



**Reconstrucción Paleoceanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A.P., a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.**

**T E S I S**

Que para obtener el grado académico de

**Maestra en Ciencias**  
(Geología Marina)

presenta

**Lara Bárbara Cuesta Castillo**

Director de Tesis:  
Dra. Ma. Luisa Machain Castillo

Comité Tutorial:  
Dra.Ma. Adela Monreal Gómez  
Dra. Margarita Caballero Miranda  
Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi  
Dr. Enrique Hiparco Nava Sánchez

Cd. Universitaria, México D.F., 2011



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.

## Índice General

<b>Resumen</b> .....	1
<b>Introducción</b> .....	2
<b>Antecedentes</b>	
Foraminíferos bentónicos .....	5
Zonas de Oxígeno Mínimo .....	7
Carbono Orgánico .....	9
Carbonato de Calcio (CaCO <sub>3</sub> ) .....	10
<b>Descripción y Antecedentes en el área de estudio</b>	
Localización .....	13
Geología .....	14
Sedimentología .....	14
Tasa de sedimentación .....	15
Sistema de Circulación Atmosférico .....	15
Circulación oceánica .....	19
Temperatura, Salinidad y Oxígeno .....	20
Masas de Agua .....	21
Carbono orgánico .....	22
Carbonato de calcio .....	23
Concentración de Oxígeno y Zona de Oxígeno Mínimo .....	23
Foraminíferos Bentónicos .....	23
<b>Metodología</b>	
Obtención de núcleo y procesamiento de muestras de sedimento .....	26
Análisis de Factores.....	26
Fecha con <sup>14</sup> C, Delta de Oxígeno 18 (δ <sup>18</sup> O).....	26
Determinación de Carbono Orgánico y carbonato de calcio en sedimentos .....	26
<b>Resultados</b>	
Fecha con <sup>14</sup> C .....	28
Tasa de sedimentación .....	28
Delta de Oxígeno 18 (δ <sup>18</sup> O) .....	28
Descripción litológica del núcleo MD02-2523 .....	29
Proporción de arenas y limos-arcillas .....	31
Carbono orgánico .....	31
Carbonato de Calcio (CaCO <sub>3</sub> ) .....	31
Foraminíferos Bentónicos .....	32
Análisis de Factores .....	32
<b>Discusión</b> .....	34
<b>Conclusiones</b> .....	40
<b>Anexo a)</b> Determinación de Carbono Orgánico y carbonato de calcio en sedimentos .....	42
<b>Anexo b)</b> Valores de δ <sup>18</sup> O, estimados a partir de la especie <i>Bolivina plicata</i> del núcleo MD02-2523 .....	44
<b>Anexo c)</b> Contenido de arenas y lodos (limos y arcillas) en el núcleo .....	45
<b>Anexo d)</b> Clasificación taxonómica de los foraminíferos bentónicos .....	47
<b>Anexo e)</b> Abundancia absoluta de foraminíferos bentónicos .....	48
<b>Anexo f)</b> Análisis de factores .....	54
<b>Bibliografía</b> .....	56

## Índice de Figuras

<b>Figura 1.</b> Estadios isotópicos marinos de los últimos 125ka. (Modificado de Imbrie, 1992).	3
<b>Figura 2.</b> Distribución global de las Zonas de Oxígeno Mínimo, donde el oxígeno es $\leq 0.2\text{ml/l}$ (modificada de Kamykowsky y Zentara, 1990).	8
<b>Figura 3.</b> Área de estudio. Elementos morfotectónicos submarinos en el marco de las placas tectónicas que se encuentran en el Golfo de Tehuantepec (tomado de Carranza, <i>et al.</i> , 1998) A. Dorsal de Tehuantepec, B. Callamiento Motagua-Polochic, C. Fosa Caiman, D. Fractura de Tehuantepec. Concentración promedio de oxígeno en el fondo marino (línea punteada) (Pichevin <i>et al.</i> , 2010). * Ubicación del sitio de la secuencia MD02-2523.	12
<b>Figura 4.</b> Posición de las celdas de alta (A) y baja (B) presión atmosférica durante las épocas de invierno y verano (modificado de Huyer, 1983; Ganeshram y Pedersen, 1998; Mangelsdorf <i>et al.</i> , 2000, Dean <i>et al.</i> , 2004; Wejnert <i>et al.</i> , 2010). Corriente de California (CC), Corriente Norecuatorial (CNE), Contracorriente Norecuatorial (CCNE), la Corriente Surecuatorial (CSE), Corriente Subsuperficial del este (CSSE).	16
<b>Figura 5.</b> Ubicación de las celdas de alta y baja presión y posición de la Zona de Convergencia Intertropical durante enero (izquierda) y julio (derecha) en el Continente Americano.	17
<b>Figura 6.</b> Ubicación del “Jet stream” durante verano e invierno.	17
<b>Figura 7.</b> Esquema de la circulación en el Pacífico Tropical este (después de Wyrski, 1966) con datos actuales. Las siglas indican el nombre de las corrientes y se refieren en el texto. El signo de interrogación, indica la región en la que la interconexión de las corrientes se desconoce.	20
<b>Figura 8.</b> Batimetría (líneas anaranjadas) y contenido de oxígeno disuelto (ml/l) en el agua de fondo (modificado de Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990).	21
<b>Figura 9.</b> Registro isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ (FB <i>Bolivina plicata</i> ) en la secuencia sedimentaria MD02-2523, y registros de SPECMAP y LR04 Stack, utilizados para referenciar edades calibradas e isótopos de oxígeno del núcleo MD02-2523 y marcar la transición del EIM 1 y EIM 2.	29
<b>Figura 10.</b> Núcleo MD02-2523, descripción litológica y fechas calibradas de $^{14}\text{C}$ (ka A.P.).	30
<b>Figura 11.</b> Porcentaje de arenas y limos-arcillas de la secuencia MD02-2523.	31
<b>Figura 12.</b> Datos de $\delta^{18}\text{O}$ , Corg, $\text{CaCO}_3$ , testas de foraminíferos bentónicos y asociaciones faunísticas que definen la secuencia sedimentaria MD02-2523 (las líneas punteadas son zonas donde no existen datos). Checar gráfica de factores. No se ve bien una parte.	33
<b>Figura 13.</b> Circulación atmosférica durante el presente (arriba) y durante el UMG (abajo) (Modificado de COHMAP, 1988 y Ganeshram y Pedersen 1998).	37
<b>Tabla 1.</b> Valores de salinidad y temperatura de las Masas de Agua registradas en el Golfo de Tehuantepec (Machain-Castillo, <i>et al.</i> , 2008).	22
<b>Tabla 2.</b> Fechas con $^{14}\text{C}$ y tasa de sedimentación en el núcleo MD02-2523.	28

## Resumen

En este estudio se analizó la secuencia sedimentaria MD02-2523 recolectada en la Plataforma Continental del Golfo de Tehuantepec con el objetivo de reconstruir las variaciones climáticas de los últimos 55.0 ka (antes del Presente), a partir de las variaciones en el contenido de carbono orgánico, carbonato de calcio y foraminíferos bentónicos, que responden a cambios en la dinámica oceánica (surgencias) y el contenido de oxígeno disuelto en el agua de fondo de la zona de oxígeno mínimo (ZOM).

