónicos (foraminíferos) y fitoplancton (cocolitofóridos) (Libes, 2010).

El CIP depositado en la parte superior o dentro del sedimento está sujeto a la disolución y esto dependerá de la baja saturación del agua de mar con respecto a cualquier fase mineral del carbonato de calcio que se presente; también se ve afectado por la temperatura, por ejemplo,

cuando ésta incrementa, la solubilidad de la calcita disminuye y el otro factor de mayor importancia es la presión (Morse y Mackenzie, 1990).

El **Carbono Inorgánico Total** es referido comúnmente como Carbono Inorgánico Disuelto Total (CID_T) o CO₂ Total (ΣCO_2) y se presenta en el agua de mar como las siguientes especies inorgánicas: dióxido de carbono (CO₂), ácido carbónico (H₂CO₃), bicarbonato (HCO₃⁻) y carbonatos (CO₃²⁻) de las cuales cada molécula contiene un átomo de carbono (Morse y Mackenzi, 1990). Y es dada por la siguiente ecuación de balance de masas:

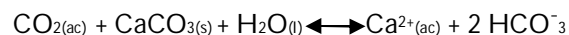


La mayor parte del carbono inorgánico presente en el agua de mar está en forma de bicarbonato y carbonato.

La variación temporal y geográfica del Carbono inorgánico disuelto (CID) es controlada por la formación y degradación del Carbono orgánico particulado (COP) planctónico y Carbono inorgánico particulado (CIP), su eliminación se ve afectada por la formación de biomasa y de partes duras calcáreas, afectando el pH, la alcalinidad del agua de mar y la disolución de los carbonatos.

La disolución del Carbonato de calcio (CaCO₃) por remineralización es propiciada por la eliminación CID explicándose de la siguiente manera:

La remineralización del COP produce CO₂, el cual es rápidamente hidrolizado a ácido carbónico, bicarbonato y carbonato, los dos primeros considerados ácidos débiles, su disociación genera un ion H⁺ causando una disminución del pH y un descenso en la alcalinidad. Estos ácidos generan la disolución de CIP resumida en la siguiente ecuación:



La alcalinidad aumentará de nuevo por la adición de CID.

3.3 VARIABILIDAD CLIMÁTICA DEL HOLOCENO

El Holoceno comienza con una transición rápida de un periodo frío denominado Younger Dryas alrededor de los 11,500 cal A.P. Si bien esta época no presenta cambios climáticos disruptivos como la época anterior del Pleistoceno, si muestra cambios significativos los cuales se han identificado en diversos registros paleoclimáticos distribuidos globalmente. A través de éstos se han reconocido 6 periodos significativos de rápido cambio climático durante el Holoceno: 9000 - 8000, 6000- 5000, 4200-3800, 3500-200, 1200 -1000 y hasta 600 y 150 cal A.P. (Denton y Karlén, 1973; Mayewski *et al.*, 2004). También se han reconocido eventos fríos y áridos, los cuales muestran ciclos de -14570 ± 532 años denominados eventos Bond (Bond *et al.*, 2001). En particular, en el Atlántico Norte se registró un enfriamiento (6 ± 2 °C) de corta duración, unos 100 años (Alley *et al.* 2000) denominado el evento

de los "8.2 ka" (Alley *et al.* 1997) disparado por ralentización de la circulación termohalina en el Atlántico Norte debido a un aumento en el flujo de agua dulce. Este flujo hacia el Atlántico Norte es atribuido a un estadio final de la deglaciación de las capas de hielo de Laurentida y Escandinavia. En bajas latitudes es reconocido como un periodo frío y seco que ocurrió a mitad de un periodo húmedo prolongado que comenzó en el Holoceno Temprano (deMenocal *et al.* 2000).

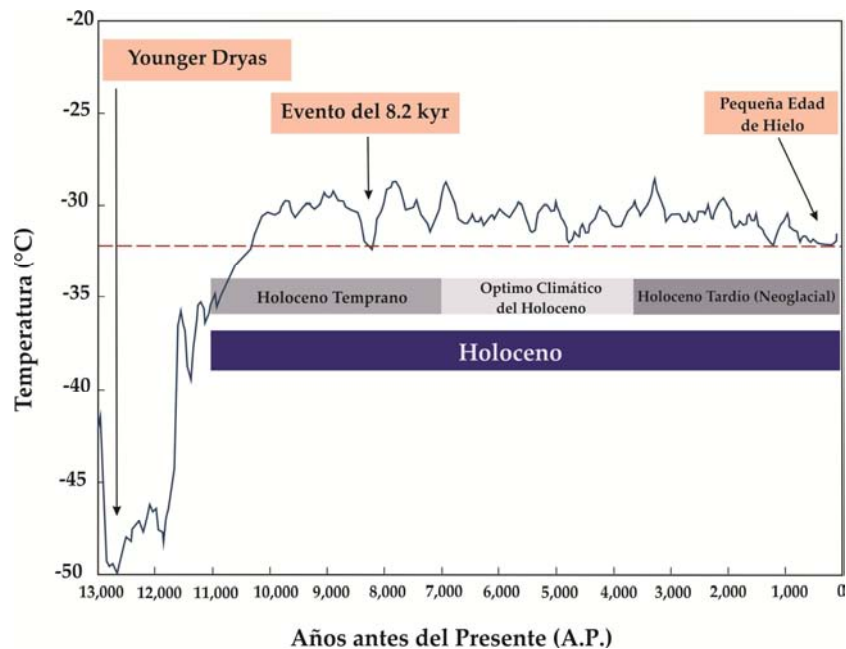


Figura 5. Reconstrucción de la temperatura en núcleos de hielo colectados en Groenlandia del GISP2 (Greenland Ice Sheet Project Two) para los últimos 13,000 cal A.P. (Allen *et al.* 2002).

Asimismo, el clima del Holoceno es influenciado por mecanismos de forzamiento externos como la insolación solar que afecta tanto al hemisferio Norte como al Sur durante el verano. A lo largo del Holoceno se ha registrado una disminución en la insolación para el hemisferio Norte, donde la mayor insolación se encuentra en el Holoceno Temprano, alrededor de 10,000 años, seguida de una disminución gradual a través del Holoceno medio y tardío. Esta distribución de energía a diferentes latitudes del planeta ha conducido a un retroceso latitudinal (hacia al sur) de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) en el Holoceno tardío unido a un debilitamiento del sistema monzónico de verano para el Hemisferio Norte (Braconnet *et al.* 2009).

Con base en lo anterior, el Holoceno es dividido en 3 periodos principales: 1) Un periodo entre 11,500 y 7,000 cal A.P. caracterizado por una máxima insolación de verano en el hemisferio Norte, con un clima templado y frío y una actividad monzónica alta en África y Asia, 2) el otro periodo entre 7000 y 4200 cal A.P. marcado como el Óptimo Climático del Holoceno representado por temperaturas altas en el Hemisferio Norte (latitudes medias y altas) y un sistema monzónico global activo pero débil (referido en Wanner *et al.* 2011) y 3) el último periodo de los 4200 cal A.P. al

reciente denominado Neoglacial o Neoglaciación distinguido por una disminución en la insolación de verano para el hemisferio Norte con una actividad monzónica baja.

Dos eventos climáticos de escala global ocurrieron durante el Holoceno tardío, el primer de 1,100 a 1,250 A.D. es denominado la Anomalía Climática Medieval (ACM) que coincide con el Máximo Solar Medieval, el cual refleja un incremento relativo en la actividad solar (Cronin, 2010) y el segundo es referido como la Pequeña Edad de Hielo (PEH) entre 1,300 y 1870 A.D. fue uno de los eventos fríos del Holoceno a escala milenaria, en el que los glaciares Escandinavos alcanzan su máxima expansión desde hace 9,000 años (Denton y Karle, 1973). Durante esta época ocurre un mínimo de insolación en el verano para el hemisferio Norte y un incremento en la actividad volcánica (Wanner *et al.* 2008), este clima es influenciado por un decremento en el número de manchas solares.

El clima del Holoceno ha presentado una variabilidad climática bien marcada y varias causas han sido responsables de esta variabilidad. La insolación impulsada por la órbita terrestre durante el Holoceno y la variabilidad en la irradiación solar son dos mecanismos importantes de forzamiento climático. Siendo la Zona de Convergencia Intertropical y el sistema global del monzón dos características sensibles del clima tropical que unidos al forzamiento influyen en el clima del Holoceno (Cronin, 2010).

3.4 ESTUDIOS PREVIOS EN EL ÁREA (SUR DEL GOLFO DE CALIFORNIA)

A continuación se mencionan trabajos en el golfo de California cuyos objetivos han sido reconstruir las condiciones oceanográficas en el golfo en diferentes escalas temporales a través del uso de diferentes *proxies*, que son la base para el desarrollo de este trabajo.

González-Yajimovich *et al.* (2005) utilizaron el registro biogénico como base para definir tres periodos climáticos a lo largo de todo el Holoceno, e incluyó el análisis de contenido de carbonatos, contenido de sílice opalino, mineralogía de arcillas, análisis textural, contenido de carbono, densidad total y tasas de sedimentación en 6 núcleos de gravedad tomados en la cuenca Alfonso y en la porción este de la cuenca Pescadero. Los análisis comparativos entre la composición carbonatada y sílicea de los sedimentos de la cuenca Alfonso (BAP94-CB, BAP96-CP, NH01-15GC3 y NH01-15MC1) los de la cuenca pescadero (NH01-26GCI y NH01-26MCI), indican que se registraron mayores concentraciones de ópalo biogénico en cuenca Pescadero, en contraste, se encontraron mayores cantidades de carbonato de calcio en Alfonso que en Pescadero, donde los componentes principales fueron testas de foraminíferos y cocolitofóridos.

Los autores concluyen que en el margen oeste del golfo predominan los sedimentos con alto contenido de carbonatos y sugieren 3 periodos distintos para el Holoceno en el Golfo de California:

El primero denominado periodo temprano de 10,000 a 7,200 años cal. A.P. estuvo caracterizado por altas tasas de sedimentación de carbonatos. El periodo medio de 7,200 a 4,200 años cal. A.P. se caracterizó por un decremento general pero estable de la productividad. En el tercer periodo tardío (de 4200 cal A.P. al presente) se encontraron grandes cambios en las condiciones climáticas del golfo, se registró un fuerte incremento en la variabilidad de los carbonatos hasta ~3000 años cal. A.P. y un incremento asimétrico de ópalo-carbonato entre el este y oeste del golfo; con menor productividad en el oeste. Además, los autores encontraron que durante la Pequeña Edad del Hielo (evento climático de talla global) el golfo experimentó vientos de menor intensidad, un considerable incremento en las lluvias y por ende mayor aporte terrígeno dentro de la cuenca.

Douglas *et al.* 2007 analizaron un registro sedimentario del Holoceno a través de carbonatos, sílice biogénico y Carbono orgánico total en núcleos laminados colectados dentro de la Zona de Oxígeno Mínimo en la parte sur del golfo incluyendo cuenca Pescadero (lado oriental), cuenca Alfonso (lado occidental) y la parte centro, cerca de la cuenca Guaymas.

En general, los sedimentos ricos en carbonatos se encuentran en la parte occidente del golfo en áreas con una baja productividad superficial (concentraciones de pigmentos $<1.5 \text{ mg/m}^3$) y tiende a ocurrir de manera inversa en los patrones de biosílice. El análisis de carbonatos en los núcleos reveló mayores concentraciones en el margen peninsular del golfo (cuenca Alfonso) y menores en el margen continental (cuenca Pescadero y Guaymas) (Fig. 6).

Con base en la distribución de carbonato de calcio en los diferentes núcleos, se destacan tres escenarios en el registro de carbonatos: 1) Entre 3,500 y 4,500 cal A.P. en el que se observa un máximo de carbonatos en la parte occidental del golfo pero no son detectables en el registro pobre de carbonatos en el lado oriental. 2) En particular, en cuenca Alfonso a partir de los 3,000 cal A.P. hasta el presente hay una disminución gradual muy importante en concentraciones de carbonatos y 3) Valores de carbonatos altos pero variables para el Holoceno- Temprano.

Ciclos de disolución/productividad han sido identificados en el registro de carbonatos y los picos mayores de variabilidad se encontraron con periodicidades de alrededor 150, 200 y 350 años presentándose antes de los 3,200 cal A.P. sin embargo, los ciclos de 350 años dominan en el Holoceno Tardío.

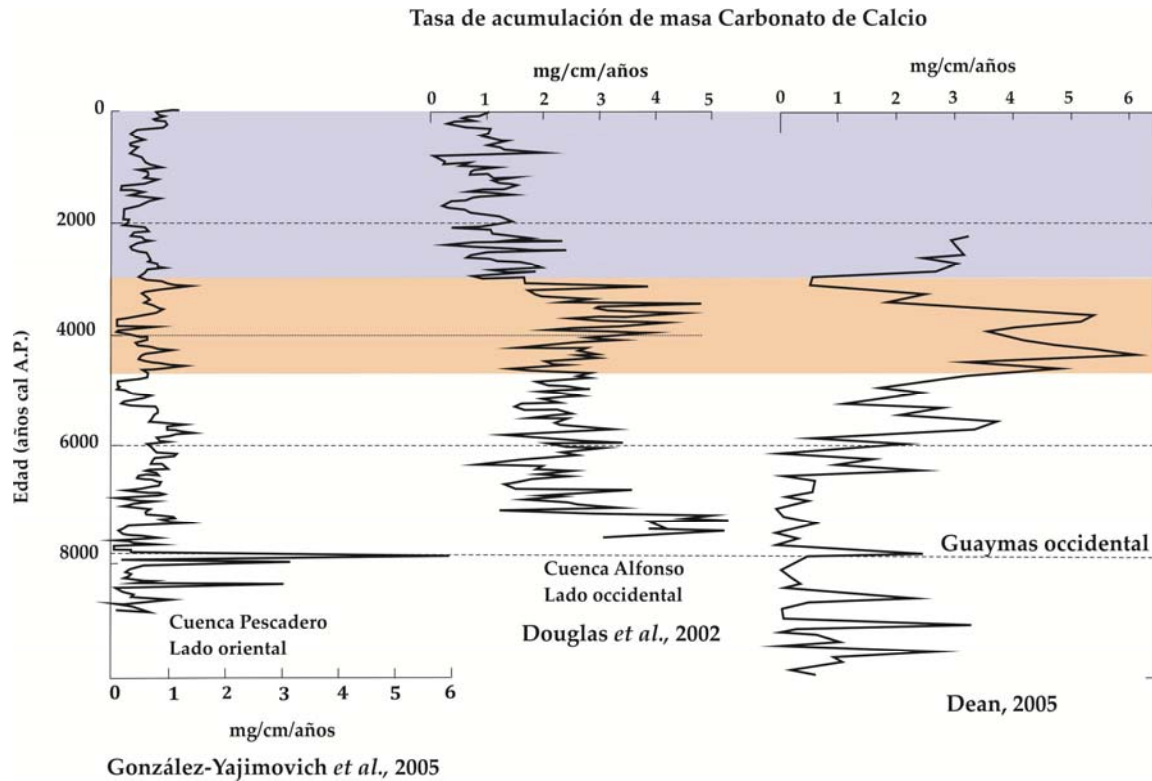


Figura 6. Distribución de carbonato de calcio para el Holoceno en núcleos de la parte central y sur del golfo de California (referido en Douglas *et al.* 2007).

Con base en las tasas de acumulación de biosílíce (utilizada como un indicador de paleoproductividad) reportadas en núcleos colectados en la parte sur y centro del golfo se sugiere:

- 1) una alta productividad en el Holoceno Temprano (9,000 cal A.P.) que disminuye hacia el Holoceno Medio.
- 2) Un cambio importante en el sílice biogénico que tuvo lugar alrededor de los 8.2 ka coincidiendo con un evento frío a nivel global, con el aumento de los vientos del noroeste en invierno. Este evento marcó el fin de una alta acumulación de sílice en la transición Pleistoceno – Holoceno.
- 3) Una disminución general y constante en la productividad en el sur del golfo que abarca el periodo de 7,200 a 4,200 cal A.P. con estabilidad climática.
- 4) Entre 4,200 cal A.P. y 3,000 cal A.P. hay un fuerte incremento en el sílice biogénico en la región oriental debido a surgencias costeras y vientos del noroeste fuertes en invierno que han persistido a través del Holoceno Tardío, mientras que en la región occidental hay una disminución que se registra después de 3,000 cal A.P. debido a ciclos ENSO intensificados en cuenca Guaymas Oriental repercutiendo en la disminución de sílice biogénico y carbono orgánico en la cuenca Alfonso, así como en el gradiente este-oeste (Fig. 7).

Álvarez *et al.* (2010) analizó una secuencia de sedimentos laminados con un alcance de los últimos 11,000 cal A.P. cerca de la boca del Golfo de California, se monitoreó la posición de la termoclina y los cambios en la productividad utilizando como *proxy* biológico a los cocolitofóridos. La relación

definida entre asociaciones de cocolitofóridos que habitan ente la zona fótica superficial y profunda permite establecer condiciones oceanográficas/oceánicas en la boca del golfo de California (lado occidental) relacionadas con la estratificación de aguas superficiales.

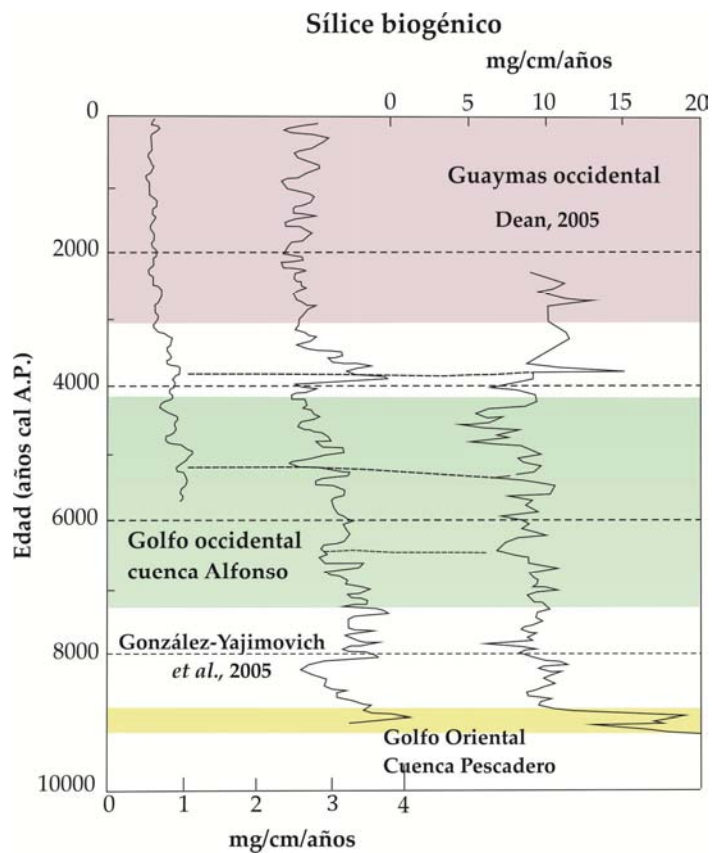


Figura 7. Distribución de sílice biogénico para el Holoceno en núcleos de la parte central y sur del golfo de California (referido en Douglas *et al.* 2007).

Con base en las afinidades ecológicas de las especies representativas se establecieron condiciones oceánicas durante el Holoceno para el golfo de California.

Para el Holoceno se registró una alta productividad originada por surgencias en las aguas superficiales en la parte occidental de la boca del golfo, evidenciado por la presencia de *Gephyrocapsa "pequeña"* sin embargo, en la parte superficial del núcleo se notó una ligera disminución en sus abundancias probablemente ligado a un debilitamiento de las surgencias o a la presencia de aguas más estratificadas en la región de estudio.

La abundancia de *F. profunda* en la base y mitad del núcleo representa dos escenarios para el Holoceno: el primero alrededor de los 11,000 cal A.P. donde hay una mayor dominancia revelando una fuerte estratificación con una termoclina/nutriclina profunda y baja productividad en aguas

superficiales, correlacionado con el Younger Dryas. Los autores sugieren condiciones oceánicas similares a las que prevalecen durante un evento ENSO.

Un evento similar al anterior fue observado alrededor de los 6,000 cal A.P. en donde la asociación de *F. profunda* indica estratificación de la columna de agua en la parte occidental del golfo con una baja productividad y una influencia del evento del Niño; condiciones del ENSO en el golfo de California durante el Holoceno Medio han sido reportadas por Pérez-Cruz (2000) quien encuentra una dominancia del Agua Ecuatorial (5,700 – 6,000 cal A.P.) evidenciada por la abundancia de una especie de radiolario.

Pérez-Cruz (2013) realiza la reconstrucción de las condiciones climáticas de los últimos 6,200 años en un núcleo de sedimentos localizado en la cuenca Alfonso a través del registro geoquímico. La autora revela tres intervalos con variaciones importantes. De 6,200 a 2,400 cal A.P. se presenta un incremento en la precipitación acarreado una mayor entrada de terrígenos por vía fluvial hacia dentro de la cuenca; este periodo es caracterizado por una baja paleoproduktividad. Entre 2,400 y 1,900 cal A.P. se caracteriza por un periodo de sequía, con alto aporte eólico y bajo aporte fluvial. El último periodo frío y seco que abarca de 700 a 500 cal A.P. caracterizado por condiciones de alta productividad sugiriendo condiciones similares a las de invierno, con una disminución de entrada de terrígenos vía fluvial.

4. ÁREA DE ESTUDIO

4.1 GOLFO DE CALIFORNIA

El golfo de California es un estrecho mar rodeado por tierras áridas y montañas al este, oeste y norte, pero está abierto en el sur hacia el Océano Pacífico (Douglas *et al.* 2007). Es una cuenca oceánica joven abierta en los últimos 4 millones de años y su configuración geográfica le hace ocupar un lugar único entre los mares marginales del Océano Pacífico. Se ha considerado un increíble laboratorio natural, las investigaciones se han enfocado a diversos temas y se ha convertido en una región estratégica para numerosas investigaciones oceanográficas, geológicas y paleoceanográficas (Molina-Cruz *et al.* 1999, González-Yajimovich *et al.* 2005; Pérez-Cruz, 2006).

Se caracteriza por una serie de cuencas centrales y marginales y representa un lugar ideal para el estudio de turbiditas, secuencias sedimentarias, mecanismos de generación, distribución- frecuencia e implicaciones para paleosismicidad y paleoclimas (Gorsline *et al.* 2000; González-Yajimovich *et al.* 2007). Las turbiditas han sido relacionadas con varios procesos de corrientes de turbidez (flujos turbios y densos de agua y sedimento) que transportan material a varias profundidades en el talud continental y dentro de las cuencas y se espera que los depósitos procedentes del talud lleven sedimento extraño dentro de las zonas más profundas de la cuenca. Las turbiditas son disparadas por sismos, la carga del sedimento, tsunamis, flujos fluviales directos, etc. Estos depósitos son caracterizados por material re-trabajado, la falta de microfósiles o mezcla de asociaciones no constituyen ninguna fuente de información paleoceanográfica y paleoclimática. (Wright, 1985; Gorsline *et al.* 2000).

En particular, la península de Baja California es una región tectónicamente activa (Stock y Hodges, 1989; Lyle y Ness, 1991; Nava-Sánchez *et al.* 2004) y tiene un clima árido a semiárido con temporadas bien definidas de verano-húmedo durante el cual las grandes inundaciones tienden a ocurrir. Patrones climáticos muestran la influencia de eventos de inundación (30 años) probablemente relacionados a la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), el cual es una fuerte señal en el ciclo climático del Pacífico Oriental y golfo de California (González-Yajimovich, 2004). Dichas inundaciones están asociadas a huracanes moviéndose hacia el norte desde el Pacífico Tropical. El área de estudio se enfoca en la Cuenca Pescadero localizada en la boca del golfo de California y centrada a 24° 15'N y 109° 00'W, presenta profundidades de más de 2500 m y tiene una forma alargada con una anchura de alrededor de 200 km. Su posición y profundidad permite el intercambio libre entre el Océano Pacífico y el Golfo de California (Castro *et al.* 2000) (Fig. 8).

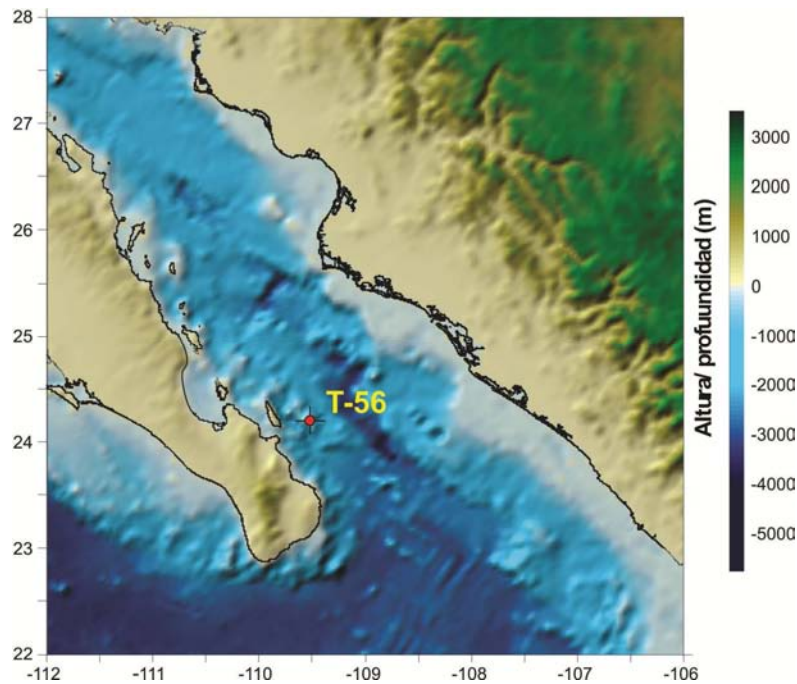


Figura 8. Mapa del golfo de California, localización del núcleo T-56 en la región suroccidental del golfo de California.

4.2 CLIMATOLOGÍA DEL GOLFO DE CALIFORNIA

El golfo de California es un ejemplo único de un mar marginal, donde la señal atmosférica global es amplificada y modificada por efectos regionales, una característica distintiva es su climatología forzada por el Océano Pacífico Tropical Oriental, que resulta en un clima monzónico. El clima en el golfo de California presenta dos modos, el modo invierno (climas fríos y secos) y el modo verano (climas cálidos y húmedos), los cuales varían en intensidad y duración en respuesta a la insolación en diferentes escalas de tiempo (Fig. 9).

En el modo invierno – primavera (noviembre a marzo) hay una dominancia de vientos del noroeste a causa del flujo anticiclónico cerca del sistema de Alta presión Subtropical en el este del Pacífico, los vientos se intensifican a medida que el sistema de Alta Presión Subtropical y la Zona de Convergencia Intertropical se retraen hacia el ecuador. Durante este modo climático se genera mezcla en la superficie del mar y surgencias que aumentan los nutrientes, la alta productividad primaria es más evidente junto al margen oriental del golfo con tasas de productividad que pueden ser $>1 \text{ gC/m}^2/\text{día}$ y pueden exceder a $4 \text{ gC/m}^2/\text{día}$ (Thunell, 1998, Douglas *et al.* 2007).

En el modo verano – otoño (abril a octubre), los vientos predominantes son los vientos del sureste, los cuales introducen temperaturas tropicales, alta humedad y lluvias, los vientos del noroeste disminuyen por el desplazamiento hacia el norte de la Zona de Convergencia Intertropical y una circulación tipo monzónica se desarrolla en el Pacífico Tropical Noroeste (Higgins *et al.* 2003).

Durante el verano y principios de otoño, la temperatura superficial del mar exceden los 29°C debido a un incremento en la insolación y la entrada de aguas superficiales del Pacífico Tropical, a mediados de verano una capa gruesa de aguas cálidas cubre la parte central y sur del golfo, generando una termoclina profunda impidiendo el ascenso de nutrientes hacia aguas superficiales (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991; Douglas *et al.* 2007).

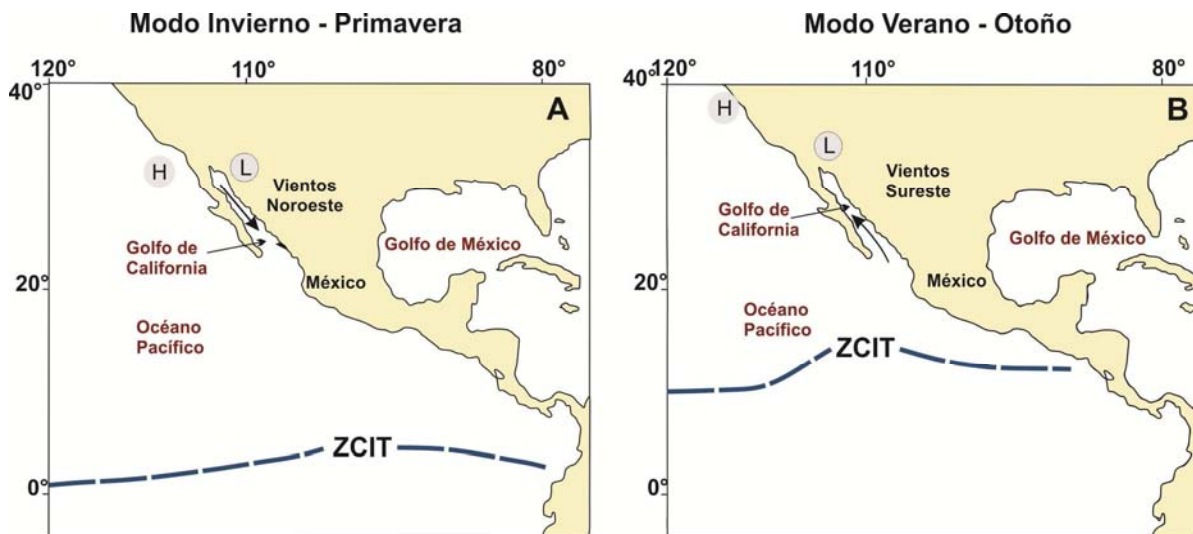


Figura 9. Cambios atmosféricos estacionales y circulación oceánica en el golfo de California. Patrones de vientos y migración de la Zona de Convergencia Intertropical para el Hemisferio Norte durante invierno (A) y verano (B). H= centro de alta presión, L= centro de baja presión. (Tomada de Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2009).

Durante la fase madura del monzón (julio-agosto, principios de septiembre), el flujo es modelado por oleadas de aire tropical marítimo que se originan en el extremo sur del golfo de California y se propagan hacia el norte (Higgins *et al.* 2003; Bordoni *et al.* 2004) estas condiciones están asociadas con lluvias monzónicas sobre el golfo de California (60 – 80% temporada de lluvias) y el suroeste de los Estados Unidos (Bordoni *et al.* 2004; Dean, 2006, Pérez-Cruz, 2013).

4.3 DINÁMICA OCEÁNICA

4.3.1 Masas de agua del golfo de California

La conexión del Océano Pacífico con la región sur del golfo de California se encuentra en una zona de transición oceanográfica donde al menos siete masas de agua han sido definidas (Tabla 2) (Lavín *et al.* 2009). Las diferentes masas de agua dependen de la región de estudio dentro del golfo y a la batimetría que existe, la cual aumenta de Norte a Sur.

En la Tabla 2 se presentan las principales masas de agua que se distinguen para la parte sur del golfo de California en específico dentro de la región de estudio:

Tabla 2. Propiedades y distribución de las masas de agua del golfo de California. Lavin *et al.* (2009) y Lavin *et al.* (1997).

Masa de Agua	Abreviatura	Salinidad	Temperatura °C	Profundidad (cm)
Agua de Golfo de California	AGC	34.9 – 35.35	14-29.5	0-180
Agua Superficial Tropical Evaporada	AS _{Te}	34.9 – 35.1	28-30	0-40
Agua Superficial Tropical	AST	34.5 – 34.9	18-30	0-120
Agua del Mínimo de Salinidad Somera	AmSS	34.1 – 34.5	16-25	10-110
Agua Subsuperficial Subtropical	AS _{sSt}	34.5 – 34.9	9-18	50-480
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	34.5 – 34.8	4-9	480-1200
Agua Profunda del Pacífico	APP	34.56 – 34.75	4	>1200

En particular, la importancia del Agua Intermedia del Pacífico dentro del golfo de California reside en la formación de una Zona de Oxígeno Mínimo (ZOM) con concentraciones bajas de oxígeno (entre 0.08 y 0.15 ml/L) que en algunos lugares son indetectables por el método Winkler (Fig. 10) (Roden, 1964; Álvarez-Borrego y Lara- Lara, 1991); dicha zona es influenciada por aguas intermedias provenientes del Pacífico Oriental con características destacadas importantes como son: salinidad, origen y oxígeno (Talley, 1999).

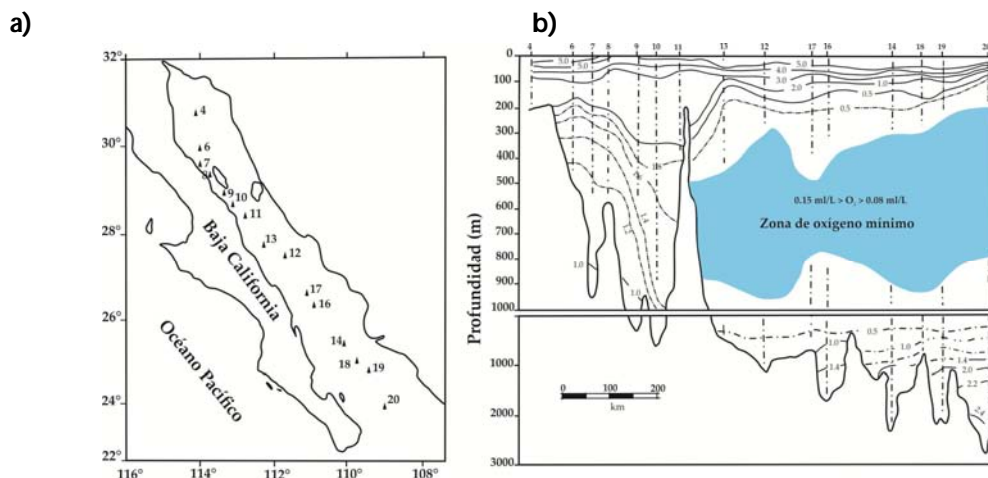


Figura 10. Distribución de oxígeno disuelto vertical (en ml/L). La localización de las estaciones a lo largo del golfo de California se muestran en el inciso a. (Tomado de Álvarez-Borrego *et al.* 1978).

4.3.2 Productividad en el golfo de California

El golfo de California es considerado uno de los ecosistemas oceánicos más productivos ($>300 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) en el que existe una variación estacional o interanual claramente marcada (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991; Gaxiola-Castro *et al.* 1999; Álvarez-Borrego, 2010); la señal interanual más sobresaliente proviene de los fenómenos climatológicos El Niño y La Niña (Soto-Mardones *et al.* 1999) los cuales impactan a la biomasa fitoplanctónica (Valdez-Holguín y Lara-Lara, 1987; Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994). La variación estacional es dada por el régimen de vientos dentro del golfo de California, la mezcla producida por vientos y surgencias costeras durante el invierno incrementan los nutrientes en la zona eufótica y, por lo tanto, promueven el crecimiento del fitoplancton y el aumento de la productividad primaria a lo largo del margen continental. En verano y otoño se ha sugerido la presencia de surgencias débiles del lado peninsular (Badan-Dangon *et al.*, 1991; Fernández-Barajas, *et al.*, 1994), así como la presencia de giros de mesoescala que promueven mezcla de las aguas superficiales y un incremento en la productividad (Lavín, *et al.*, 2014).

En particular, la presencia de un gradiente este-oeste en la productividad primaria persiste todo el año en el centro y sur del golfo, excepto en el verano y la medición de concentraciones de pigmentos en el lado oriental es tres veces mayor que para el lado occidental. El gradiente es referido como el depósito de restos biogénicos en el lado occidental producido en las surgencias y transportado a través del golfo como respuesta del fitoplancton a la advección de nutrientes desde el borde oriental o ambos (Douglas *et al.* 2007).

4.3.3 Circulación oceánica

El golfo de California al presentar una entrada $>200 \text{ km}$ de ancho y $>2500 \text{ m}$ de profundidad, permite que se desarrolle una circulación compleja desde y hacia el Pacífico (Mascarenhas *et al.* 2004), incluyendo remolinos que abarcan mucho de la entrada (Emilsson y Alatorre, 1997; Pegau *et al.* 2002) haciendo una diferencia significativa con otros mares.

El intercambio de agua entre el golfo de California y el Pacífico es variable espacial y temporalmente; tiene un componente horizontal grande con flujo hacia dentro del golfo principalmente en el centro y en el lado oriental de la boca, y un flujo hacia afuera en el lado occidental pero algunas veces tiene núcleos de flujo hacia dentro y hacia afuera que se alternan (Roden 1972; Castro *et al.* 2006). El componente vertical se rige por el intercambio de agua entre el golfo de California y el Pacífico que consiste en agua superficial y subsuperficial (0-200 m) menos densa, más cálida y salada, y pobre en nutrientes que fluye hacia afuera del golfo, y para balancear

este flujo, agua profunda (200 – 600 m) más densa, más fría, de menor salinidad y rica en nutrientes fluye hacia dentro del golfo (Álvarez-Borrego, 2012).