Las asociaciones de los foraminíferos bentónicos representadas por las especies *Bolivina seminuda*, *Bolivina plicata* y *Pseudoparrella bradyana*, indican que la concentración de oxígeno disuelto en el agua de fondo no ha cambiado abruptamente durante los últimos 55.0 ka, manteniéndose entre 0.2 – 0.1 ml/l, lo cual se sugiere a partir de la ausencia de laminaciones bien preservadas en los sedimentos.

El contenido de carbono orgánico, en general, aumenta durante los períodos cálidos (Estadios Isotópicos Marinos -EIM- 1 y 3) y disminuye en el periodo frío EIM 2, sugiriendo una mayor productividad durante el EIM 1 y 3 en relación al EIM 2, donde la productividad se reduce. El contenido de carbonato de calcio en los sedimentos presenta una relación inversa al contenido de carbono orgánico probablemente como resultado de procesos de disolución.

Los tres proxies estudiados en conjunto, sugieren un escenario donde en los períodos cálidos se presentan fenómenos de surgencia y durante los fríos ausencia de ellos. Estos cambios se han asociado a la presencia del casquete de hielo de la Lauréntida durante el Último Máximo Glacial, la cual modificó la posición e intensidad de los vientos que dan origen a las surgencias en Tehuantepec. El debilitamiento o la supresión de las surgencias provocaron una disminución en la productividad primaria y el aporte de carbono orgánico hacia los sedimentos, así como una mejor preservación del carbonato de calcio y un ligero incremento en la cantidad de oxígeno disuelto en el agua de fondo.

## Introducción

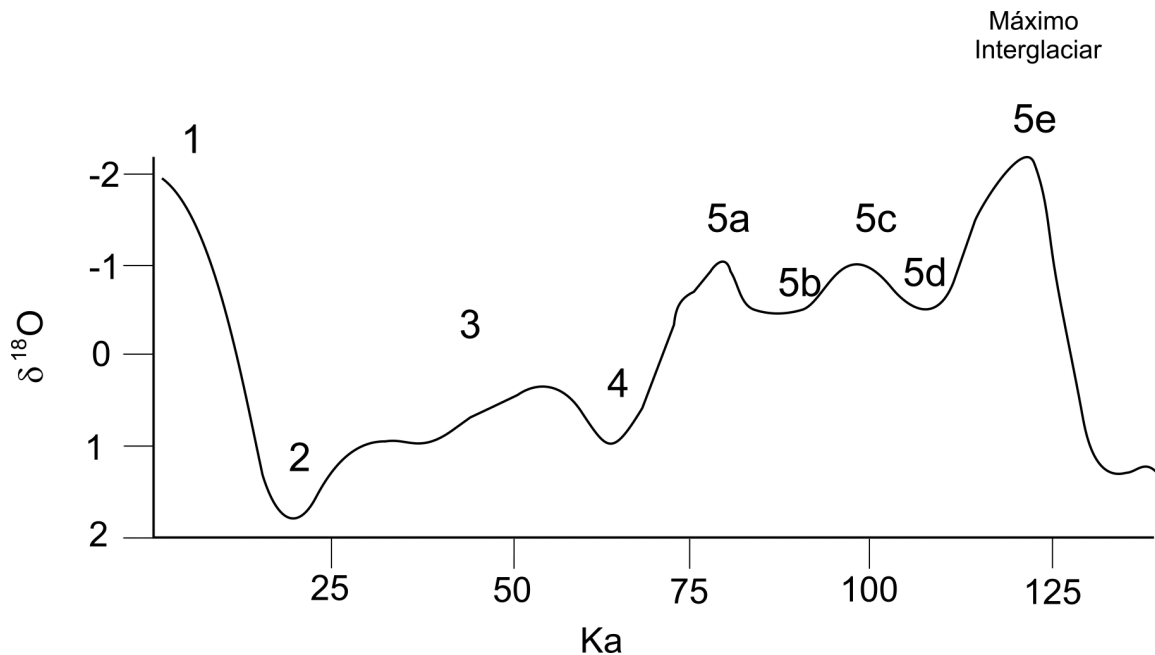
El estudio del clima es de gran importancia debido a que afecta a todo el planeta y a las diversas actividades humanas. Para conocer mejor su funcionamiento es necesario investigar cómo ha variado a través del tiempo y para ello se utilizan herramientas tales como indicadores o proxies ambientales, entre los que se encuentran los anillos de los árboles, espeleotermas, sedimentos lacustres y marinos, hielos de los glaciares (Ruddiman, 2000) y casquetes polares como los de Vostok (Saltzman y Stievenard, 1999) y Groelandia (Dansgaard, W., 1989; Dansgaard, W. 1993; Grootes, P. 1993; GRIP Members, 1993; Johnsen, S. *et al.*, 1997).

El clima se define por las condiciones ambientales promedio las cuales pueden variar de un sitio a otro dependiendo de los factores físicos, químicos y geológicos del área. Temporalmente puede variar en periodos estacionales, anuales, decadales, de cientos, miles o millones de años.

La variabilidad del sistema climático (integrado por la atmósfera, la hidrosfera, la criosfera, la superficie terrestre y la biosfera) responde a forzamientos naturales internos (variabilidad oceánica y atmosférica) o externos (variación de los parámetros astronómicos de excentricidad, inclinación y precesión de la órbita terrestre) lo que provoca que el sistema tenga periodos fríos y cálidos como los glaciares e interglaciares (ICS, 2001).

Durante el Cuaternario (~2.5 m.a. – 11.7 ka) (Gibbard *et al.*, y Subcommission on Quaternary Stratigraphy, 2010; International Commission on Stratigraphic, ICS, 2009) ha habido varios de estos periodos. Emiliani (1955) detectó variaciones de temperatura dentro de las glaciaciones y deglaciaciones con base en la proporción isotópica de oxígeno ( $\delta^{18}\text{O}$ ) y les llamó estadios isotópicos marinos (EIM). Dado que el Holoceno es el EIM 1, los EIM con números nones corresponden a periodos cálidos o interestadales y los pares a periodos fríos o estadales (Lorius *et al.*, 1985; Jouzel, *et al.*, 1987; Barnola *et al.*, 1987; Genton *et al.*, 1987; Dansgaard, 1993; Tiedemann *et al.*, 1994; Shackleton, 2000; EPICA, 2004). En el último ciclo glacial el EIM 5e corresponde al último interglacial; los EIM 4, 3 y 2 abarcan el glacial y el EIM 1 representa el Holoceno (Fig. 1).