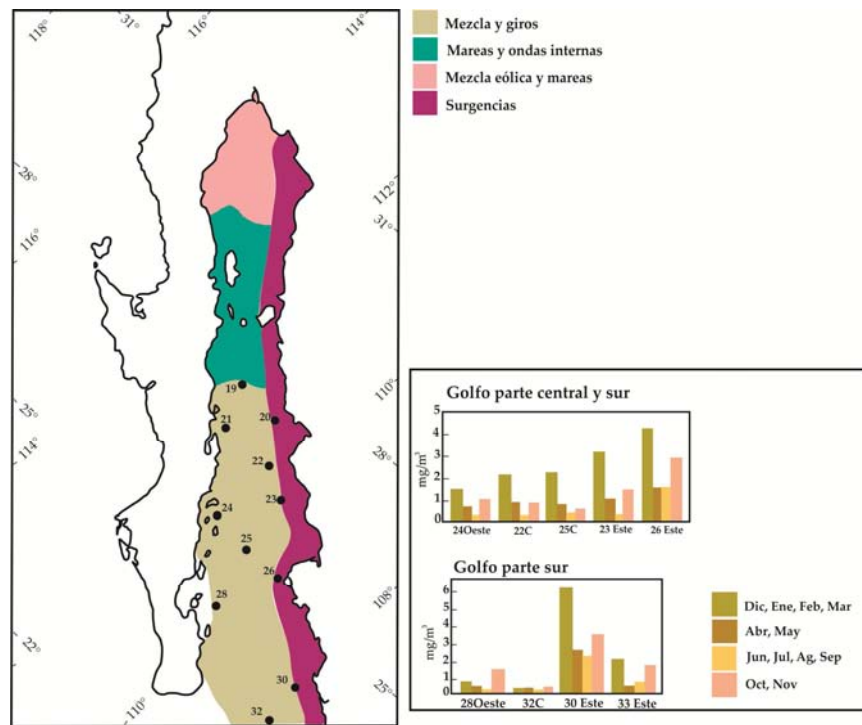


Figura 11. Los principales procesos físicos que controlan el transporte de nutrientes y la productividad en el golfo de California son: mezcla eólica y giros en la parte norte, mareas y ondas internas en la zona de islas, surgencias costeras en el margen continental y giros de mesoescala en el centro y sur del golfo (Badan – Dagon *et al.* 1985; Bray y Robles, 1991; Fernandez-Barajas *et al.* 1994; Lavin *et al.* 1997; Gaxiola-Castro *et al.* 1999; Figueroa *et al.* 2003 referidos en Douglas *et al.* 2007).

Uno de los procesos hidrodinámicos más importantes que afectan a la circulación de mesoescala y que ha sido reportados a lo largo del golfo de California son los llamados giros geostroficados. Su recurrencia, tamaño y número han permitido la transferencia de nutrientes y carbono orgánico particulado hacia ambos lados del golfo (Douglas *et al.* 2007).

Lavín *et al.* (2013) sugieren que los giros² son componentes muy importantes de la circulación del golfo de California siendo su principal función la retención/transporte de propiedades químicas y organismos planctónicos, así como la redistribución y mezcla de propiedades a diferentes profundidades a lo largo de la columna de agua principalmente hacia el margen peninsular. En

² Los giros de mesoescala son vórtices profundos y de larga vida con una escala horizontal en el orden de 100 km en latitudes medias, están en balance geostrofico y forzados fuertemente por la rotación de la Tierra y estratificación del océano; afectando movimientos de escalas grandes y pequeñas y transportando varios trazadores (Zhang *et al.*, 2013 y referencias en éste).

particular, la presencia de remolinos anticiclónicos observados durante el verano cubren gran parte de la cuenca Pescadero, registrando diámetros de 36 km, con velocidades de ~0.5 m/s para el margen oriental (~0.5 m/s) mientras que para la península, entre 0.2 y 0.3 m/s; con profundidades de 500 – 700 m.

Además del intercambio de calor y agua con la atmósfera y el Océano Pacífico, el golfo de California está sujeto a otros forzamientos como las mareas, las ondas internas de diferentes escalas, perturbaciones causadas por huracanes, ondas de origen ecuatorial atrapadas en la costa, una invasión anual de agua superficial de origen ecuatorial y variaciones de periodo muy largo como “El Niño”. Así como la presencia de otros procesos físicos (arrastre y mezcla por vientos, mezcla por mareas, intercambios de calor, evaporación, etcétera) que afectan la dinámica y alteran las características del agua (Lavín *et al.* 1997).

4. 4 SEDIMENTOS EN LA CUENCA PESCADERO

Sedimentos terrígenos

Baba *et al.* (1991) analizan muestras de sedimento superficial dentro del golfo de California con el fin de establecer la distribución y procesos de dispersión de los sedimentos de grano-fino. El análisis de factores modo “Q” muestra que los sedimentos predominantes en la parte oriental de las cuencas al sur del golfo son de tipo terrígeno (representando el 80 - 90% de la sedimentación total) coincidiendo con la región donde los ríos desembocan con mayor frecuencia. Sin embargo presenta una correlación negativa para la parte sur-occidental de la cuenca Pescadero (menos del 40%) siendo los de mayor importancia los sedimentos biogénicos de carbonato de calcio (CaCO₃).

Sedimentos biogénicos

Los sedimentos biogénicos que se acumulan en la cuenca Pescadero están conformados principalmente por sílice biogénico (frústulas de diatomeas y un número variable de radiolarios y silicoflagelados) y carbonato de calcio biogénico aportado por testas de foraminíferos bentónicos, planctónicos y coccolitofóridos (Van Andel, 1964; Baba *et al.* 1991; Douglas *et al.* 2007).

❖ Sílice biogénico

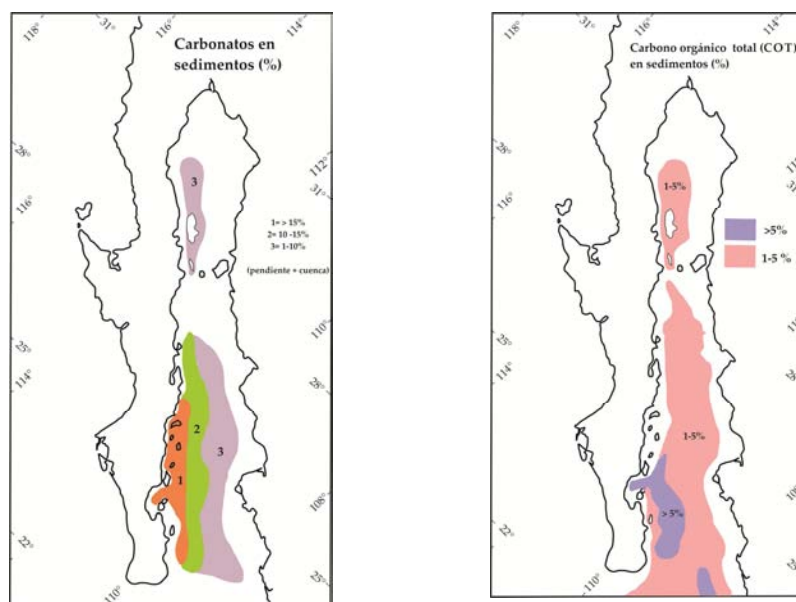
Los sedimentos ricos en sílice biogénico presentan sus mayores porcentajes por debajo de áreas de alta productividad primaria, en las cuencas al sur del golfo localizadas a lo largo del margen continental corresponden a áreas de turbulencia y procesos fuertes de mezcla fuertes y la presencia de surgencias costeras durante el invierno; los sedimentos de sílice biogénico están constituidos en gran parte por frústulas de diatomeas, silicoflagelados y radiolarios siendo los constituyentes de exportación dominantes dentro del golfo (Baba *et al.* 1991; Thunell *et al.* 1996; Thunell, 1998; Douglas *et al.* 2007).

❖ Carbonato de calcio (CaCO₃) biogénico

La mayor parte de los carbonatos presentes en las cuencas del golfo de California son de origen biogénico y están constituidas principalmente por testas de foraminíferos bentónicos y planctónicos y restos detritales de cocolitofóridos. La mayor producción, valores mayores al 10%, se presenta en el margen peninsular del golfo entre los 24° N (cercano a 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 componentes como ópalo biogénico y sedimento terrígeno por parte de la península. La incursión de aguas oligotróficas y cálidas que penetran a través de la boca tiene un papel importante en la producción de CaCO₃ para la región (Fig. 11) (Baba *et al.* 1991; Douglas *et al.* 2007).

❖ Carbono Orgánico Total

En relación al contenido de carbono orgánico en los sedimentos marinos del golfo de California, el patrón de distribución del COT para la parte sur-occidental de la cuenca Pescadero es similar al de carbonatos. Los valores más altos (> 5%) se presentan a lo largo del margen peninsular por debajo de aguas poco productivas; mientras que valores que oscilan entre 1% y 2% están directamente por debajo de áreas donde predominan surgencias costeras intensas (Douglas *et al.* 2007) (Fig.12). Van Andel (1964) hace una correlación positiva del carbono orgánico con el contenido de arcillas en el que se refleja redistribución de limos-arcillas por giros ciclónicos-anticiclónicos.



Figuras 12 y 13. Contenido de carbonato de calcio biogénico (foraminíferos y cocolitofóridos) y contenido de carbono orgánico total (COT) en núcleos de sedimento en el golfo de California (Referenciado en Douglas *et al.* 2007).

4.1 Tasas de sedimentación reportadas para la cuenca Pescadero (Parte occidental)

Diferentes tasas de sedimentación han sido estimadas en varios núcleos de sedimento a lo largo del borde sur-occidental del golfo de California utilizando distintos métodos (bioestratigrafía, conteo de láminas, edades de ^{14}C , etc.). A continuación se enlistan las tasas de sedimentación reportadas por diferentes autores (Tabla 3).

Tabla 3. Tasas de sedimentación estimadas para el margen peninsular del golfo de California.

Área y Autores	Muestra	Tasa de sedimentación promedio (mm/año)	Método	Profundidad (m)
Van Andel (1964); Calvert (1966) Borde Occidental	R-79	0.60		1618
Molina-Cruz (1988) Boca del golfo de California	BAP83 - 4	0.0454	Correlación bioestratigráfica	2520 2800
	BAP83 - 6	0.0454	Correlación bioestratigráfica	2960 2982
	BAP83 - 8	0.0272	Correlación bioestratigráfica	2995 2700
	BAP83 - 10	0.0272	Estratigrafía de $\delta^{18}\text{O}$	
	BAP83 - 11	0.0272	Estratigrafía de $\delta^{18}\text{O}$	
	BAP83 - 17	0.0272	Correlación bioestratigráfica	
Baba et al. (1991) Borde Occidental (cuenca la Paz y cuenca Carmen)	BAP82 BC-75	1.0	Conteo de láminas para los primero 5 y 10 cm superficiales del núcleo.	741
	BAP82 BC-80	1.25		615
	BAP82 BC-83	1.0		620
Álvarez et al. (2010) Bahía de los Muertos (golfo de California)	PCM-00/EstC	0.16	Edades de carbono 14	590

5. MATERIAL Y MÉTODOS

5.1 TRABAJO DE CAMPO

La secuencia sedimentaria T-56 se obtuvo en la región suroccidental de la Cuenca Pescadero (24°16'48" latitud N y 109°34'48" longitud W) a una profundidad de 591 m, mediante un nucleador de gravedad "Gran diámetro", a bordo del B/O "El Puma" de la Universidad Nacional Autónoma de México durante la campaña Oceanográfica DIPAL IV en el mes de marzo del 2011.

En el sitio de muestreo se tomaron las coordenadas geográficas con geoposicionador de satélite. Se registraron datos de temperatura, presión y oxígeno con una sonda de CTD y se tomaron muestras de agua de fondo con botellas Niskin para estimar las concentraciones de oxígeno disuelto a través del método Winkler.

Una vez recuperado el núcleo se colocó de manera vertical con el fin de drenar el exceso de agua. Después se selló, se etiquetó y se colocó en la cámara fría del B/O "EL PUMA" para su conservación y su posterior traslado hacia el cuarto frío del Instituto de Geofísica, UNAM.

El esquema siguiente describe el proceso que se siguió para realizar este estudio, así como el material utilizado y los métodos empleados, los cuales se han sintetizado en la Fig. 14.

5.2 TRABAJO DE LABORATORIO

El corte y el muestreo del núcleo T-56 se realizaron en el Laboratorio de Paleoclimas del Instituto de Geofísica. La secuencia sedimentaria T-56 se cortó longitudinalmente obteniendo dos partes; una de ellas se preserva como testigo para estudios de Paleomagnetismo y la otra fue utilizada para realizar la descripción litológica, estudios geoquímicos y biológicos (Fig. 15).

Después del corte del núcleo T-56 se procedió a "curarlo" la cual es una técnica que consiste en humectar y nivelar la superficie del núcleo con el fin de observar las estructuras sedimentarias (laminaciones, inclusiones, lentes, cenizas volcánicas, etc.). Posteriormente, se eligieron zonas donde los cambios litológicos fueran muy evidentes. Dichas áreas fueron marcadas y se realizaron frotis para su observación en el microscopio óptico y conocer a grandes rasgos las proporciones de sedimentos terrígenos y biogénicos. En ciertos intervalos de la secuencia se hizo un tamizado debido a la presencia de sedimento arenoso (arenas de foraminíferos) imposible de fijar en placas micropaleontológicas.

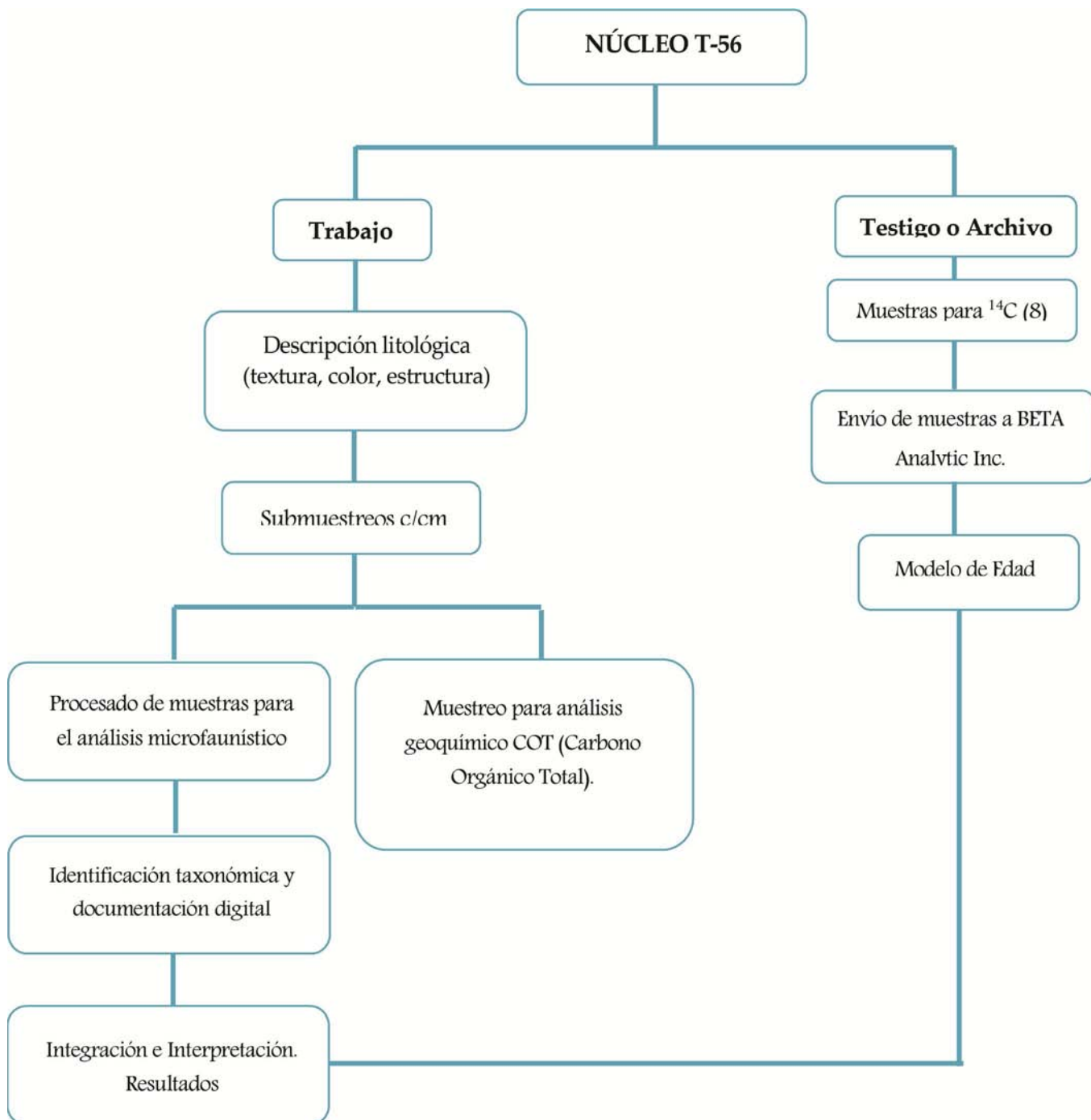


Figura 14. Diagrama de los métodos seguidos para la realización del estudio.



Figura 15. Fotografía de la secuencia sedimentaria T-56.

A lo largo del núcleo se localizaron 17 puntos importantes, de los cuales, 13 se fijaron en placas micropaleontológicas y 4 fueron tamizadas. A la par se obtuvo una serie de fotografías de alta resolución.

El muestreo consistió en seccionar en intervalos de 1 cm la secuencia sedimentaria, cada muestra de un cm fue dividida en A y B para el estudio de *proxies* biológicos (foraminíferos bentónicos) y geoquímica.

5.2.1 Procesamiento de muestras de foraminíferos bentónicos

Para la obtención de foraminíferos bentónicos se utilizaron muestras intercaladas, dando un total de 51 muestras. Se procesaron de acuerdo con la técnica de Oliver-Salomé (1998), que se describe a continuación:

El sedimento húmedo que oscila entre 2 a 5 gramos se coloca en cpsulas de porcelana y se introduce al horno para su secado a una temperatura de 40°C. Ya secas se pesan en una balanza analítica Citizen con el fin de registrar las proporciones de terrígenos y biogénicos. Posteriormente a las muestras secas se les añade agua con Calgón (Hexametáfosfato de Sodio), ya que esta solución actúa como dispersante mecánico de limos y arcillas facilitando el lavado de las muestras.

Después son lavadas con agua corriente a través de un tamiz con una luz de malla de 62 μm , para eliminar limos y arcillas. Las muestras lavadas son nuevamente puestas en el horno a una temperatura de 40°C y son pesadas para estimar las proporciones de limos y arcillas, las muestras son puestas en frascos debidamente etiquetados para su posterior análisis microfaunístico.

Para el conteo e identificación taxonómica de los especímenes de foraminíferos bentónicos se utilizó un microscopio estereoscópico Carl Zeiss Stemi 2000. Dependiendo de la cantidad de sedimento, las muestras secas se fraccionan por medio de un cuarteador Otto hasta alcanzar una

alícuota representativa entre 300 y 500 especímenes de foraminíferos bentónicos. Finalmente se separaron en placas micropaleontológicas para su identificación taxonómica.