El EIM 3 (~60 a 25 ka) es un período relativamente cálido dentro de la glaciación caracterizado por presentar una serie de oscilaciones marcadas de temperatura a escala milenaria. El EIM 2 (~25 – 11.7 ka) incluye las temperaturas más frías durante el Último Máximo Glacial (UMG) y la deglaciación. El EIM 1 u Holoceno es un periodo cálido con una gran variabilidad de intervalos cálidos y fríos, entre los que sobresalen el óptimo climático del Holoceno (~11.5 a 5.0 ka) y la pequeña edad del hielo (de 1550 a 1900 A.D., Grove 1988; Bradley and Jones, 1993). Asimismo, el Holoceno se caracteriza por tener fluctuaciones a escala milenaria (ciclos Bond; Bond *et al* 1997) y centenaria, relacionados con la actividad solar (Cronin 2010; Mayewsky *et al*, 2004).



**Figura 1.** Estadios isotópicos marinos de los últimos 125 ka A. P. (Modificado de Imbrie, 1992).

Con los cambios en el clima, las condiciones atmosféricas y la dinámica oceánica se modifican. Por ejemplo, durante el UMG el volumen de los hielos repercutió en los patrones de circulación de los vientos y en las surgencias (fenómeno que desplaza el agua lateral y sub-superficial a la superficie llevando consigo nutrientes que son aprovechados por el fitoplancton y otros consumidores primarios), ambos de interés particular para el área de estudio. Al cambiar el patrón de surgencias, se modifican la productividad (Anderson *et al.*, 1987; Dean *et al.*, 1994, 1997; Gardner *et al.*, 1997, Ganeshram y Pedersen, 1998; Hendy *et al.*, 2004), la concentración de elementos como el carbono orgánico (Corg) (Dean *et al.*, 1994) y el oxígeno (Dean *et al.*, 1997) y por consiguiente la distribución de las Zonas de Oxígeno Mínimo (ZOM) (Kamykowsky y Zentara, 1990) y de los organismos asociados a ellas (Levin, 2003).

Como se mencionó anteriormente para estudiar estas variaciones ambientales se pueden utilizar proxies o indicadores orgánicos e inorgánicos. En el océano se pueden utilizar microorganismos que tengan una estrecha relación con los factores físicos, químicos y biológicos del hábitat en el que se desarrollan y que al morir se preservan en el sedimento del piso marino. A través de su estudio en los sedimentos se pueden deducir las características del ambiente en el que vivían (Bandy, 1967; Be, 1967; Bernhard y Sen Gupta, 1999).

Los foraminíferos bentónicos (FB) han sido ampliamente utilizados como indicadores ecológicos y paleoecológicos (Bandy y Arnal, 1957; Bandy, 1967; Be, 1967; Kennett, 1982, Bernhard y Sen Gupta, 1999) y algunas especies de estos organismos toleran concentraciones bajas de oxígeno por lo que son utilizados como proxies de este elemento (Bernhard, 1986; Bernhard y Reimers, 1991; Bernhard y Sen Gupta, 1999) aportando valiosa información sobre los sedimentos con alto contenido de materia orgánica y bajo contenido de oxígeno (como los encontrados bajo las zonas de surgencia y las ZOM del Pacífico Mexicano) donde otros organismos no pueden sobrevivir.

Las testas de la mayoría de los foraminíferos están constituidas de carbonato de calcio, por lo cual el contenido de carbonato de calcio de los sedimentos puede reflejar la abundancia de estos organismos y de manera análoga la productividad biológica (Berger, 1970 y 1978, Berger *et al.*, 1982); sin embargo, hay que tomar en cuenta los procesos de dilución o disolución que puedan modificar su contenido en los sedimentos (Lisitzin, 1972; Milliman, 1993, 1999; Rühlemann *et al.*, 1999).

La productividad biológica también se puede inferir a través de la acumulación del Corg en los sedimentos (en términos generales a mayor productividad, mayor acumulación de Corg en los sedimentos), aunque hay que considerar varios factores (Rühlemann, *et al.*, 1999). El contenido de Corg en los sedimentos puede variar en cantidad y tipo, dependiendo de la estacionalidad, profundidad de la columna de agua, tasa de sedimentación (Emerson y Bender, 1981; Emerson y Hedges, 1988); productividad primaria (Berger y Diester, 1988; Altenbach y Sarnthein, 1989; Dean *et al.*, 1997) o por variaciones en la oxigenación del fondo marino (Gardner y Hemphill-Haley, 1986; Bernhard 1986; Caralp 1989; Dean *et al.*, 1994; 1997; Gardner y Dartnell 1995; Rogers, 2000).

En sedimentos con alto contenido de Corg puede haber una relación inversa entre éste y el contenido de carbonato de calcio, ya que el aumento del Corg favorece la corrosividad del medio y la disolución de los carbonatos, particularmente en Zonas de Oxígeno Mínimo (Broecker y Peng, 1987).

Por lo anterior, en el presente trabajo se plantea como objetivo el estudio de las variaciones climáticas de los últimos 55Ka en el Golfo de Tehuantepec, a través de su repercusión en la dinámica oceánica (surgencias) y el contenido de oxígeno disuelto en el agua de fondo (ZOM) mediante el registro sedimentario de foraminíferos bentónicos, contenido de Corg y carbonato de calcio.

Los resultados obtenidos permitirán conocer en mayor detalle la interrelación entre estos factores y la productividad biológica en esta zona de importancia pesquera para el país, así como entender mejor el funcionamiento del sistema climático en esta región de alta sensibilidad a los cambios climáticos. Así mismo, estos resultados servirán para alimentar modelos de predicción climática, útiles en la prevención de desastres de repercusiones tanto en los asentamientos humanos como en sus recursos económicos pesqueros.

## Antecedentes

### Foraminíferos bentónicos

Los foraminíferos son Protoctistas ameboideos (0.63 micras a 1mm) con pseudópodos reticulados, ubicados taxonómicamente en el Subphylum Sarcodina, clase Granuloreticulosa, (Capriulo, 1990). Externamente la célula está cubierta por un exoesqueleto aglutinado o secretado llamado testa, concha o caparazón (Boersma 1985). Son individuos fagótrofos de ambientes casi exclusivamente marinos; su distribución es amplia, tanto batimétrica como geográfica y este grupo tiene tanto especies planctónicas (datan del Jurásico y habitan en las capas superficiales de la columna de agua) como bentónicas (datan del Cámbrico y habitan el bentos marino, epi e infaunalmente) (Boltovskoy, 1965; Sen Gupta *et al.*, 1996; Corliss, 1985; Corliss y Silva, 1993; Sen Gupta, 1999), cuyos caparazones tienden a ser más resistentes que los de los planctónicos (Douglas, *et al.*, 2007) aunque pueden ser afectados igualmente por procesos de dilución y disolución de carbonatos (Zachariasse *et al.*, 1984).

Los FB, son considerados como uno de los grupos más diversos de microorganismos con caparazones en los océanos modernos con alrededor de 900 géneros actuales distribuidos en 16 órdenes (Loeblich y Tappan, 1987). En el Golfo de México se han reportado 981 especies, de las cuales 35 son endémicas (Sen Gupta *et al.*, 2009).

Su distribución está asociada a diversos factores que afectan las condiciones promedio del fondo oceánico, como son: Batimetría (Bandy, 1956; Phleger, 1964a; Bandy y Kelvin, 1964; Ingle *et al.*, 1980); masas de agua (Ingle *et al.* 1980); materia orgánica y productividad (Altenbach y Sarnthein, 1989; Caralp, 1989; Loubere, 1991, 1994, 1996, Jorinsen, 2007); competencia y predación (Jorinsen, 1999) y contenido de oxígeno disuelto en el agua de fondo (Phleger y Soutar, 1973; Bernhard, 1986; Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990; Sen-Gupta y Machain-Castillo, 1993; Kaiho, 1994, 1999; Loubere, 1994, 1996, Gooday, 1994; Alve y Bernhard, 1995; Bernhard *et al.*, 1997; Jorinsen, 2007; Douglas, *et al.*, 2007).

En ambientes con poco oxígeno disponible (ZOM) se ha observado que los FB desarrollan testas delgadas, parcial o completamente transparentes, frágiles, porosas y pequeñas (Phleger, 1964 a y b; Douglas, 1979; Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990; Bernhard, *et al.*, 1997).

Se ha observado que las faunas que dominan estos ambientes son poco diversas y abundantes (Douglas, *et al.*, 2007) y los géneros comúnmente dominantes son: *Bolivina*, *Cassidulina*, *Uvigerina*, *Pseudoparrella (Epistominella)* y *Suggrunda* (Phleger y Soutar, 1973; Douglas, 1979; Linsley, *et al.*, 1985; Quinterno y Gardner, 1987; Pérez-Cruz, 1989; Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990; Kennett e Ingram, 1995; Bernhard, *et al.*, 1997, Arellano-Torres, 2001), *Buliminella* y *Globobulimina* (Ingle *et al.*, 1980), entre otros.

Bernhard *et al.* (1997), reportan la tolerancia de FB vivos a diferentes concentraciones de oxígeno disuelto (de 0.5 a 0.02ml/l), en el agua de fondo de la Cuenca de Santa Bárbara, California. De mayor a menor concentración de oxígeno, las especies se ubicaron en el siguiente orden:

*Uvigerina juncea*, *Suggrunda eckisi*, *Loxostomum pseudobeyrichi*, *Bolivina argentea*, *Trochamina pacifica*, *Bolivina pacifica*, *Bolivina seminuda*, *Buliminella tenuata*, *Chilostomella ovoidea*, *Spiroplectammina earlandi* y *Nonionella stella*. Esto ha permitido definir con mayor certeza los ambientes recientes y antiguos en los que se desarrollaron las especies.

En el Pacífico Mexicano, Walton (1955), reportó que las poblaciones vivas (teñidas con rosa de bengala) de la bahía Todos Santos, B.C., las cuales se agruparon en 4 asociaciones por su distribución geográfica y profundidad (de 0 a 1080 m) señalando que, en general, las poblaciones vivas y muertas tienen la misma distribución. Bandy y Arnal (1957) con muestras de la Bahía de Acapulco, encontraron cinco grupos faunísticos asociados a la batimetría: 1) fauna de 0-46 m, representada por miliolidos, *Hanzawaia nitidula* y *Nonionella* spp; 2) fauna de 151-400m (*Discorbis panamensis*, *Cassidulina minuta*); 3) fauna de 122-610 m (*Bolivina* spp y *Epistominella* spp); 4) fauna de 610-1219 m (*Bolivina plicata* y *Bulimina* spp.) y 5) 1220-1911 m (*Uvigerina proboscidea* y *U. senticosa*).

Phleger (1964) publicó una base de datos de foraminíferos vivos recolectados en el Golfo de California y Streeter (1972), procesó esos datos con un análisis de factores, para relacionar asociaciones faunísticas y ambientes. Phleger y Soutar (1973) encontraron que los foraminíferos del talud de Baja California eran pequeños y de testa delgada por el elevado consumo de oxígeno en respuesta a la alta producción orgánica. En el área dominó *Bolivina seminuda* con 71% del total de la población, en concentraciones de 0.1 ml/l de oxígeno disuelto en el agua de fondo.

Mata-Mendoza (1980) reporta que en el Sureste del Golfo de Tehuantepec, los FB son abundantes en zonas someras y dominan los grupos pertenecientes al Suborden Rotaliina, seguido de Miliolina y Textulariina, por lo que establece 3 asociaciones faunísticas vivas asociadas a profundidades de 31, 64 y 170 m. Posteriormente, Pérez-Cruz y Machain-Castillo (1990) reportan que en la plataforma continental del mismo golfo, se presentan dos asociaciones relacionadas con la profundidad y el contenido de oxígeno disuelto en el agua de fondo. 1) Plataforma media (~100 m y 0.5 a 0.3 ml/l de oxígeno) dominada por *Hanzawaia nitidula* y *Cassidulina* sp A y 2) Plataforma externa (150 a 200m y  $\geq$  0.3 ml/l de oxígeno) compuesta por *Bolivina* spp y *Epistominella bradyana*.

Machain Castillo *et al.*, (2006) reportan FB vivos (teñidos con rosa de bengala) y no vivos a profundidades de 40 a 1200m. Se encontraron ~100 especies en el área (70% tolerantes a la hipoxia) distribuidas en 3 asociaciones: 1) *Bolivina seminuda* (70 a 750m;  $>$  1ml/l de oxígeno); 2) *Hanzawaia concentrica*, asociación de plataforma interna, con más de 1ml/l de oxígeno y 3) *Pseudoparella (Epistominella) bradyana* (800 a 1200m; de 0.1 a 0.8ml/l de oxígeno).