Se identificaron las especies de foraminíferos bentónicos y se revisó su diagnóstico a través de bibliografía especializada (Cushman, 1955; Bandy, 1961, 1967; Loeblich y Tappan, 1978; Uchio, 1960).

5.2.2 Datación con Carbono 14

La datación con Radiocarbono fue una de las primeras técnicas radiométricas que se desarrolló a pesar de que su rango de aplicación corresponde a un lapso muy corto del periodo Cuaternario (50 000 años o más abajo). La vida media de un átomo de ^{14}C es de 5,730 años y el límite de la medición de la actividad de ^{14}C es de nueve o diez vidas medias; lo cual se traduce en un límite temporal entre 50,000 y 60,000 años.

La datación con radiocarbono puede ser obtenida a partir de diferentes materiales biogénicos como: madera, turba, sedimento orgánico de lagos, restos vegetales, carbón, concha y coral. En este trabajo la datación de ^{14}C se realizó con sedimento total a través del método de **Espectrometría de Masas con Acelerador (AMS, por sus siglas en inglés)**, la cual emplea un espectrómetro de masas con acelerador de partículas para contar el número relativo de átomos de ^{14}C en una muestra.

El objetivo del AMS es determinar la proporción de isótopos de ^{14}C con relación a los de los isótopos estables de carbono (^{13}C y ^{12}C) y la edad se determina comparando esta relación con un estándar del cual se conoce el contenido de ^{14}C . La ventaja en utilizar AMS es la pequeña cantidad de muestra que se requiere para datar (1 mg de carbono orgánico o menos) y el proceso de medición es relativamente rápido.

La cronología para el núcleo T-56 está basada en 8 dataciones de radiocarbono de Espectrometría de Masas con Acelerador (AMS) (Tabla 4). Las muestras de sedimento total (carbono orgánico) para la datación de AMS- ^{14}C fueron tomadas de intervalos estratégicos, dichas muestras se enviaron al Laboratorio Beta Analytic en Miami, Florida. Las edades convencionales expresadas en *años antes del presente* ("Before present" o BP por sus siglas en inglés) no corresponden a la edad verdadera de la muestra por lo que se requiere calibrar la edad convencional. La calibración se realizó mediante el programa Calib (Stuvier y Reimer, 1993, versión 7.0.1) utilizando la curva de calibración Marine13 y fueron corregidas utilizando una edad de reservorio de 253 ± 18 (ΔR) (Frantz *et al.* 2000).

5.2.3 Análisis del Carbono Orgánico Total (COT) y Carbono Inorgánico Total (CIT)

La concentración de COT en los sedimentos es proporcional a la cantidad de biomasa que se depositó en el océano después de su degradación en el proceso de enterramiento (Roy *et al.* 2012) reflejando la productividad orgánica.

En el presente estudio se afinará la interpretación paleoceanográfica con el análisis del Carbono Orgánico Total. El análisis del Carbono Orgánico Total (COT) y el Carbono Inorgánico Total (CIT) se efectuará con un equipo HiperTOC ubicado en el Laboratorio de Paleoambientes, Instituto de Geología a cargo del Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy. Para determinar el Carbono Total (CT) (el carbono inorgánico y el material orgánico) se sometió 10 mg de muestra a una temperatura de 980°C. El CO₂ liberado será medido con un detector de sensores infrarrojos. Con respecto al Carbono Inorgánico Total se tomaron 10 mg de muestra y se realizó la medición a temperatura ambiente agregando ácido fosfórico (H₃PO₄) al 10%. Durante este proceso, el carbono de la fracción carbonatada será liberado y detectado. El Carbono Orgánico Total (COT) se calculará mediante la sustracción del CIT al CT.

5.2.4 Análisis estadístico (Análisis estadístico descriptivo y Análisis de Factores Modo “Q”)

Con los datos obtenidos del conteo e identificación taxonómica, se elaboró una matriz con las abundancias absolutas de cada una de las especies en cada intervalo, resultando en 41 variables y 69 casos. A partir de estos datos se construyó una matriz de abundancias relativas con datos expresados en porcentaje.

Con base en la matriz de abundancias relativas, se llevó a cabo un análisis estadístico exploratorio para poder identificar a las especies más representativas, ya sea por su abundancia o bien, por su significancia en algún intervalo. De acuerdo con estos criterios se simplificó la matriz original y se elaboró una matriz que incluyó las 41 variables (muestras) y 26 casos (especies) las cuales presentaron un porcentaje mayor o igual a 1.

Con esta última matriz, utilizando el programa STATISTICA 7, se aplicó un análisis multivariado, el Análisis de Factores “Modo Q”, utilizando el método de Componentes Principales y una VARIMAX normalizada.

El análisis de factores es una técnica de reducción de los datos, se utiliza para examinar las relaciones de un amplio número de variables y determinar si la información puede ser resumida en una serie de factores o componentes mismos que se forman con base en los índices de correlación de las variables y son estadísticamente independientes unos de otros. Estos factores están determinados por su valor propio (*Eigenvalue*), entre más alto sea su valor mayor importancia tendrá dentro del modelo (Pisias, 1986; Molina-Cruz *et al.* 1999).

Los factores son interpretados con base en el *factor loading*, que representa la importancia del factor en cada uno de los intervalos, entre más alto sea, mayor dominancia tendrá el factor en un nivel determinado. Por su parte, los *factor scores* identifican la importancia de cada especie en un factor, entre más alto sea el valor del factor, mayor importancia tendrá la especie en particular en dicho factor (Pisias, 1986; Molina-Cruz *et al.* 1999).

6. RESULTADOS

6.1 DESCRIPCIÓN LITOLÓGICA DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA T-56

La descripción de la secuencia sedimentaria T-56 (Fig. 16) se realizó con base en características sedimentológicas como son: composición, clasificación, color y estructuras sedimentarias (laminaciones, lentes e inclusiones).

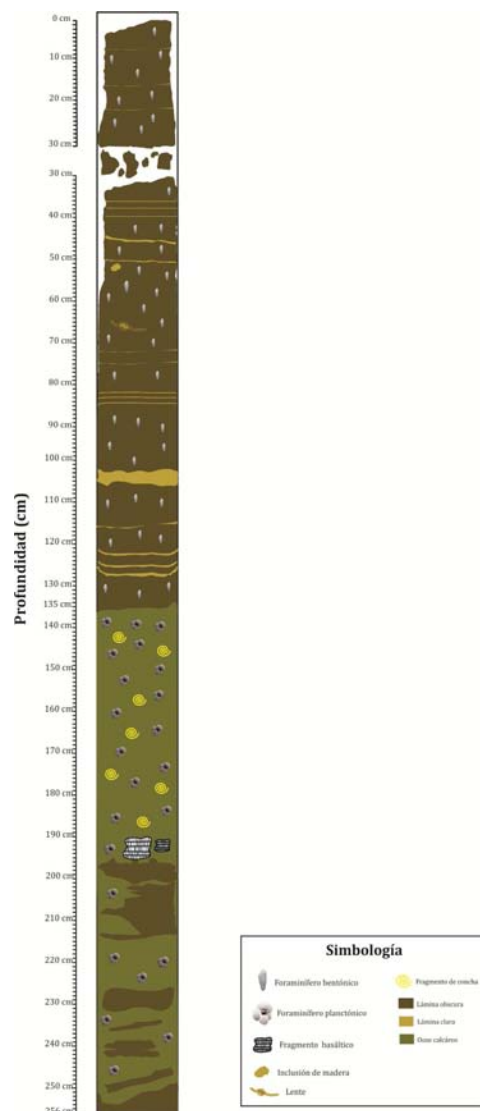


Figura 16. Esquema de la columna estratigráfica del núcleo T-56.

La secuencia tuvo 256 cm de longitud y su composición fue de sedimentos limo – arcilloso conformados por materiales terrígenos y biogénicos (representados por asociaciones de diatomeas, radiolarios, silicoflagelados y foraminíferos) y sedimento arenoso constituidos en su mayoría por carbonato de calcio de testas de foraminíferos.

Con respecto a las estructuras sedimentarias se reconocen segmentos con alternancia de laminaciones claras y oscuras de distinto grosor; además, se observa la presencia de inclusiones de fragmentos de rocas basálticas, que oscilan de tamaño, así como algunos fragmentos de conchas de micromoluscos.

El intervalo que va de 0 a 36 cm presentó una alternancia de laminaciones distinguibles a simple vista que corresponden a un aporte diferencial de sedimentos terrígenos y biogénicos, respectivamente. El color predominante es 5Y 3/2 o gris olivo (Munsell, 1995), con una textura lodosa (limos y arcillas). Se observaron de forma dispersa testas de foraminíferos. De 36 a 46 cm se observaron algunas laminaciones claras muy delgadas y testas de foraminíferos dispersos. De los 46 a los 53 cm el sedimento es lodoso y a simple vista ya no se observan laminaciones, en particular en el cm 51 se observó una vértebra de pez con un diámetro aproximado de 2 cm.

El segmento de 53 a 65 cm se caracterizó por ser limo-arcilloso y tener una coloración homogénea. Le sigue un lente claro a 65 cm caracterizado en mayor proporción por terrígenos, la parte biogénica fue representada principalmente por diatomeas centrales (>60%), y en menor porcentaje los silicoflagelados y radiolarios.

El siguiente intervalo que va de 67 al 102 cm se caracterizó por una estructura bandeada no continua en el que hay intervalos de alternancia de láminas claras y oscuras de diferentes grosores (de ~1 a 4 mm), una franja ligeramente inclinada de coloración muy clara se aprecia a simple vista en el intervalo 102 - 106, su composición es más arenosa que limo-arcillosa.

Un cambio litológico bien marcado se apreció en el intervalo de 134 a 251 cm, presentando una textura arenosa e identificándose como una turbidita caracterizada como un ooze de foraminíferos re-trabajados, principalmente formas planctónicas. En este intervalo también se observaron algunos fragmentos de rocas ígneas volcánicas (basalto) y fragmentos de valvas de moluscos.

En el intervalo de 202 al 256 corresponde a un paquete de sedimento homogéneo predominando el color oscuro (5Y 3/2) de composición limo-arcillosa y en menor proporción sedimentos arenosos de color más claro (5Y 4/4). De igual manera se encontraron fragmentos de rocas basálticas y conchas.

6.2 MODELO DE EDAD

De acuerdo a las 8 dataciones de radiocarbono AMS se estableció el marco cronológico de la secuencia que cubre el periodo de 10,900 cal A.P. a 130 cal A.P. Las tasas de sedimentación estimadas fueron de 0.22, 0.17, 0.20, 0.13, 0.035 y 0.073 mm/años (Fig. 17 y Tabla 4).

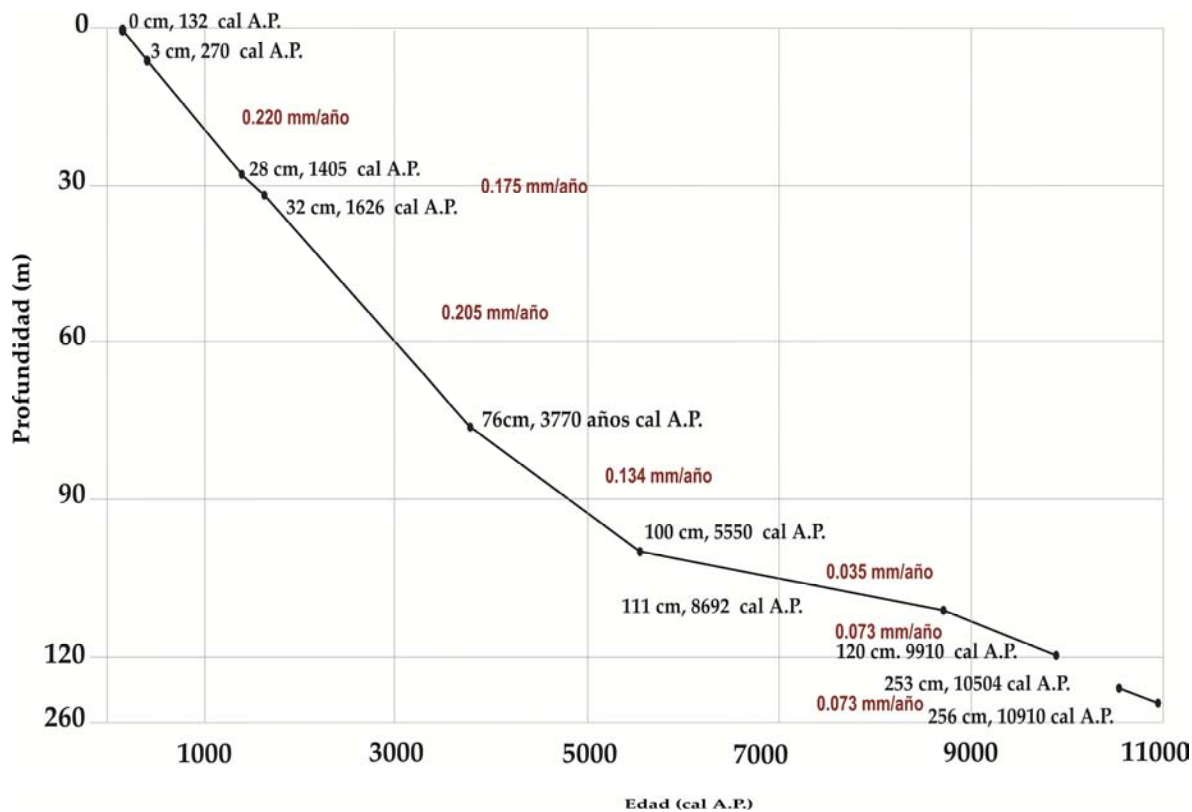


Figura 17. Modelo de edad y tasas de sedimentación para el núcleo T-56, cuenca Pescadero, sur del golfo de California.

Como se observa en la figura las tasas de sedimentación más bajas corresponden al Holoceno Temprano mientras que las más altas al Holoceno Medio – Tardío. La parte basal tiene tasas de sedimentación de aproximadamente 0.073 y 0.035 mm/año las cuales son similares a las reportadas por Pérez-Cruz *et al.* (2012; 0.045 mm/años) en el núcleo G1 localizado muy cerca del núcleo T-56.

6.3 ANÁLISIS MICROFAUNÍSTICO Y ALÍCUOTA REPRESENTATIVA

En total se revisaron 51 muestras a lo largo de la secuencia sedimentaria T-56 y se identificaron 69 especies de foraminíferos bentónicos pertenecientes al suborden Rotaliina (Loeblich y Tappan, 1987) (Anexo 1). La preservación de las testas calcáreas en general fue buena, sin embargo en algunos intervalos la presencia y preservación de organismos calcáreos fue casi nula. Se determinó la alícuota representativa de foraminíferos bentónicos de poblaciones. Para ello se eligieron dos muestras al azar (8 – 9 cm y 82 – 83 cm) y en ambos casos el número de especímenes que representaba a la población fue alrededor de 150 (Anexo 2), por lo que el tratamiento estadístico de

los datos sólo se consideraron aquellas muestras con más de 150 especímenes, aunque cabe destacar que para la interpretación se consideraron todas las muestras.

Tabla 4. Edades de radiocarbono para el núcleo T-56.

Código	Intervalo (cm)	Material	Edad de radiocarbono medida (A.P.)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Edad convencional (A.P.)	Calibración 2 sigma (cal A.P.)	Edad más probable (cal A.P.)
Beta - 340156	3 - 4	Carbono orgánico	810 ± 30	-21.1	870 ± 30	135 - 336	269 cal A.P.
Beta - 340157	28 - 29	Carbono orgánico	2060 ± 30	-20.1	2130 ± 30	1331 - 1518	1405 cal A.P.
Beta - 338602	32 - 33	Carbono orgánico	2250 ± 30	-20.7	2320 ± 30	1534 - 1740	1626 cal A.P.
Beta - 376512	76 - 77	Carbono orgánico	4010 ± 30	-21.3	4070 ± 30	3650 - 3871	3770 cal A.P.
Beta - 345390	100 - 101	Carbono orgánico	5340 ± 30	-21	5410 ± 30	5445 - 5587	5552 cal A.P.
Beta - 376512	111 - 112	Carbono orgánico	8400 ± 30	-21.2	8460 ± 30	8581 - 8870	8692 cal A.P.
Beta - 346899	120 - 121	Carbono orgánico	9350 ± 40	-21.3	9410 ± 40	9754 - 10122	9910 cal A.P.
Beta - 345392	253 - 254	Carbono orgánico	9780 ± 40	-19.4	9870 ± 40	10363 - 10636	10504 cal A.P.
Edad de reservorio: $\Delta R=253\pm 18$ Programa utilizado: Calib (Stuiver y Reimer, 1993, versión 7.0.1) Curva de calibración: Marine13 La edad calibrada más probable corresponde a la mediana del intervalo calibrado y no al punto intermedio del mismo.							

En el análisis estadístico descriptivo y en el análisis de factores modo "Q" se consideraron sólo los intervalos con más de 150 especímenes.

6.4 ANÁLISIS DE FACTORES MODO "Q"

A partir de este análisis se definieron 3 factores que en conjunto explican el **87.56%** del total de la varianza de los datos (Tabla 5).

Tabla 5. "Eigenvalue" de los Factores definidos a través del Análisis de Factores "Modo Q".

Factores	"Eigenvalue"	Total de la varianza (%)	"Eigenvalue Acumulativos"	Porcentaje Acumulativo
1	28.07	71.98	28.07	71.98
2	3.79	9.73	31.87	81.71
3	2.28	5.8	34.15	87.56

Los *factor loadings* representan la importancia que tienen los intervalos (muestras) en cada factor. Los factores independientes obtenidos por el análisis son caracterizados por una asociación de foraminíferos bentónicos la cual es definida por los *factor scores* (Tabla 6). En este estudio se definen las asociaciones como el conjunto de especies que comparten afinidades ecológicas similares bajo ciertos parámetros físico-químicos tales como flujo de materia orgánica, nivel de oxigenación, temperatura y/o salinidad reflejando alguna condición o atributo ambiental en particular.

Tabla 6. Asociación de foraminíferos bentónicos definidos con base en los *factor scores*.

	Factor 1	Factor 2	Factor 3
Asociación del Factor 1			
<i>Bolivina subadvena</i> forma megalosférica	4.6196	0.2669	-0.0851
Asociación del Factor 2			
<i>Bolivina seminuda</i> var. <i>humilis</i>	0.4908	1.7776	2.390
<i>Buliminella tenuata</i>	0.1712	2.7308	-0.1607
<i>Cassidulina</i> sp.	-1.2377	3.1115	-0.8521
Asociación del Factor 3			
<i>Bolivina seminuda</i>	-0.2588	-0.5824	2.2790
<i>Cassidulina delicata</i>	-0.1872	-0.2950	1.1495
<i>Cassidulina laevigata</i> var. <i>carinata</i>	-0.6396	-0.5857	2.6797
<i>Bolivina seminuda</i> var. <i>humilis</i>	0.4908	1.7776	2.390

6.5 ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

A continuación se describen las asociaciones para cada uno de los factores, además de las afinidades ecológicas de las especies que definen a cada uno de ellos.

Asociación del Factor 1

La especie que representa al Factor 1 (Fig. 18) con base en su *factor score* es *Bolivina subadvena* forma megalosférica con un valor de 4.62.

Afinidades ecológicas de las especies que definen al Factor 1

Plegher (1964) y Streeter (1972) encontraron a *Bolivina subadvena* y *Bolivina* sp. relacionadas con la Zona de Oxígeno Mínimo en la parte sur y centro del golfo entre 440 – 980 m de profundidad reportando concentraciones de oxígeno menores a 0.2 ml/L. (Tabla 7) (Fig. 19).

Las máximas abundancias de las formas megalosféricas de *Bolivina subadvena* han sido observadas en el primer mm de profundidad dentro del sedimento; por el contrario, especímenes de la generación microsférica se concentran entre 4 y 7 mm (Holsten *et al.* 2004). Las testas megalosféricas han sido reconocidas como indicadores sensibles de los flujos del fitodetritus hacia el piso oceánico, por lo que su crecimiento es favorecido por las surgencias (Douglas y Staines-Urias, 2007).

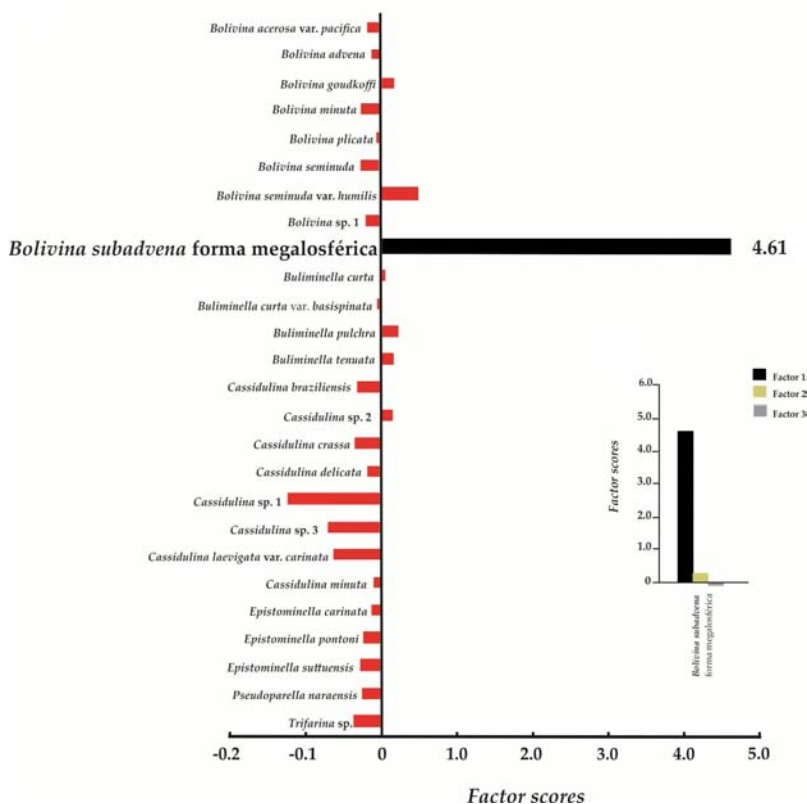


Figura 18. *Factor scores* que definen a la asociación del Factor 1.

Bolivina subadvena

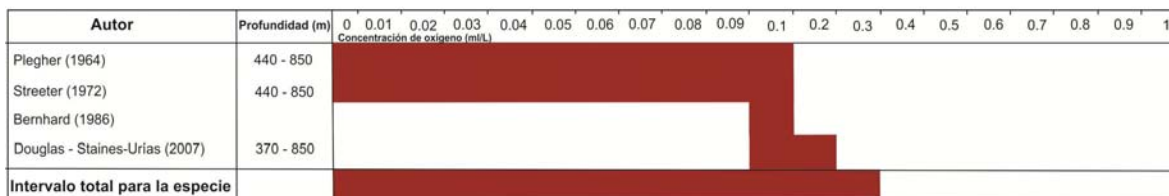


Figura 19. Intervalo de O₂ en los que se encuentra *Bolivina subadvena* para el Pacífico Nor-Oriental, con base en referencias anteriores.

Tabla 7. Síntesis de la afinidad ecológica de la especie única que define al Factor 1.

Especie	Oxigenación	Rango batimétrico	Otra información	Área y Referencias
<i>Bolivina subadvena</i>	< 0.2 ml/L	Zona de Oxígeno Mínimo, 440 – 980 m.		Golfo de California (Streater, 1972; Plegher, 1964).
<i>Bolivina subadvena</i>	0.1 ml/L o menor a 0.1 ml/L	Sedimentos marinos	Reportada en sedimentos anóxicos del Holoceno	Cuenca Guaymas y San Pedro Mártir (golfo de California). (Bernard, 1986).
<i>Bolivina subadvena</i> forma megalosférica	> 0.1 ml/L	Zona de Oxígeno Mínimo, 370 – 850 m.	Domina en sedimentos con contenidos de carbono	Golfo de California. (Douglas y Staines-Urías, 2007).

Asociación del Factor 2

El factor 2 está caracterizado por tres especies: *Cassidulina* sp, *Buliminella tenuata* y *Bolivina seminuda* var. *humilis*, con *factor scores* de 3.11, 2.8 y 1.8 respectivamente (Fig. 20).

Afinidad ecológica de la especie que define al Factor 2

Buliminella tenuata es una especie infaunal somera, que habita en sedimentos con altos contenidos de materia orgánica y contenido de oxígeno relativamente bajo (Cannariato y Kennett, 1999; Stott *et al.* 2002) (Figura 21 y tabla 8). Douglas y Heitman (1979) encuentran a *Buliminella tenuata* en diferentes cuencas a flujos de carbono orgánico altos (5 – 8%) y bajo contenido de oxígeno disuelto (0.08 a 0.9 ml/L).

Asimismo, esta especie presentó sus mayores abundancias entre 500 y 1300 m de profundidad en el margen continental al norte de California junto al río Ruso en condiciones de oxígeno <0.5 ml/L (Quintero y Gardner, 1987). En un estudio realizado en la cuenca de Santa Bárbara *Buliminella tenuata* se reportó en un ambiente con niveles de O₂ entre 0.03 a 0.5 ml/L (Bernhard *et al.* 1997).

Bolivina seminuda var. humilis y *Buliminella tenuata* han sido reportadas en condiciones postóxicas (subclase de anoxia, con condiciones reductoras) en sedimentos que subyacen la Zona de Oxígeno Mínimo, frente a Callao en la plataforma continental externa de Perú y Chile y también para otros ambientes disóxicos (Sen Gupta y Machain-Castillo 1993; Páez *et al.* 2001).

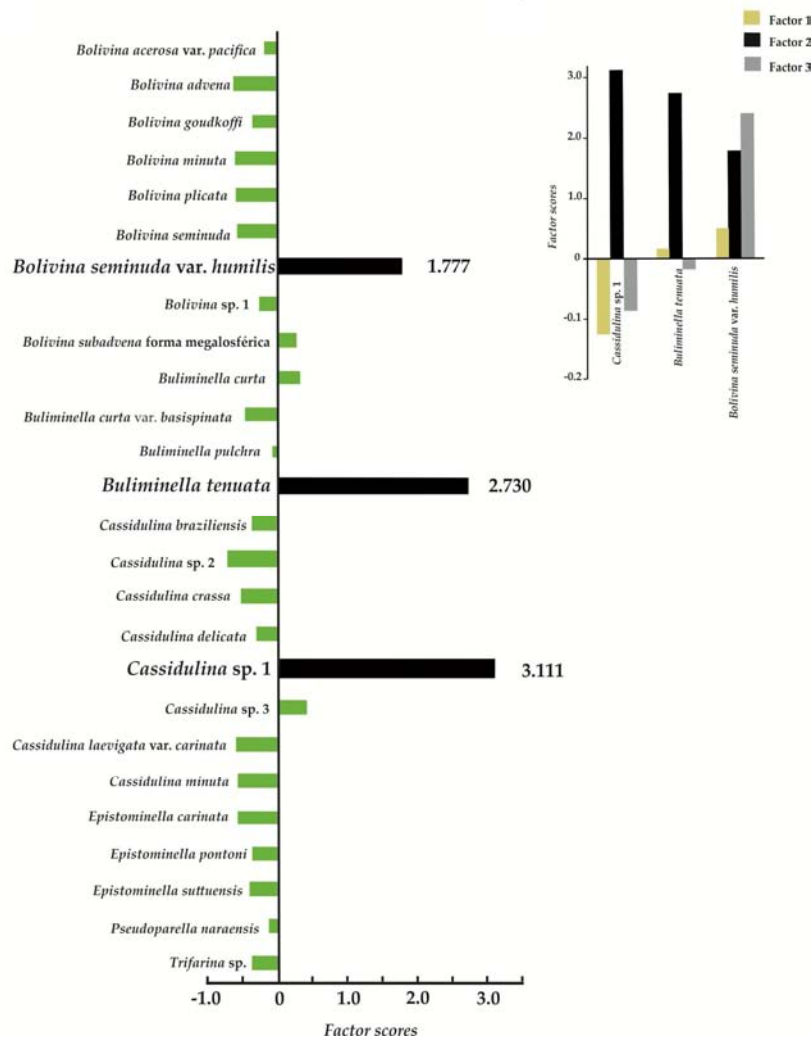


Figura 20. Factor scores que definen a la asociación del Factor 2.

Tabla 8. Ambiente característico de *Buliminella tenuata*.

Especie	Oxigenación	Rango batimétrico	Otra información	Área y Referencias
<i>Buliminella tenuata</i>	0.08 – 0.9 ml/L	550 – 950 m.	TOC (%): 6 – 8 %	Cuenca cercana a la costa. (Douglas y Heitman, 1979).
<i>Buliminella tenuata</i>	0.25 – 0.5 ml/L	1200 – 1900 m	TOC (%): 5- 8 %	Cuenca profunda. (Douglas y Heitman, 1979).

La especie que tiene el mayor *factor score* en esta asociación es *Cassidulina* sp. y debido a que no fue posible su identificación hasta nivel específico, no se argumenta su afinidad ecológica, sin embargo por encontrarse asociada con *Buliminella tenuata* y *Bolivina seminuda* var. *humilis* se asume su posible afinidad con ambientes micróxicos – disóxicos.

Buliminella tenuata

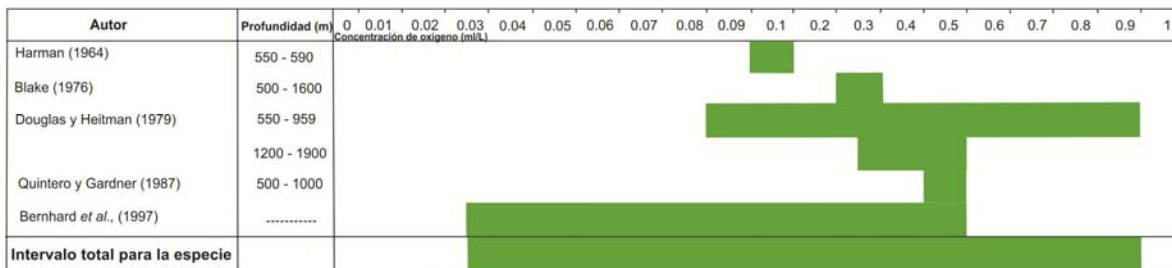


Figura 21. Intervalos de O₂ en los que se encuentra el género *Buliminella tenuata* en el Pacífico Nor-Oriental, con base en los autores ya mencionados.

Asociación del Factor 3

Las especies que caracterizan a la asociación del factor 3 son: *Cassidulina laevigata* var. *carinata*, *Bolivina seminuda* var. *humilis*, *Bolivina seminuda* y *Cassidulina delicata* con *factor scores* de 2.7, 2.4, 2.3 y 1.2, respectivamente (Fig. 22).

Afinidades ecológicas de las especies que definen al Factor 3

Cassidulina laevigata var. *carinata* es reportada como una especie infaunal somera, oportunista en ambientes bien oxigenados, sin embargo puede tolerar condiciones disóxicas (Ernst, 2002; Schimield et al. 2003; Duchemin et al. 2007). Vive en los primeros 5 mm de sedimentos y ha sido

correlacionada a aguas relativamente frías (-1 a 17°) (Alve y Bernhard, 1995; Murray, 2001; Fontanier *et al.* 2003). Otros autores la refieren como especie indicadora de condiciones subóxicas (0.4 ml/L) (de Stigter *et al.* 1998; Nordber *et al.* 2009) (Fig. 23).

Con respecto a *Cassidulina delicata*, Harman y Heitman (1979) realizan un estudio de relaciones ecológicas de foraminíferos bentónicos vivos en el margen continental del sur de California. Los foraminíferos son divididos en 5 diferentes asociaciones con base en la distribución de sedimentos y masas de agua: plataforma externa, banco, talud superior, talud inferior y piso de la cuenca. *Cassidulina delicata* es encontrada en la asociación "talud inferior" perteneciente a las cuencas mar adentro (Cuenca Santa Cruz, San Nicolás y Santa Catalina). A continuación se resume en los atributos ambientales para la asociación en la que se refiere a *Cassidulina delicata* (Tabla 9).

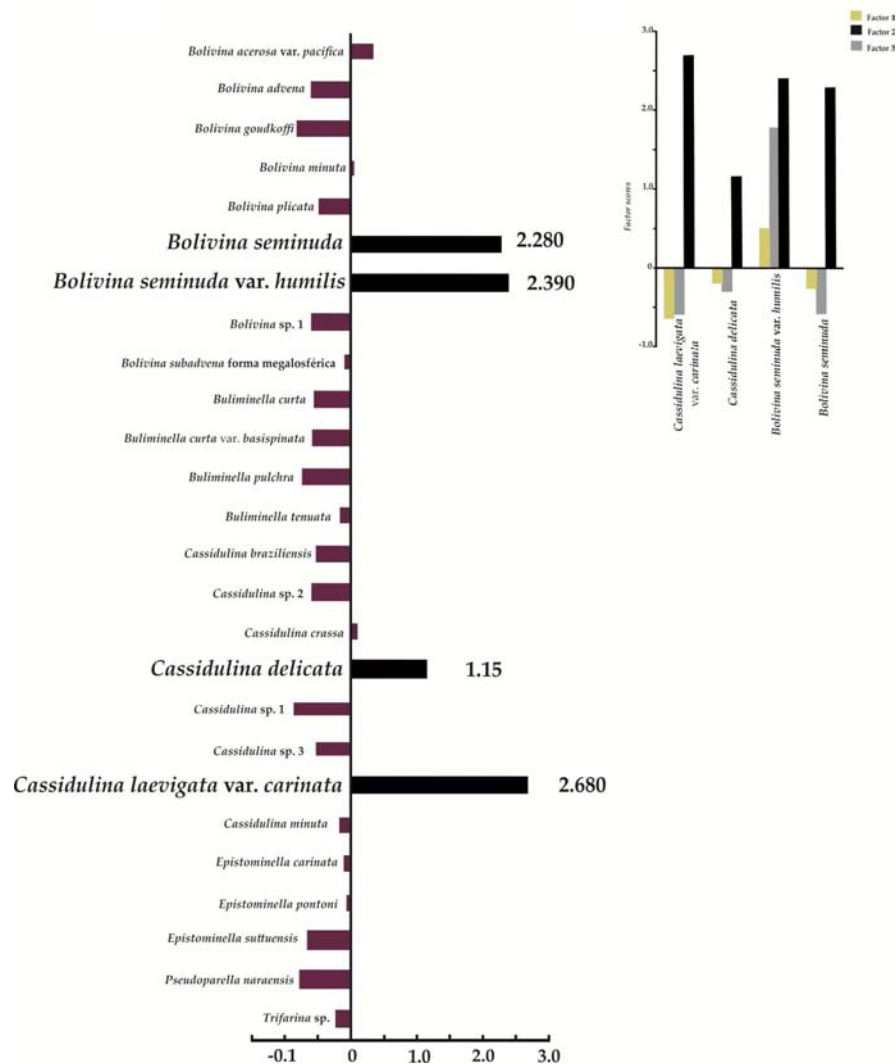


Figura 22. Factor scores que caracterizan a la asociación del Factor 3.

Cassidulina laevigata* var. *carinata

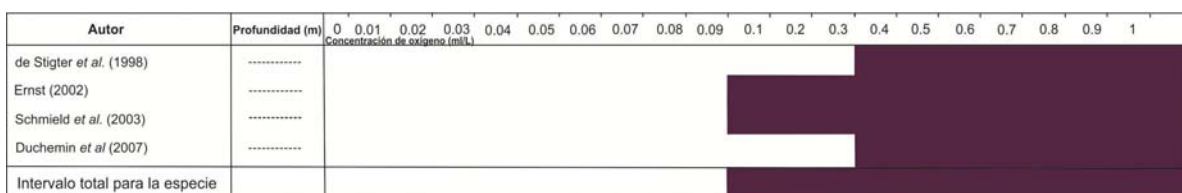


Figura 23. Intervalos de O₂ en los que se encuentra la especie *Cassidulina laevigata* var. *carinata* con base en referencias anteriores.

Tabla 9. Ambiente característico de *Cassidulina delicata*.

Asociación del talud inferior	Ambiente
<i>Cassidulina delicata</i> (Harman y Heitman, 1979)	Rango de profundidad: 300 – 1900 m Masa de agua: Agua Intermedia del Pacífico Oriental. Temperatura (°C): 4.1 – 8 Salinidad: 34.3 – 34.4 O ₂ (ml/L): 0.3 – 1.1 COT (%): 1 - 6

Otro estudio realizado con foraminíferos bentónicos en el golfo de Panamá en el que se utilizan muestras de sedimento superficial. *Cassidulina delicata* es referida para la fauna del talud medio y asociada al siguiente ambiente (Golink y Phleger, 1977) (Tabla 10):

Tabla 10. Ambiente característico de *Cassidulina delicata* en el golfo de Panamá.

Fauna del talud medio	Ambiente
<i>Cassidulina delicata</i> (Golink y Phleger, 1977)A	Rango de profundidad: 800 – 1600 m Temperatura (°C): 3 - 8 Salinidad: 34.6 O ₂ (ml/L): 0.6 – 2.0 ml/L COT (%): 1 – 6

Por otra parte, Quintero y Gardner (1987) la refieren para un ambiente con bajo contenido de oxígeno (0.27 ml/L) en muestras colectadas a una profundidad de 818 m al norte de California (área del río Ruso)

A continuación se representan los intervalos de O₂ y autores que refieren a *Cassidulina delicata* para aguas intermedias en el Pacífico Nor-Oriental (Fig. 24).