En estudios paleocanográficos, en la Cuenca de Santa Bárbara, Kennett e Ingram (1995) reportan que durante el UMG (condiciones óxicas) usualmente domina el género *Epistominella* junto con los géneros *Nonionella* y *Cassidulina*. Durante los intervalos de poco oxígeno como el Holoceno los taxa típicos son *Bolivina* y *Suggrunda* y en el YD, los FB son *Bolivina argentea*, *B. spissa*, *B. tumida* y en menor proporción *Uvigerina peregrina curticosta* y *Buliminella tenuata*. Durante el YD la diversidad de FB es intermedia entre las asociaciones del UMG y del Holoceno y aparece el género *Epistominella* consistentemente y ocasionalmente el género *Uvigerina* es abundante.

Cannariato *et al.* (1999), asocian con el UGM y YD a los géneros *Epistominella*, *Nonionellina* y *Rutherfordoides*; y especialmente en el YD los géneros que dominan son *Epistominella* y *Uvigerina*. Estos autores consideran a los géneros *Uvigerina*, *Oridorsalis*, *Cassidulina* y *Nonionella* como de condiciones intermedias o subóxicas (0.3 a 1.5 ml/l de oxígeno) y a los géneros *Bolivina*, *Bulliminella* y *Globobulimina* como disóxicos y relacionados con el Holoceno y sedimentos laminados.

En el golfo de Tehuantepec, Arellano-Torres (2001) analizó la distribución de foraminíferos planctónicos y bentónicos en un núcleo a 240 m de profundidad, en la zona de la surgencia encontrando que la composición de foraminíferos bentónicos a lo largo de toda la columna sedimentaria es típica de una ZOM, en la que domina *Bolivina* spp, *Epistominella* spp. y *Pseudoparrella bradyana*.

Machain-Castillo *et al.* (2004) reportaron que las asociaciones de foraminíferos bentónicos indican variaciones de oxígeno en la ZOM del Golfo de Tehuantepec de 240 a 750m, probablemente debido a la presencia e intensidad de las surgencias. Durante el Holoceno y la deglaciación se presentan asociaciones similares a las actuales representadas por *Bolivina seminuda*, indicando condiciones hipóxicas, mientras que durante el UMG especies como *Pseudoparrella bradyana* sugieren condiciones de mayor contenido de oxígeno.

En la zona influenciada por la Corriente de California los valores máximos de concentración de carbonatos (evaluados con los foraminíferos bentónicos *Bolivina* y *Uvigerina* y fragmentos de los foraminíferos planctónicos *Globigerina* y *Neogloboquadrina*) se encuentran durante estadales y durante los eventos cálidos (con alto contenido orgánico) se genera disolución debido a una mayor productividad superficial (Ortiz *et al.*, 2004).

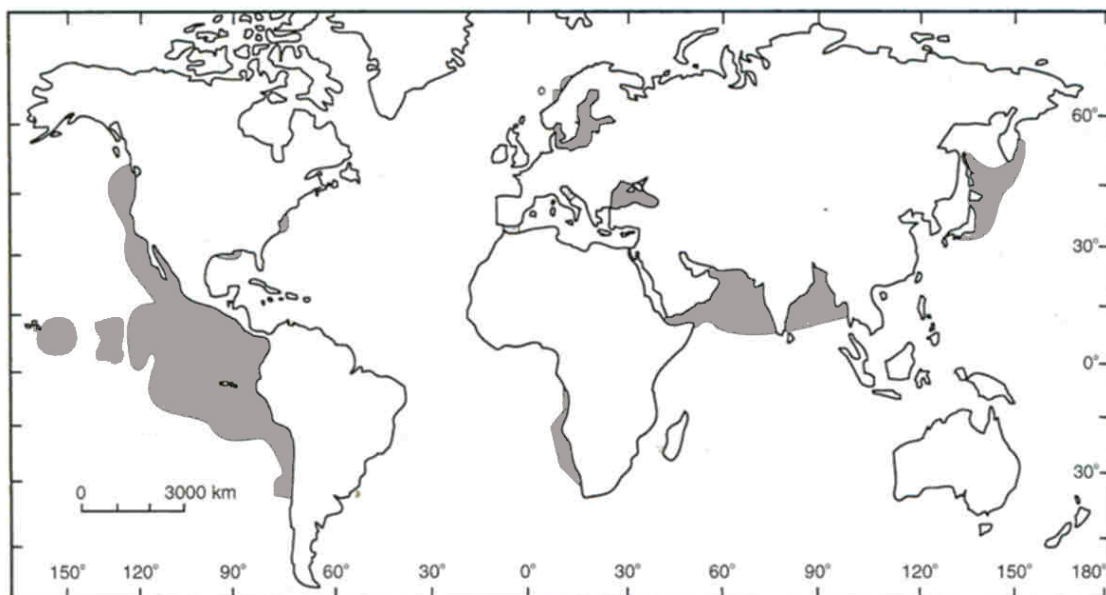
### **Zonas de Oxígeno Mínimo**

El oxígeno disuelto en el océano no permanece constante y dependiendo del contenido de oxígeno disuelto en el agua de fondo, los ambientes pueden clasificarse en anóxicos: ausencia de oxígeno (Bernhard y Sen Gupta, 1999; Sarmiento *et al.*, 1988); hipóxicos:  $>0.2$  ml/l (Kamykowsky y Zentara, 1990); disóxicos de 0.1 a 1.0 ml/l y óxicos: con más de 1.0 ml/l (Bernhard y Sen Gupta, 1999).

En diferentes partes del mundo existen zonas de oxígeno mínimo ( $>0.5$  ml/l de oxígeno) (Levin, 2003), que pueden ser extensas e hipóxicas como en el Pacífico Este (Kamykowsky y Zentara, 1990) (Fig. 2). Estas áreas generalmente se localizan de 150 a 800 m de profundidad (Ingle, *et al.*, 1980; Ganeshram y Pedersen, 1998), aunque en zonas como el Golfo de Tehuantepec se encuentran desde los  $\leq 75$  m de profundidad (Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990).

En el Pacífico Mexicano, la ZOM varía latitudinalmente y cambia su extensión dependiendo de la profundidad y la distancia a la costa (Lozano y Briones, 1981; Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990; Ganeshram *et al.*, 1995; Gardner y Dartnell, 1995; Ganeshram y Pedersen, 1998; Hendrickx, 2001); a 200m de profundidad el contenido de oxígeno es  $\leq 0.2$ ml/l (Pichevin *et al.*, 2010).

La ZOM también puede cambiar temporalmente debido a variaciones climáticas que modifiquen la posición e intensidad de las surgencias, (Gardner y Hemphill-Haley, 1986; Anderson *et al.*, 1987; Keigwin y Jones, 1990; Dean *et al.*, 1994; Behl y Kennett, 1996; van Geen *et al.*, 1996; Gardner *et al.*, 1997; Lyle *et al.*, 2000; van Geen *et al.*, 2003; Ivanochko y Pedersen 2004). Esto a su vez definirá la alta o baja productividad primaria del área (contenido de Corg), la tasa de sedimentación (Gardner y Dartnell, 1995) y la demanda biológica de oxígeno (Dean *et al.*, 1997); aunado a los efectos locales que responden a la estacionalidad, los cambios en la dirección del viento, nivel del mar, o a la presencia de aguas poco ventiladas (Hendy y Kennett, 1999; Hendy *et al.*, 2004) entre otras.