Cassidulina delicata

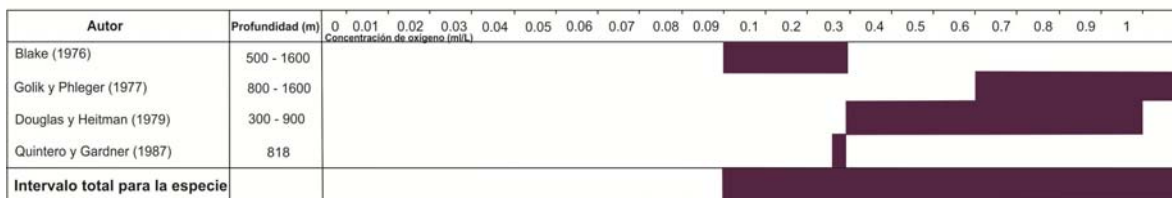


Figura 24. Intervalos de O₂ en los que se encuentra la especie *Cassidulina delicata* para el Pacífico Nor-Oriental, con base en referencias anteriores.

En particular, *Bolivina seminuda* se ha descrito como una especie infaunal somera y de ambientes eutróficos (Barmawidjaja, 1991; Barmawidjaja *et al.* 1992; Duijnste, 2001). Coloniza ambientes donde hay un aporte significativo de materia orgánica; por lo cual es considerada como una especie oportunista (Ernst *et al.* 2002). Ha sido comúnmente asociada con Zonas de Oxígeno (Phleger y Soutar, 1973; Ingle, 1981; Resig, 1981) y varios autores la consideran la especie más tolerante a condiciones adversas, debido a que presenta una adaptación favorable a condiciones disóxicas, subóxicas e incluso a cortos periodos de anoxia (Bandy, 1961; Harman, 1964; Ingle *et al.* 1980; Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990) (Fig. 25).

Bolivina seminuda

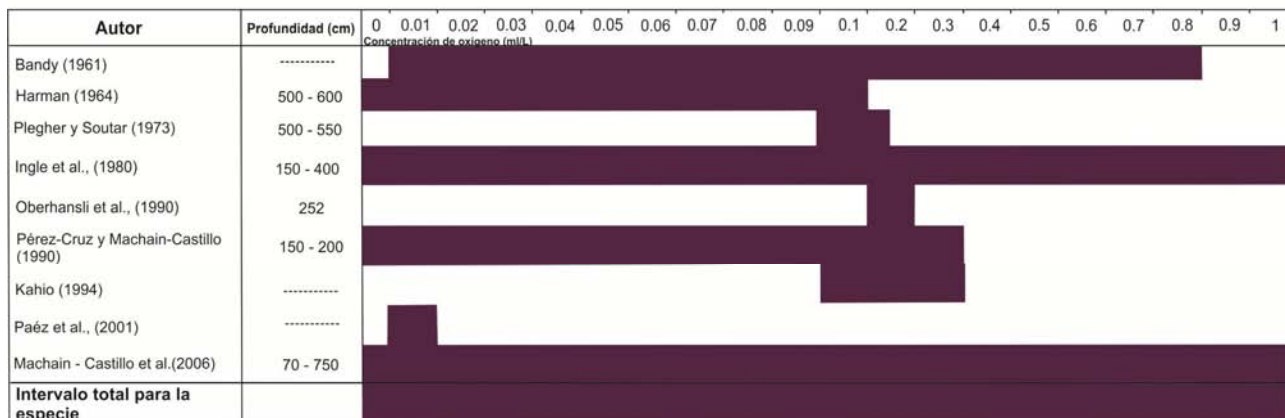


Figura 25. Intervalos de O₂ en los que se encuentra la especie *Bolivina seminuda* en la zona de oxígeno mínimo en el Pacífico Nor-Oriental.

6.6 CARBONO ORGÁNICO TOTAL (COT) Y CARBONATO DE CALCIO (CaCO₃)

La geoquímica sedimentaria en el núcleo T-56 presenta fluctuaciones o variaciones a través del registro sedimentario (Fig.27). El contenido de COT en porcentaje varía de 4 a 13.5 % a lo largo del núcleo, en promedio 7%. Para el Holoceno Temprano (10,900 a 6,000 cal A.P.) se exhiben los valores

más bajos que van de 4 - 8% coincidiendo con sedimentos arenosos; hacia el Holoceno Medio (3,000 a 6,000 cal A.P.) se aprecia una disminución gradual que va de 5 - 11%. Los sedimentos limo - arcillosos que representan el Holoceno Tardío (3,000 a 130 cal A.P.) son caracterizados por las concentraciones más altas de carbono orgánico (8 - 13.5%).

Por otra parte, el Carbono inorgánico en forma de calcita (CaCO_3) se deposita en los sedimentos en forma de testas o material esquelético generados por protozoarios planctónicos y bentónicos (foraminíferos) y fitoplancton (cocolitofóridos). La concentración de CaCO_3 se obtiene a partir de la siguiente ecuación: $\text{CaCO}_3 (\%) = \text{CIT} (\%) \times 8.33$. El valor 8.33 resulta de dividir el peso molecular del carbonato de calcio entre el peso del carbono.

La cantidad de CaCO_3 a lo largo de la secuencia sedimentaria T-56 muestra variaciones fluctuando entre 9.1 y 44% con un promedio de 22%. (Fig. 26). Para el Holoceno Temprano el CaCO_3 fluctúa entre 16 y 43%, el máximo esta dado para sedimentos ricos en arenas. Un aumento gradual de CaCO_3 es más evidente hacia el intervalo que corresponde al Holoceno Medio con valores que oscilan entre 20 y 25%, para el Holoceno Tardío las concentraciones disminuyen entre 9 y 18% con probables eventos marcados de disolución que han sido reportados para la cuenca Alfonso (parte suroccidental del golfo de California) (Douglas *et al.* 2002) (Fig. 27).

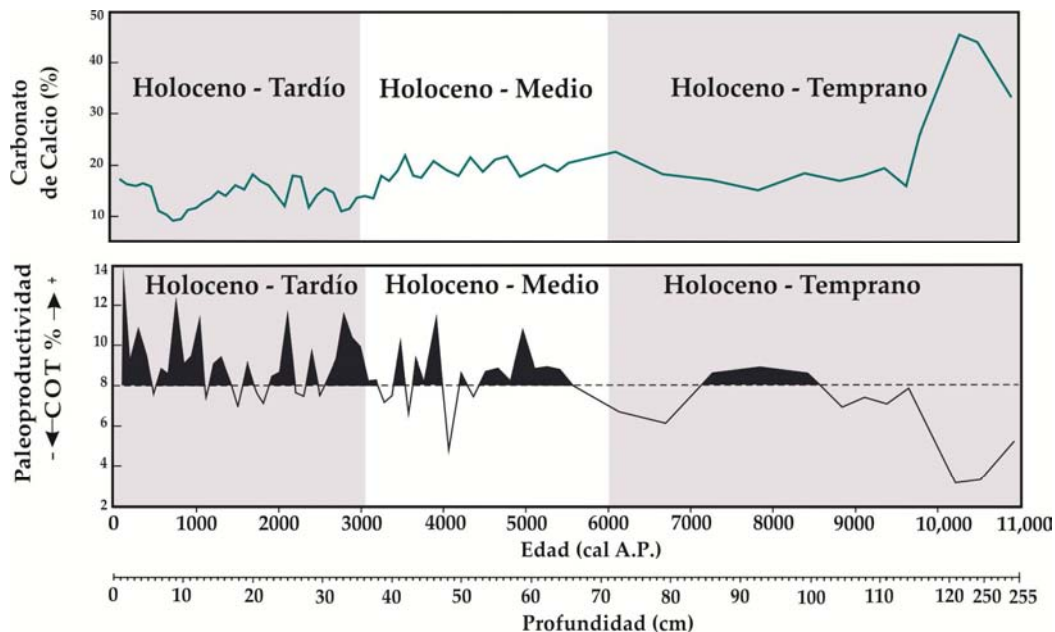


Figura 26. Carbono Orgánico Total (COT%) y Carbonato de Calcio (CaCO_3 %) a lo largo de la secuencia sedimentaria T-56 con respecto a la profundidad y edades calibradas A.P. Intervalos climáticos sombreados indicados como: Holoceno Temprano, Holoceno Medio y Holoceno Tardío.

7. DISCUSIÓN

El núcleo T-56 presenta cambios en su estructura en donde se observan paquetes homogéneos de sedimentos (como en la base del núcleo) y láminas de aporte diferencial de espesores milimétricos y láminas submilimétricas en la parte media y superior. Estas características sugieren que a través del Holoceno ha habido cambios en el contenido de oxígeno en las aguas de fondo, los cuales pueden estar relacionados con el espesor de la ZOM como reflejo de la productividad en la capa superficial de la columna de agua o bien por una mayor incursión del Agua Intermedia del Pacífico

Con base en los *proxies* estudiados se proponen principalmente 4 escenarios de cambios en la oxigenación y en la productividad en escala submilenaria, los cuales se discuten a continuación:

✓ DE 10,900 A 10,200 CAL A.P.

Al inicio del Holoceno durante el intervalo que comprende de 10,900 a 10,200 años cal A.P se presentan las tasas de sedimentación más bajas de 0.073 y 0.035 mm/año, y se observan sedimentos homogéneos. Los *proxies* sugieren condiciones disóxicas a óxicas (0.3 a 2 ml/L), así como una baja productividad (Fig. 27). Asimismo, una predominancia de aguas cálidas.

Estas condiciones podrían ser el resultado de un debilitamiento en los procesos de mezcla (giros y/o surgencias) en el área de estudio, lo que propició una disminución en la productividad biológica y un menor flujo orgánico hacia el piso oceánico. Esto resultó en una menor remineralización (respiración anaeróbica) a lo largo de la columna de agua. Bajo estas condiciones es probable que el espesor de la ZOM se redujera propiciando que su límite superior se hiciera más profundo, más allá de 500 m y que los sedimentos se depositaran subyaciendo una capa de agua con mayor oxigenación. Varios autores explican la expansión o contracción de la ZOM en el Pacífico Nor-Oriental debió a cambios en la productividad oceánica superficial y a la ventilación/producción del Agua Intermedia del Pacífico (Cannariato *et al.* 1999; Hendy y Kennet, 2003).

Autores como Crawford y Schrader (1982) proponen que tasas de sedimentación bajas en sedimentos no laminados son el resultado de un debilitamiento de surgencias en la cuenca de Guaymas, en el golfo de California. Asimismo, Keigwin y Jones (1990) asocian los sedimentos no laminados colectados en la misma cuenca a un debilitamiento de las surgencias y a una disminución del nivel del mar que ocurrió de 10,800 a 10,300 cal A.P.

En la boca del golfo de California (Bahía de los Muertos), se sugiere que de 11,252 a 10,500 cal A.P. hubo una fuerte estratificación de la columna de agua con un termoclina/nutriclina profunda y que como resultado hubo una disminución de la productividad (Álvarez *et al.* 2010). Asimismo, en la cuenca de Guaymas se reportó una disminución en la productividad superficial de 11.6 a 10.0 ka (Barron *et al.* 2004).

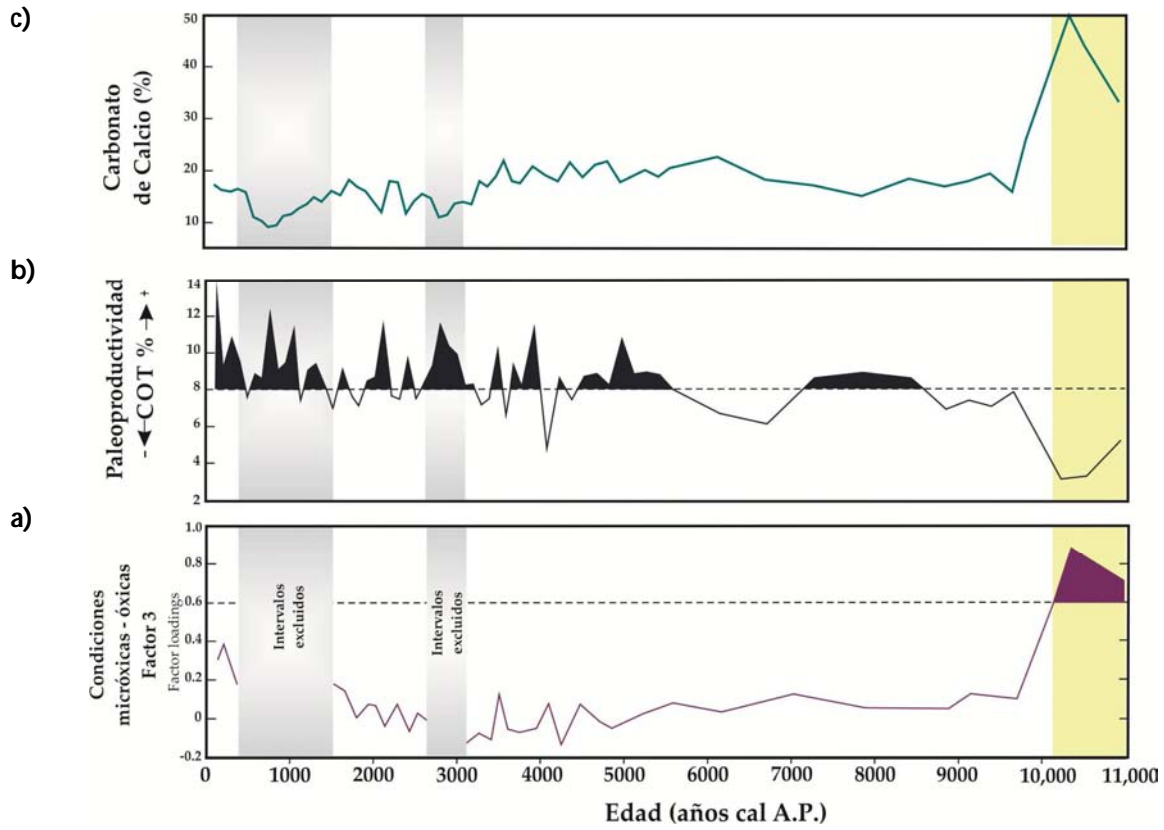


Figura 27. a) Distribución estratigráfica del Factor 2, b) Carbono Orgánico Total (%) y c) Carbonato de Calcio (%).

Asimismo, en este intervalo en donde se observa la máxima concentración de los carbonatos se sugiere una predominancia de aguas cálidas en la región de estudio (Fig. 27). Cabe mencionar que la construcción de testas de CaCO_3 de los organismos marinos, como foraminíferos, cocolitofóridos y pterópodos, se ven beneficiadas por las aguas cálidas que favorecen la precipitación de CaCO_3 .

Esto coincide con los registros de otros autores, por ejemplo, Keigwin y Jones (1990) reportaron en sedimentos de la cuenca Guaymas que en el intervalo de 10,500 a 10,300 cal A.P. se presentó un porcentaje máximo de CaCO_3 .

Con base en los resultados y su comparación con otros registros del golfo, se sugiere que el proceso que controla las condiciones de oxigenación en la cuenca Pescadero durante el inicio del Holoceno Temprano, es la productividad superficial que trae como consecuencia una disminución del espesor de la ZOM³ (Fig. 28).

³ Esto es al comparar con el espesor y la profundidad a la que se encuentra el límite superior en la actualidad lo que pudo propiciar una reducción del espesor de la ZOM y que el límite superior de ésta estuviera a mayor profundidad (Fig. 28).

Cabe destacar, que para inicios del Holoceno Temprano se registra la máxima insolación de verano para el Hemisferio Norte y que los valores máximos se observan entre 11,000 y 10,000 años A.P. (Huybers y Eisenman, 2006). Debido a las condiciones cálidas probablemente el centro de alta presión (anticiclónico) se debilitó o migró hacia latitudes más al Norte lo que redujo la intensidad de los vientos del noroeste dentro del golfo de California lo que se refleja en la disminución de la productividad biológica en ambos lados del golfo.

El escenario climático sugerido es de condiciones cálidas, en donde probablemente el tiempo de residencia de las aguas cálidas fue mayor, lo que promovió condiciones de estratificación. Bajo estas condiciones se explica la dominancia de organismos calcáreos y una disminución en la productividad y aguas de fondo oxigenadas.

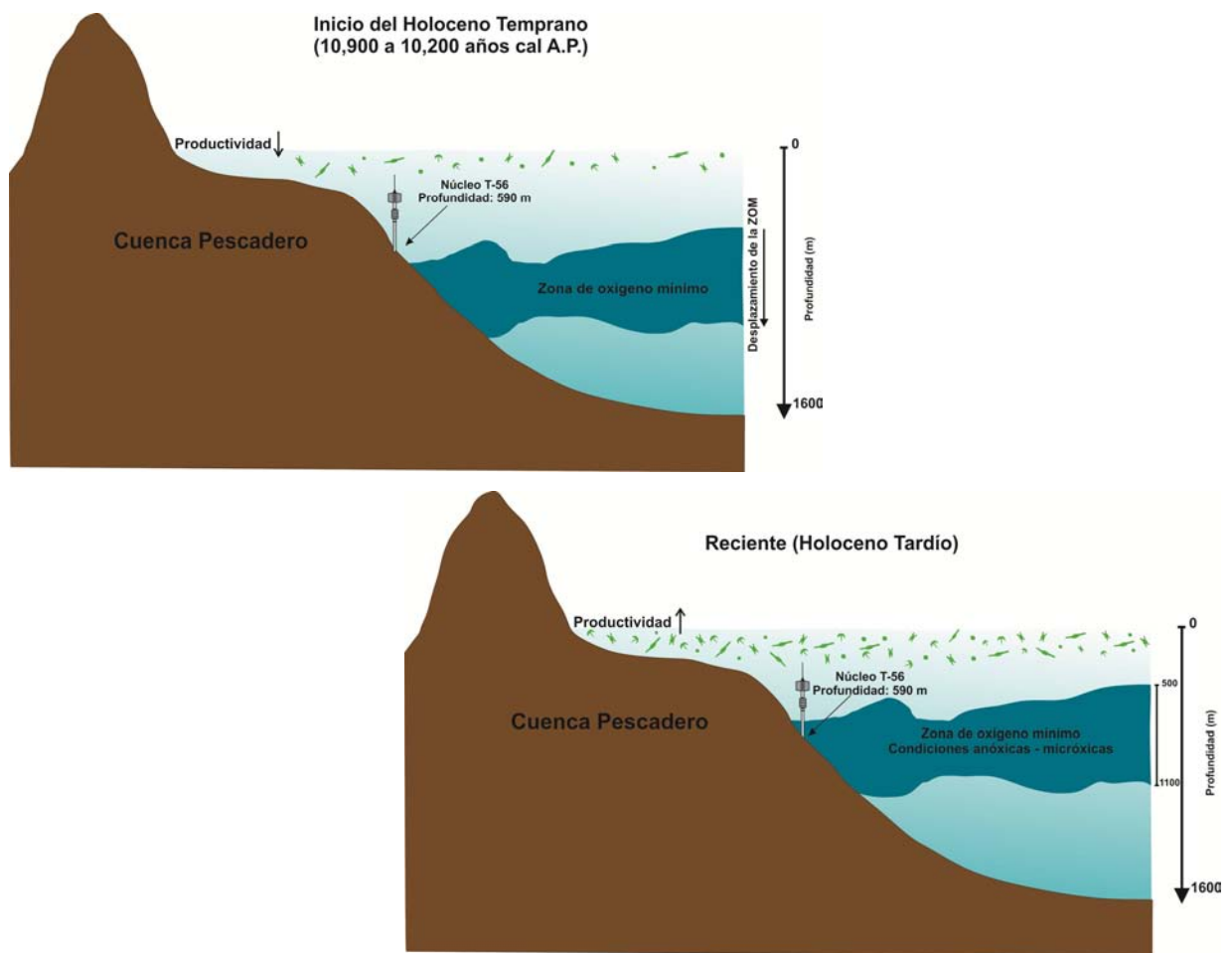


Figura 28. Esquema de las condiciones oceánicas y la posición de la Zona de Oxígeno Mínimo durante el inicio del Holoceno Temprano y el Holoceno Tardío en la cuenca Pescadero, golfo de California.

✓ DE 9,910 A 5,800 CAL A.P.

En este periodo los registros de los *proxies* sugieren condiciones anóxicas-micróxicas (<0.2 ml/L) y una baja productividad (Fig. 29). Por lo que se sugiere que en particular en este intervalo las condiciones de baja oxigenación, más que estar controladas por la productividad superficial y el flujo de materia orgánica al piso marino, son el resultado de una mayor incursión del AIP dentro de golfo.

Para este intervalo que coincide con el periodo conocido como el Óptimo Climático del Holoceno y caracterizado por temperaturas altas, se ha sugerido una menor ventilación y una mayor producción del AIP.

La historia de la oxigenación en cuenca Pescadero es consistente con otros registros del Pacífico Nor-Oriental. Ohkushi *et al.* (2013) observaron los cambios de la ZOM para los últimos 34,000 años a través de las asociaciones de foraminíferos bentónicos preservados para los sedimentos de la cuenca Santa Bárbara. En particular, documentan que de 10,000 a 6,000 años la asociación de foraminíferos indica condiciones de oxígeno <0.1 ml/L, sugiriendo que éstas son el resultado de los cambios en la intensidad del centro de alta presión del Pacífico Norte, su influencia en la temperatura superficial del mar y en la intensidad de las surgencias en las costas occidentales de América del Norte, lo que impacta en la oxigenación de las aguas intermedias.

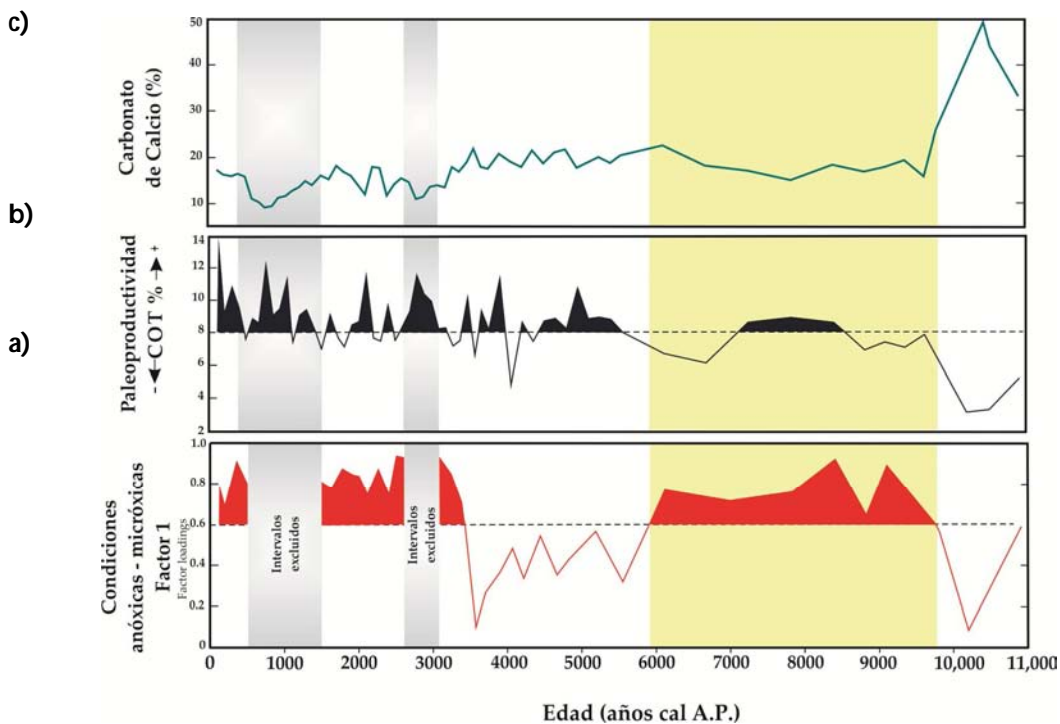


Figura 29. a) Distribución estratigráfica del Factor 1, b) Carbono Orgánico Total (%) y c) Carbonato de Calcio (%).

✓ DE -5,800 A 3,380 CAL A.P.)

Durante este periodo de 5,800 a 3,380 cal A.P. los *proxies* sugieren condiciones micróxicas a disóxicas (Fig. 30). En particular, la paleoproductividad registrada para el periodo entre 5,480 a 4,740 cal A.P. es relativamente alta y se observa que a partir de 4,070 cal A.P. al reciente hay una tendencia a aumentar; además, se muestran pulsos de productividad importantes que ocurrieron a 3,900, 3,700 y 3,500 cal A.P.

Varios estudios en la parte suroccidental en el golfo de California coinciden con los registros de productividad en este estudio. Gonzalez-Yajimovich *et al.* (2005) documentaron el contenido de ópalo biogénico en sedimentos laminados de la cuenca Alfonso sugiriendo un aumento en la productividad entre 5,800 y 4,900 cal A.P. Por otra parte, también definieron pulsos importantes a 4,800, 3,200 y 2,200 cal A.P.

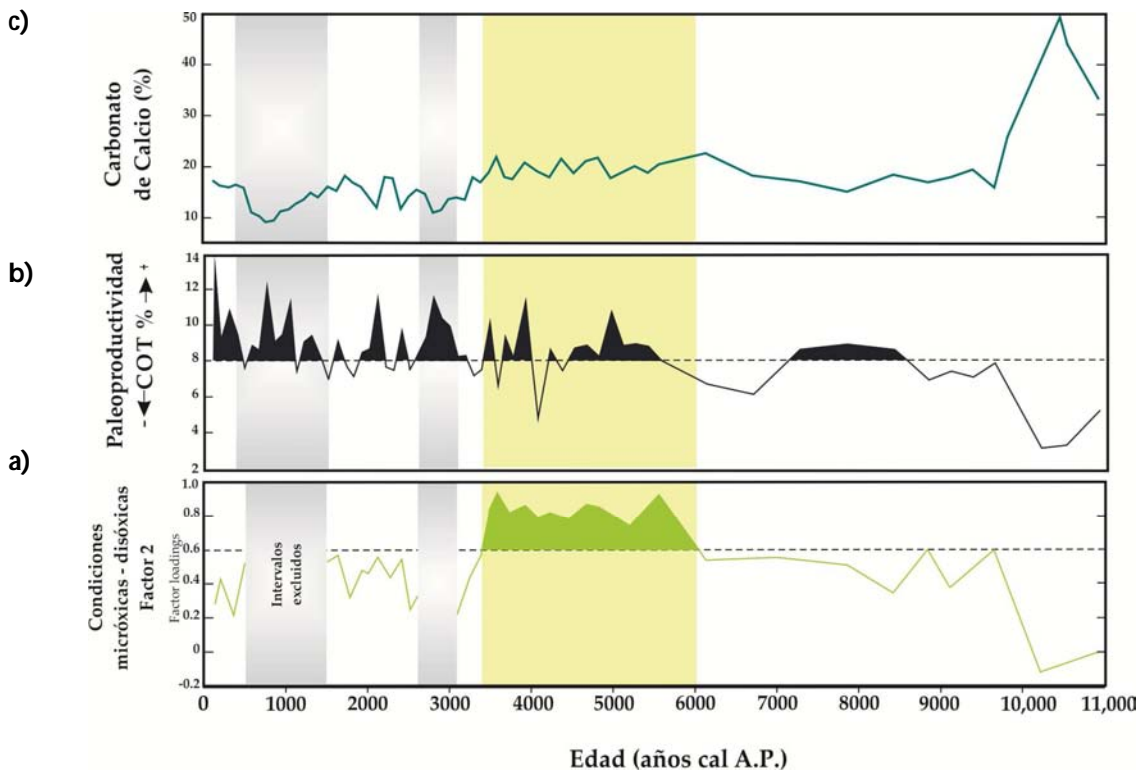


Figura 30. a) Distribución estratigráfica del Factor 2 del núcleo T-56 se relacionan con el (b) Carbono Orgánico Total (%) y el (c) Carbonato de Calcio (%).

De la misma forma, Pérez-Cruz (2013) utilizó la relación Ba/Al como *proxy* de paleoproductividad, documentando un aumento evidente entre 5,900 y 5,100 cal A.P. resultado posiblemente como a procesos de mezcla por divergencia en el área de estudio.

Con respecto a los valores de CaCO_3 se encuentran valores ligeramente por arriba del promedio, sugiriendo la presencia de aguas cálidas, por lo que al parecer la productividad estaría representada por los coccolitofóridos (nanoplanctón calcáreo).

Las condiciones de mayor productividad que se observan en este intervalo, podrían estar relacionados a procesos de mezcla tales como giros de mesoescala identificados en la región de estudio y/ surgencias. Lavín *et al.* (2013) reportan giros anticiclónicos que cubren gran parte de la cuenca Pescadero lo que genera un transporte de nutrientes y procesos de mezcla a lo largo de la columna de agua en el margen peninsular.

✓ **DE 3,380 A 130 CAL A.P.**

Durante el Holoceno Tardío, los registros estudiados sugieren condiciones anóxicas–disóxicas y una alta productividad (Fig. 31). Se caracteriza por presentar las tasas de sedimentación más altas a lo largo núcleo (0.22, 0.20 mm/año) y sedimentos finamente laminados. Cabe mencionar que, durante este periodo el cual abarcó los primeros centímetros de la secuencia sedimentaria, algunos intervalos fueron excluidos ya que no alcanzaron la alícuota representativa de foraminíferos bentónicos definida para este estudio. Estos intervalos comprenden de ~3,000 a 2,600 cal A.P. y de 1,520 a 500 cal A.P.

Se sugiere la escasez de foraminíferos bentónicos resultado de periodos de anoxia los cuales coinciden con los pulsos máximos en la paleoproduktividad a lo largo del núcleo. La correlación inversa en los porcentajes de COT con el CaCO_3 se puede explicar de la siguiente manera: al aumentar la productividad superficial hay un mayor flujo de carbono orgánico hacia el piso oceánico, la mineralización de la materia orgánica en sedimentos crea un demanda de oxígeno y por lo tanto carbono degradado, que resulta en una producción de CO_2 y H_2CO_3 , conduciendo a una disolución de carbonatos. Varios estudios en la parte suroccidental del golfo de California reportan ciclos de disolución de carbonatos relacionados a pulsos de productividad, principalmente en cuenca Alfonso para los últimos 3,000 cal A.P. (Douglas *et al.* 2002; González- Yajimovich *et al.* 2005, Douglas *et al.* 2007).

La paleoproduktividad para este intervalo es la máxima a lo largo de todo el núcleo. Se ha sugerido en cuenca Alfonso un incremento en la productividad entre 3,100 y 340 cal A.P., a través de *proxies* geoquímicos y radiolarios (López-Martínez, 2012; Pérez-Cruz, 2013).

La máxima paleoproduktividad registrada para el Holoceno Tardío no sólo está influenciada por la alta productividad primaria generada en la superficie sino también por una mejor preservación en los sedimentos marinos de la cuenca Pescadero debido a varios factores como:

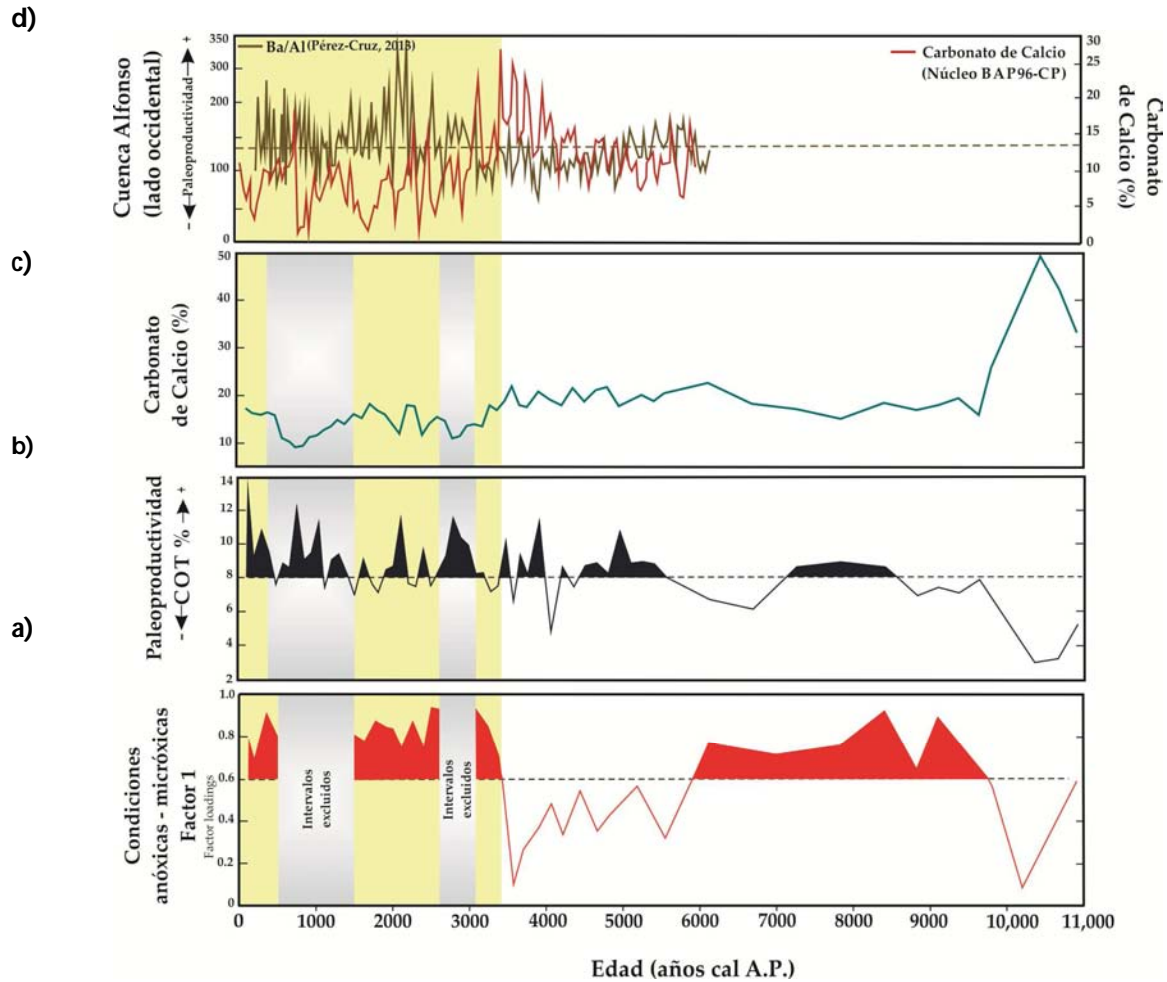


Figura 31. a) Distribución estratigráfica del Factor 1, (b) Carbono Orgánico Total (%), (c) Carbonato de Calcio (%) y (d) registro geoquímico del Ba/Al (índice de paleoproductividad) en la cuenca Alfonso (Pérez-Cruz, 2013) y CaCO_3 del núcleo BAP-96-CP (González - Yajimovich *et al.* 2005).

- 1) La presencia de sedimento arcilloso junto con las tasas de sedimentación más altas reportadas para este intervalo de tiempo. Esta relación se basa en el efecto de absorción de la materia orgánica en partículas de sedimento de grano fino (arcillas), los poros pequeños no permiten el acceso a enzimas que producen la descomposición de los componentes orgánicos, por lo que el oxígeno en las aguas intersticiales probablemente disminuyó muy rápido.
- 2) Al presentarse las mayores tasas de sedimentación, el oxígeno penetró sólo a pocos milímetros dentro del sedimento lo que permitió una menor exposición del carbono orgánico a la oxigenación.
- 3) Y los sedimentos que subyacen la ZOM.

Con base en lo anterior, se reconstruyó un escenario para el Holoceno Tardío donde se presentan condiciones anóxicas como resultado de la alta productividad superficial, así como una disolución de carbonatos. Se sugieren condiciones análogas a la fase invierno-primavera, en donde los vientos del noroeste generan fuertes surgencias en el margen oriental del golfo, y debido al gradiente este-oeste hay un transporte de nutrientes a la parte occidental, mejorando la productividad primaria. Se ha sugerido que este gradiente este-oeste se ha intensificado a partir de los últimos 3000 años (Douglas, et al., 2007).

8. CONCLUSIONES

El estudio de las asociaciones de foraminíferos bentónicos y de la geoquímica de los sedimentos holocénicos del núcleo DIPLA-IV T-56, colectado en la región suroccidental de la cuenca Pescadero, en el golfo de California, revelan cambios en la oxigenación, en la productividad primaria y en la incursión del Agua Intermedia del Pacífico.

Se definió un modelo de edad a partir de 8 dataciones de radiocarbono con el método de Espectrometría de Masas con Acelerador y con base en éstas se estimaron tasas de sedimentación de 0.22, 0.17, 0.20, 0.13, 0.035 y 0.073 mm/años, por lo que el núcleo comprende de 10,900 a 130 cal A.P.

A partir de los cambios en los registros de foraminíferos y del COT se sugieren 4 escenarios paleoceanográficos y paleoclimáticos:

Para inicios del Holoceno Temprano (entre 10,900 y 10,200 cal A.P.) se sugiere una paleoproductividad baja, así como condiciones óxicas en las aguas de fondo evidenciadas por la asociación de foraminíferos bentónicos conformada por: *Cassidulina laevigata* var. *carinata*, *Cassidulina delicata*, *Bolivina seminuda* var. *humilis* y *Bolivina seminuda*. Se propone que hubo una reducción en el espesor de la ZOM, mismo que propició que el límite superior se desplazara (haciéndose más profundo) y, por lo tanto, la depositación de sedimentos en la parte basal del núcleo sea homogénea. Se infiere una predominancia de aguas cálidas que permitieron la proliferación de organismos de carbonato de calcio.

Para el segundo escenario que abarca de 9,910 a 5,800 cal A.P. se sugiere una baja paleoproductividad y condiciones anóxico-micróxicas en las aguas de fondo de la cuenca, indicadas por la dominancia de *Bolivina subadvena*. Para este intervalo se propone que el factor que controla la oxigenación en este intervalo es la incursión del AIP dentro del golfo de California. Dicha condición es reportada en cuenca Santa Bárbara asociada a la producción/ventilación del AIP.