**Figura 2.** Distribución global de las Zonas de Oxígeno Mínimo, donde el oxígeno es  $\leq 0.2\text{ml/l}$  (modificada de Kamykowsky y Zentara, 1990).

Otro aspecto que es relevante mencionar es la relación entre la ZOM y los sedimentos laminados. Estos últimos solo se preservan cuando el contenido de oxígeno disuelto en el agua de fondo es  $\leq 2\text{ml/l}$  (Douglas *et al.*, 2007) o  $\leq 0.1\text{ ml/l}$  de oxígeno (Cannariato *et al.*, 1999), lo que impide que organismos de la macrofauna perturben las capas de sedimento acumuladas. Por ello, los sedimentos laminados pueden indicar que existe una ZOM, pero no todas las ZOM tienen sedimentos laminados, ya que esto dependerá del contenido de oxígeno.

Durante los periodos glaciares e interglaciares se ha reportado que la ZOM se modificó, tanto vertical como horizontalmente, como consecuencia de cambios atmosféricos, ventilación termohalina, (von Rad *et al.*, 1995; Rogers, 2000) y por la variabilidad de las surgencias y la productividad oceánica (Reichart *et al.*, 1998; Levin *et al.*, 2002).

En el Pacífico Tropical Este, los sedimentos laminados en general se preservan durante periodos cálidos como el Holoceno, época en la que se registran altos contenidos de Corg, asociados a periodos donde las surgencias son más intensas (Gardner y Hemphill-Haley, 1986; Anderson *et*

*al.*, 1987; Keigwin y Jones, 1990; Dean *et al.*, 1994; Behl y Kennett, 1996; van Geen *et al.*, 1996, 2003; Gardner *et al.*, 1997; Lyle *et al.*, 2000; Douglas, *et al.*, 2007).

En el Pacífico mexicano, la relación entre sedimentos laminados, épocas cálidas, altos contenido de carbón y una ZOM con menos oxígeno, no es una regla estricta, ya que también se han observado sedimentos no laminados durante el Holoceno en algunas secuencias sedimentarias de Mazatlán dentro de la ZOM (Ganeshram y Pedersen, 1998; Ganeshram *et al.*, 1995, 2000, 2002). Esto puede cambiar debido a la profundidad, a la tasas de depositación, al aporte de materia orgánica, o a características topográficas del fondo, como se han observado en cuencas cerradas de Santa Barbara, Santa Monica, Soledad, Magdalena y Guaymas e incluso en el margen de Mazatlán a diferentes profundidades (van Geen *et al.*, 2003).

### **Carbono Orgánico**

La acumulación de la materia orgánica en los sedimentos puede variar en cantidad y tipo, dependiendo de la estacionalidad, la productividad primaria, la profundidad de la columna de agua a través de la cual es exportada, la tasa de sedimentación, el potencial redox (Rühlemann, *et al.*, 1999), por cambios en la intensidad, extensión vertical y horizontal de la ZOM (Emerson y Hedges, 1988) y por variaciones en la oxigenación de las masas de agua que circulan en el océano (circulación termohalina) (von Rad *et al.*, 1995; Rogers, 2000). Estas modificaciones a su vez dependen de factores climáticos y oceanográficos, por lo que el registro del Corg en los sedimentos puede reflejar no solo la productividad, sino las condiciones ambientales y climáticas durante su depósito (Lyle *et al.*, 1988; Berger y Wefer, 1990).

En términos generales, los sedimentos de la plataforma continental están enriquecidos en Corg, mientras que en las partes más profundas (talud y zona abisal) el contenido es menor (Lyle *et al.*, 1992).

En las ZOM, el flujo de Corg hacia el fondo parece ser mayor que en aguas mas oxigenadas (>1.0 ml/l), atribuido a que la tasa de oxidación disminuye (Levin y Gage, 1998). En el sedimento que está en contacto con la ZOM, generalmente se acumula gran cantidad de Corg y su degradación puede disminuir por la baja concentración de oxígeno (Wishner *et al.*, 1995; Levin, 2003) favoreciendo el incremento de carbono y nitrógeno en el sedimento (Levin, 2003). Esto aparentemente indica que la acumulación de sedimentos ricos en Corg están generalmente asociados a una elevada productividad primaria y ambientes con poco oxígeno en el fondo ((Wishner *et al.*, 1995; Levin, 2003; Killops y Killops, 2005).

A escalas temporales de periodos glaciares e interglaciares, las concentración de Corg en los sedimentos pueden variar indicando cambios climáticos y paleocceanográficos destacando las surgencias como uno de los principales procesos reguladores del aporte de Corg al sedimento (Müller y Suess, 1979, Ganeshram *et al.*, 1995; Ganeshram y Pedersen 1998; Kirst *et al.*, 1999; Henty *et al.*, 2004; Douglas, *et al.*, 2007; Ortiz *et al.*, 2004; Sánchez y Carriquiry 2007 a y b).

En el Pacífico Norteamericano, desde la frontera entre California y Oregon (42°N) hasta Mazatlán, el contenido de Corg en los sedimentos, en general, es menor durante el UMG (18 ka) que durante el Holoceno y el EIM 3 (Lyle, 1992; Gardner *et al.*, 1997; Dean *et al.*, 1997; Ortiz *et al.*,

2004; Dean *et al.*, 2006, Sánchez y Carriquiry 2007b, Dean W., 2007) debido a una menor productividad asociada a la ausencia o baja intensidad de surgencias.

En Mazatlán, en los últimos 140 ka, durante los periodos cálidos (EIM 3 y 1) se registraron laminaciones, asociados a elevadas concentraciones de Corg, lo que indicó que la ZOM se intensificó y tuvo menor cantidad de oxígeno. Durante los periodos fríos (EIM 2 y 4), las condiciones fueron inversas y el contenido de oxígeno aumentó (Ganeshram y Pedersen 1998; Ganeshram *et al.*, 1999 y 2000).

También en estudios previos en el golfo de Tehuantepec (Thunell y Kepple, 2004), se reportó que la tasa de acumulación de masa de Corg en la secuencia sedimentaria fue mayor durante el Holoceno, que durante el EIM 2.