De 5,800 a 3,380 cal A.P. se infieren fluctuaciones en la productividad, sin embargo hay una tendencia a aumentar hacia el reciente y se presentan pulsos importantes donde la productividad es alta (3,900, 3,700 y 3,500 cal A.P.) los cuales al parecer pueden estar relacionados a procesos de mezcla como giros y/o surgencias. Se sugiere un periodo donde las condiciones oscilaron entre micróxicas a disóxicas en las aguas de fondo, inferidas por la presencia de: *Buliminella tenuata*, *Bolivina seminuda* var. *humilis* y *Cassidulina* sp.

Para el último escenario, de 3,380 a 130 cal A.P. se infiere la máxima productividad a lo largo de la secuencia sedimentaria, lo cual propició condiciones anóxico-micróxicas en las aguas de fondo, lo que se evidencia por la presencia de *Bolivina subadvena*. Aunado a esto, se sugiere que los sedimentos arcillosos y las tasas de sedimentación más altas registradas a lo largo del núcleo

propiciaron una mejor preservación del carbono orgánico en los sedimentos. En dos intervalos dentro de este periodo donde los foraminíferos bentónicos son escasos, probablemente como resultado de una disolución de carbonatos, debido a la muy alta productividad.

9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Álvarez, M.C., J. A. Flores, F. J. Sierro y A. Molina-Cruz. 2010. The coccolithophore record for the last 11000 years in the Gulf of California. *Journal of Marine Systems*. 80: 184 -190.
- Álvarez-Borrego, S. y J. R. Lara-Lara. 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of the California. *In: Dauphin, J. & B. Simoneit (eds), The Gulf and peninsular province of the California. Memoir of the American Association of Petroleum Geologist.* pp: 555-567.
- Álvarez-Sánchez, L. G., E. G. Stevenson y B. Wyatt. 1978. Circulación y masas de agua en la región de la boca del golfo de California en la primavera de 1970. *Ciencias Marinas*. 5(1): 57– 69.
- Arenillas, I. 2002. Foraminíferos: biología, organización de la concha y clasificación. En: Molina, E. (editor). *Micropaleontología*. Pressas Universitarias Zaragoza. España. 634 pp.
- Baba, J., C.D. Peterson y H. Schrader. 1991. Modern fine- grained sediments in the Gulf of the California., *In: Dauphin, J. & B. Simoneit (eds.), The Gulf and peninsular province of the California. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists.* pp: 569-587.
- Baumgartner, T.R., V. Ferreira- Batrina y P. Moreno-Hentz. 1991. Varve formation in the central Gulf of California: a reconsideration of the origin of the dark laminae from the 20th century varve record. En Dauphin, J.P. y B.R.T. Simoneit (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias. American Association of Petroleum Geologists, Memoir.* 47:617-635.
- Bond, G., W. Showers, M. Elliot, R. Lotti, P. Almasi, P. de Menocal, O. Priore, H. Cullen, I. Hajdas y G. Bonani. 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278: 1257-1266.
- Bond, G.C. (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*. 294: 2130-2135.
- Bond, G.C., Broecker, W., Johnson, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. y Bonani, G. (1993). Correlations between climatic records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*. 365: 143-147.
- 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. y Ivy, S. (1992). Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*. 360: 245-249.
- Broecker, W., D. Peteet y D. Kind. 1985. Does the ocean-atmosphere have more than one stable mode of operation? *Nature*. 315: 21-26.
- Calonge, A., E. Caus, y J. García. 2001. Los foraminíferos: Presente y Pasado. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*. Pp. 144-150.
- Calvert, S.E. 1966. Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. *Geological Society of America. Bulletin* 77. 569 – 596.
- Cannariato, G. K. y J. P. Kennet. 1999. Climatically related millennial-scale fluctuations in strength of California margin oxygen-minimum zone during the past 60 k.y. *Geology*. 27(11): 975-978.

- Castro, R., A. Mascarenhas Jr., R. Durazo y C.A. Collins. 2000. Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California. *Ciencias Mar.* 26(4): 561-583.
- Cheshire, H., Thurow, J. y 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.
- Cronin, T.M. 2010. *Principles of Paleoclimatology.* Columbia University Press. New York.
- Dean, W.E. 2006. The geochemical record of the last 17,000 years in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Chemical Geology.* 232:87-98.
- Denton, G. H. and W. Karlen. 1973. Holocene climatic variations: their pattern and possible cause. *Quaternary Research,* 3: 155-205.
- Douglas, M. W., R. A. Maddox, K. Howard and S. Reyes, 1993. The Mexican monsoon. *Journal of Climate,* 6: 1665-1677.
- Douglas, R. G. and F. Staines-Urías. 2007. Dimorphism, shell Mg/Ca ratios and stable isotope content in species of *Bolivina* (benthic foraminifera) in the Gulf of California, Mexico. *Journal of Foraminiferal Research,* 37(3): 189-203.
- Duijnste, I. 2001. Experimental ecology of foraminifera towards better quantitative paleoecological reconstructions, Ph. D. thesis. Utrecht University
- Douglas R., González-Yajimovich O., Ledesma-Velázquez J. y F. Staines-Urias. 2007. Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews,* 26: 115-129.
- González-Yajimovich O., Douglas R.G. y D.S. Gorsline. 2005. The preserved carbonate record in Holocene sediments of the Alfonso and Pescadero basins, Gulf of California, Mexico. *Proceedings of the Geologists Association,* 116 :315-330.
- Gooday, A. J. 1993. Deep-sea benthic foraminiferal species which exploit phytodetritus: Characteristic features and controls on distribution. *Marine Micropaleontology,* 22: 187-205.
- Granados Barba, A., V. S. Weiss y R. G. Ramírez. 2000. *Métodos de Muestreo en la Investigación Oceanográfica.* 17 Capítulos. Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, México. 448 pp.
- Hermelin, J. O. R. y G. B. Schimmiel. 1990. The Importance of the Oxygen Minimum Zone and Sediment Geochemistry in the distribution of Recent Benthic Foraminifers in the Northwest Indian Ocean. *Marine Geology.* 91: 1-29.
- Kaiho, K. 1994. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology,* 22: 719-722.
- Kamykowski, D. Z. and D. J. Zentara. 1990. Hypoxia in the world ocean as recorded in the historical data set. *Deep-Sea Research,* 37: 1861-1874.
- Keigwin, L. D. y Jones G. A. 1990. Deglacial climatic oscillations in the Gulf of California. *Paleoceanography.* 5 (6): 1009 – 1023.
- Kennet, J.P. 1982. *Marine Geology.* Prentice Hall, Englewood Cliffs. 830 pp.
- Lavín, M. F., E. Beier y A. Badan. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. En: Lavín, M. F. (ed.). *Contribuciones a la Oceanografía Física en México.* Monografía N° 3. pp. 141-171.

- Lavín, M. F. and S. G. Marinone. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. Velasco – Fuente O. U., *et al.*, (eds.). *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Kluwer Academic Publishers, pp. 173-204.
- Levin, L. A. 2003. Oxygen minimum zone benthos: adaptations and community responses to hypoxia. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*, 41: 1-45
- Loeblich, A. R. and H. Tappan. 1978. Sarcodina chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida. In: Moore, R. C. (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology (Part. C, Protista 2)*. (Vol.1). The Geological Society of America and The University of Kansas. U.S.A. 1-510 p.
- Loeblich, A. R. and H. Tappan. 1978. Sarcodina chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida. In: Moore, R. C. (ed.), *Treatise on Invertebrate Paleontology (Part. C, Protista 2)*. (Vol.2). The Geological Society of America and The University of Kansas. U.S. A. 511-900 p.
- Loubere, P. 1991. Deep Sea Benthic Foraminiferal Assemblage Response to a Surface Ocean Productivity Gradient: A Test. *Paleoceanography*. 6: 193-204.
- Maslin, M. 2004. Global warming, a very short introduction. Oxford. University Press. P. 162.
- Mayewski, P. A., E. E. Rohling, J. C. Stager, W. Karlén, K. A. Maascha, L. D. Meeker, E. A. Meyerson, F. Gasset, S. Van Kerevel, K. Homgren, J. Lee-Thorpe, G. Rosquird, F. Racki, M. Staubwasser, R. R. Schneider, y E. J. Steigl. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62: 243-255.
- Molina, E. 2002. Micropaleontología. Prensas Universitarias de Zaragoza, España. pp. 96-126.
- Murray, J. W. 1991. Ecology and distributions of benthic foraminifera. In: Lee, J.J. and O.R. Anderson (eds.). *Biology of Foraminifera*. Academy Press. Inc., San Diego, C.A., U.S.A. pp. 221-253.
- Molina-Cruz A., Welling L. y A. Caudillo-Bohórquez. 1999. Radiolarian distribution in the water column, southern Gulf of California, and its implication in thanatocoenose constitution. *Marine Micropaleontology*, 37(2): 149-171.
- Murray, J. W. 2001. The niche of benthic foraminifera, critical thresholds and proxies. *Marine Micropaleontology*, 41: 1-7.
- Murray, J. W. 2006. Ecology and applications of benthic foraminifera. Cambridge University Press. Cambridge. pp. 426.
- Pérez-Cruz, L. L. and M. L. Machain-Castillo. 1990. Benthic foraminifera of the oxygen minimum zone, continental shelf of the Gulf of the Tehuantepec, Mexico. *Journal Foraminiferal Research*. 20: 312-325.
- Pérez-Cruz, L. L. 2000. Estudio Paleoceanográfico y Sedimentológico Holocénico de la Bahía de la Paz, Golfo de California. Tesis de Doctorado en Ciencias del Mar. Universidad Nacional Autónoma de México. 168 pp.
- Pérez-Cruz L. 2006. Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, México. *Quaternary Research*, 65: 401-410.
- Pérez-Cruz, L. and J. Urrutia-Fucugauchi. 2009. Magnetic mineral study of Holocene marine sediments from the Alfonso Basin, Gulf of California – implications for depositional environment and sediment source. *Geofísica Internacional*, 48: 185-198.

- Roden, G. I. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. In: Van Andel T. H. and G. G. Shor (eds.). *Marine Geology of the Gulf of California. A Symposium*. Tulsa: Oklahoma, AAPG Memoir. 3: 30.
- Roger, J. 1980. Paleoeología. Ed. Paraninfo. Madrid. 203 pp.
- Sachs, H. M. 1973. North Pacific radiolarian assemblages and their relationship to oceanographic parameter. *Quaternary Research*, 3: 73-78.
- Stott, L. D., T. Bunn, M. Prokopenko, C. Mahn, J. Gieskes y J. Bernhard. 2002. Does the oxidation of methane leave an isotopic fingerprint in the geological record?. *Geochemistry Geophysics*, 3 (2): 1012-1029.
- Thunell, R. C. 1998. Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. *Deep-Sea Research*, 45: 2059-2083.
- Torres-Orozco, E. 1993. Análisis volumétrico de las masas de agua en el Golfo de California. Tesis de Maestría. CICESE. Baja California, México.
- Tyson, R. V. y T. H. Pearson. 1991. Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. *Special Publications of Geological Society, London*. No. 58: 1-24.
- Uriarte-Cantolla, A. 2003. Historia del clima de la Tierra. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. pp. 306.
- Van der Zwaan, G. J., I. A. P. Duijnste, M. Dulk, S. R. Ernst, N. T. Jannink and T. J. Kouwenhove. 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleoecological concepts. *Earth-Science Reviews*, 46: 213-236.
- Wyrтки, K. 1962. The oxygen minima in relation to ocean circulation. *Deep-Sea Research*, 9: 11-23.

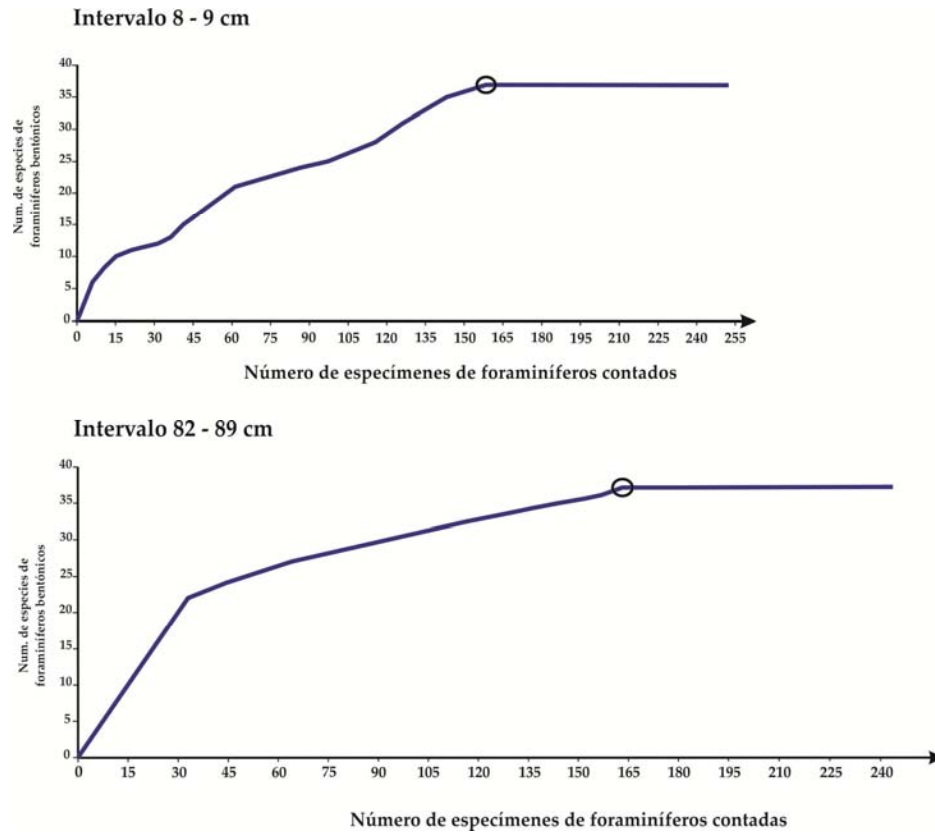
ANEXO 1

Foraminíferos bentónicos identificados en la secuencia sedimentaria T-56 colectada en la cuenca Pescadero, golfo de California.

Foraminíferos bentónicos de la cuenca Pescadero, golfo de California			
1	<i>Bolivina acerosa</i> var. <i>pacifica</i>	36	<i>Cassidulina crassa</i> var. <i>reinforme</i> Nörvang, 1945
2	<i>Bolivina advena</i> Cushman, 1925	37	<i>Cassidulina delicata</i> Cushman, 1927
3	<i>Bolivina advena</i> var. <i>striatella</i>	38	<i>Cassidulina exigua</i>
4	<i>Bolivina argentea</i> Cushman, 1926	39	<i>Cassidulina</i> sp. 2
5	<i>Bolivina bramlettei</i> Kleinpell, 1938	40	<i>Cassidulina</i> sp.3
6	<i>Bolivina goudkoffi</i> Rankin M.S., 1934	41	<i>Cassidulina laevigata</i> var. <i>carinata</i> Silvestri, 1896
7	<i>Bolivina interjuncta</i> - <i>bicostata</i> Cushman and McCulloch, 1942	42	<i>Cassidulina limbata</i> Cushman and Hughes, 1925
8	<i>Bolivina minuta</i> Natland, 1938	43	<i>Cassidulina minuta</i> Cushman, 1933
9	<i>Bolivina plicata</i> d'Orbigny, 1839	44	<i>Cassidulina pulchella</i>
10	<i>Bolivina pygmae</i> Cushman and Moyer, 1930	45	<i>Cassidulina subcarinata</i> Uchio, 1960
11	<i>Bolivina seminuda</i> Cushman, 1911	46	<i>Cassidulina subglobosa</i> Brady
12	<i>Bolivina seminuda</i> var. <i>Humilis</i> Cushman and McCulloch, 1942	47	<i>Cassidulina translucens</i> Cushman and Hughes, 1925
13	<i>Bolivina semiperforata</i>	48	<i>Epistominella carinata</i> Voloshinova, 1960
14	<i>Bolivina</i> sp. 1	49	<i>Epistominella exigua</i> (Brady)
15	<i>Bolivina</i> sp. 2	50	<i>Epistominella pontoni</i> (Cushman)
16	<i>Bolivina spissa</i> Cushman, 1926	51	<i>Epistominella sandiogensis</i> Uchio, 1960
17	<i>Bolivina striatula</i>	52	<i>Epistominella smithi</i>
18	<i>Bolivina subadvena</i> forma <i>megalosférica</i> Cushman, 1926	53	<i>Epistominella</i> sp. 1
19	<i>Bolivina subadvena</i> var. <i>serrata</i> Natland, 1938	54	<i>Epistominella suttsuensis</i> Shirai, 1960
20	<i>Bolivina tongi</i> var. <i>filacostata</i> Cushman and McCulloch	55	<i>Epistominella vitrea</i> Parker, 1953
21	<i>Bulimina marginata</i>	56	<i>Gyroidina rothwelli</i> Natland, 1950
22	<i>Buliminella basistriata</i>	57	<i>Gyroidina</i> sp.
23	<i>Buliminella curta</i> Cushman, 1925	58	<i>Loxostomus pseudobeyrichi</i>
24	<i>Buliminella curta</i> var. <i>basispinata</i> R.E. and K.C. Stewart, 1930	59	<i>Nonionella atlantica</i>
25	<i>Buliminella elegantissima</i> d'Orbigny, 1839	60	<i>Oridorsalis</i> sp.
26	<i>Buliminella picaensis</i> Seiglie, 1970	61	<i>Oridorsalis westi</i>
27	<i>Buliminella pulchra</i> Subbotina, 1953	62	<i>Pseudoparrella naraensis</i> Kuwano, 1950
28	<i>Buliminella tenuata</i> Cushman, 1927	63	<i>Pullenia</i> sp.
29	<i>Cassidulina bradshawi</i> Uchio, 1960	64	<i>Trifarina angulosa</i>
30	<i>Cassidulina braziliensis</i> Cushman, 1922	65	<i>Trifarina</i> sp.
31	<i>Cassidulina californica</i> Cushman and Hughes, 1925	66	<i>Uvigerina hispida</i>
32	<i>Cassidulina carinata</i>	67	<i>Uvigerina peregrina</i>
33	<i>Cassidulina</i> sp. 1	68	<i>Uvigerina senticosta</i>
34	<i>Cassidulina corbyi</i> Cushman and Hughes, 1925	69	<i>Valvulineria inflata</i>
35	<i>Cassidulina crassa</i> d'Orbigny, 1839		

ANEXO 2

Relación entre el número de especímenes contados y el número de especies encontradas en los intervalos 8 -9 cm y 82 – 89 cm.



ANEXO 3

LÁMINA 1: FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA T-56

Fig. 1 *Bolivina subadvena* forma megalosférica

Fig. 2 Apertura de *Bolivina subadvena* forma megalosférica

Fig. 3 Vista ventral de *Cassidulina laevigata* var. *carinata*

Fig. 4 *Cassidulina laevigata* var. *carinata*

Fig. 5 y 6 *Cassidulina delicata*

Fig. 7 *Bolivina seminuda*

LÁMINA 1