### **Carbonato de Calcio (CaCO<sub>3</sub>)**

En el océano, la producción máxima de carbonatos, se encuentra en áreas tropicales y templadas (50°N y 50°S) con temperaturas mayores a 10 °C (Lisitzin, 1972 y Milliman, 1993). En ambientes costeros, los mayores productores de carbonatos son organismos bentónicos (moluscos, briozoarios, algas, equinodermos y corales) y en la zona pelágica son los colitofóridos, foraminíferos, y en menor proporción pterópodos y dinoflagelados calcáreos (Lisitzin, 1972).

En general, el CaCO<sub>3</sub> biogénico es un reservorio grande y reactivo del carbono (Broecker y Peng, 1987) que puede aparentemente no tener alteraciones en la columna de agua y reflejar productividad primaria (Berger *et al.*, 1982) o bien puede suceder que procesos de dilución o disolución destruyan parte del carbonato y sea menor la cantidad acumulada en el fondo (Lisitzin, 1972; Milliman, 1993, 1999; Rühlemann *et al.*, 1999). Especialmente la preservación del CaCO<sub>3</sub> en el sedimento está en función de factores como la temperatura (a mayor temperatura menor disolución); presión o profundidad (a mayor presión, mayor disolución); circulación del agua profunda (Farrell y Prell, 1991) y zonas de oxígeno mínimo (Douglas *et al.*, 2007).

La disolución puede variar por diversos factores como son : el nivel de saturación del ión carbonato -a mayor concentración, menor disolución- (Emerson y Bender, 1981; Berger *et al.*, 1988; Summehayes *et al.*, 1995; Volbers y Rüdiger 2002); la cantidad de organismos calcáreos (Volat *et al.*, 1980); la posición de la lisoclina y de la zona de compensación de carbonatos (Farrell y Prell, 1991; Weber *et al.*, 1995; Zachariasse *et al.*, 1984); el contenido de Corg -a mayor contenido de materia orgánica mayor oxidación y mayor disolución- (Emerson y Bender, 1988; Ortiz *et al.*, 2004); el flujo de materia orgánica continental (Zachariasse *et al.*, 1984) y de la productividad generada por las surgencias (Arrhenius 1952; Berger *et al.*, 1988; Emerson y Bender, 1981). Por otra parte, la dilución puede variar por diferencias en el aporte de componentes terrígenos al océano (Volat *et al.*, 1980), diferencias en la tasa de sedimentación (Bramlette, 1961; Berger, 1968; Emerson y Bender, 1981; Rühlemann *et al.*, 1999); por procesos biogeoquímicos involucrados en la formación *in situ* de otras partículas o por procesos que alteraran el depósito y el enterramiento de material en la columna sedimentaria (Farrell y Prell, 1991).

Respecto a la relación que existe entre el contenido de CaCO<sub>3</sub> y productividad, algunos autores proponen que la productividad marca el flujo de CaCO<sub>3</sub>, de Corg y ópalo que llega al fondo

(Arrhenius, 1952 y 1988; Berger, 1970 y 1978; Emerson y Bender, 1981; Chuey *et al.*, 1987 y Archer, 1991, 1996); otros que la disolución es la que marca los ciclos de  $\text{CaCO}_3$  reflejando cambios de la química de los carbonatos en la columna de agua, asociados a la circulación (Olausson, 1965; Farrell y Prell, 1989) y otros consideran que el  $\text{CaCO}_3$ , está en función de las variaciones del volumen de los hielos y del nivel del mar, ya que esto controla la circulación oceánica y el estado de preservación del  $\text{CaCO}_3$  que llega de la plataforma continental y de la cuenca oceánica directamente (Farrell y Prell, 1991).

A escalas temporales de periodos glaciares e interglaciares, las concentraciones de  $\text{CaCO}_3$ , cambian principalmente por la variación entre la disponibilidad de Corg, la disolución y la dilución (Chuey *et al.*, 1987). El Corg que generalmente aumenta en zonas de surgencia, favorece la disminución del oxígeno y la formación de un medio corrosivo en los sedimentos oceánicos que disuelven los carbonatos, por lo que al analizar los ciclos climáticos en los sedimentos oceánicos, el  $\text{CaCO}_3$  se comporta generalmente de manera antagónica al contenido de Corg. En los periodos glaciares se observa generalmente que al disminuir la disolución, la calcita (p. ej. de foraminíferos planctónicos) se preserva y refleja un alto contenido de carbonatos, mientras que en los interglaciares estas características se invierten (Thompson y Saito, 1974; Lyle *et al.*, 1988; Rea *et al.*, 1991; Weber *et al.*, 1995, Parker *et al.*, 1999). Sin embargo esto no es una regla absoluta y la concentración de la calcita cambiará dependiendo de las condiciones climáticas y de depósito particulares de cada área (Janecek *et al.*, 1984; Archer, 1991).

Estos cambios en el contenido de la calcita, pueden apreciarse en diferentes áreas del Pacifico Norte Tropical Este, donde el contenido de carbonatos, cambia latitudinalmente aparentemente en relación al contenido de Corg que llega de la superficie marina. En el margen de California, al sur de Oregon, en el EIM 2 la calcita aumenta y durante el principio del Holoceno decrece (Sancetta *et al.*, 1992). En las costas de California el contenido de  $\text{CaCO}_3$  tiende a aumentar a latitudes menores ((35°N (2 a 11.5 %), 34°N (2 a 6.5%), 33°N (3 a 38%) y a los 32°N (22 a 44%)), teniendo un alto contenido de carbonatos en general en toda la secuencia, pero con valores en ocasiones mas elevadas en periodos cálidos (Gardner y Dartell 1995). Particularmente en el sitio 1017 se encontraron preservados los carbonatos durante los periodos cálidos (Tada *et al.*, 2000), asociándose estos picos de carbonato a una elevada concentración de coccolitoforidos (Tanaka y Tada 2000) y a una abundancia de foraminíferos planctónicos, relacionadas con eventos interestadiales, el Bølling y el inicio del Holoceno (Hendy *et al.*, 2004). Durante el EIM3, los valores son mayores que en el EIM 2 y en el Holoceno de 10 a 9 mil años A.P. es donde se acumula el máximo porcentaje de carbonatos (Hendy *et al.*, 2004).

En México, se ha reportado que en el margen de Magdalena, Baja California, los valores más altos de  $\text{CaCO}_3$ , se registran durante el EIM 3 y EIM 2, mientras que en el Holoceno el contenido de calcita tiende a ser menor (Ortiz *et al.*, 2004; Dean *et al.*, 2006; Sánchez y Carriquiry 2007 a y b).

En la cuenca de Guaymas, la calcita decrece durante el B/A y en general durante el Holoceno, por lo que se sugiere que las condiciones de verano han prevalecido en el área y no las de invierno. Contrariamente, los valores de la calcita aumentan durante periodos fríos como el Younger Dryas (11.6 ka) (Fairbanks, 1990), asociado a una disminución de las surgencias (Barron *et al.*, 2004).

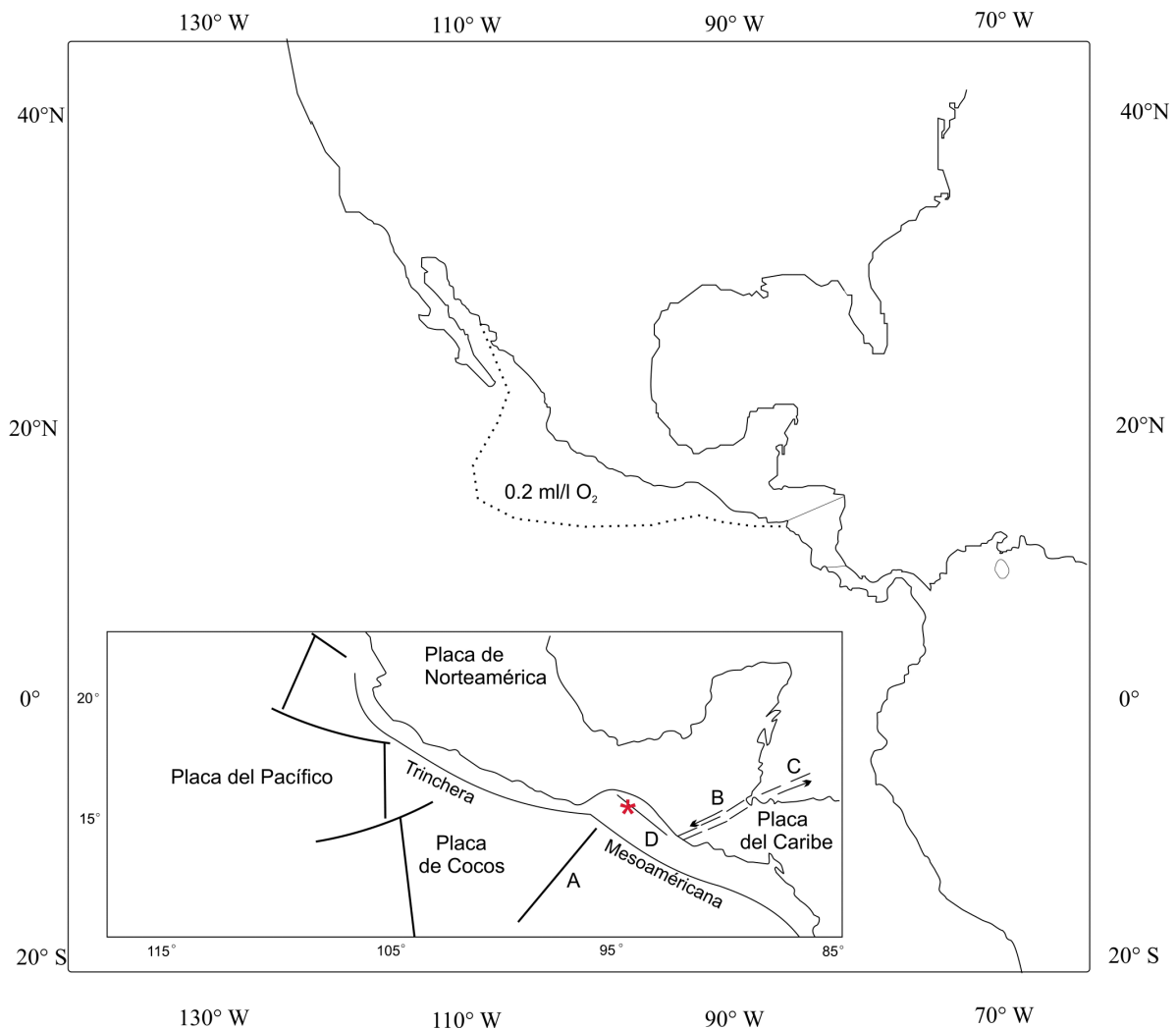
Reconstrucción Paleocanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A.P.,  
a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.

En el golfo de Tehuantepec, se ha reportado que la abundancia de testas de foraminíferos planctónicos fue menor durante el Pleistoceno tardío que durante el Holoceno, lo que implicaría mayor contenido de carbonatos en los periodos cálidos propiciados por la alta productividad biológica propiciada por las surgencias (Contreras-Rosales y Machain-Castillo, 2005).

## Descripción y Antecedentes en el área de estudio

### Localización

El Istmo de Tehuantepec ubicado en el sureste de México (Fig. 3) tiene una longitud de 200 km, desde el Golfo de México hasta el Golfo de Tehuantepec y una altitud máxima de 200 msnm., conocida como paso Chivela o la Ventosa, que es el área por donde pasan los vientos del Golfo de México al Golfo de Tehuantepec (Gallegos y Barberan, 1998; Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).



**Figura 3.** Área de estudio. Elementos morfotectónicos submarinos en el marco de las placas tectónicas que se encuentran en el Golfo de Tehuantepec (tomado de Carranza, *et al.*, 1998) A. Dorsal de Tehuantepec, B. Callamiento Motagua-Polochic, C. Fosa Caiman, D. Fractura de Tehuantepec. Concentración promedio de oxígeno en el fondo marino (línea punteada) (Pichevin *et al.*, 2010). \* Ubicación del sitio de la secuencia MD02-2523.

El Golfo de Tehuantepec se localiza al sur del Istmo, en la región tropical del Pacífico Oriental (14° 30' y 16° 12' latitud Norte; 92° 00' y 96° 00', longitud Oeste) y se considera la frontera oceánica sur de la Zona Económica Exclusiva de México que abarca 125,000 km<sup>2</sup> (Secretaría de Marina, 1978; Lavin *et al.*, 1992). En la región se ubican la Laguna Superior e Inferior, la Laguna del Mar Muerto y los ríos *Tehuantepec* y *Suchiate* que desembocan en el golfo.

## Geología

Geológicamente, el golfo está situado cerca de una triple unión (Placa de Norteamérica, Placa de Cocos y Placa del Caribe) y se ha observado que existe una fractura nominada Fractura Tehuantepec, que es perpendicular a la dorsal de Tehuantepec y paralela a la línea de costa y a la Trinchería Mesoamericana (Fig. 3), lo que sugiere una continua actividad tectónica y aparentemente parece determinar que la plataforma no esté bien desarrollada hasta los 200 m, ya que el quiebre de esta se encuentra a profundidades menores (Carranza *et al.*, 1998).

La plataforma continental mide 120 km de ancho y de extensión radial 200 km desde Salina Cruz, Oaxaca, hacia la coordenada 13° 45' N y 94° 45' W., donde se integran las provincias fisiográficas de la placa Norteamericana al NO (perteneciente al bloque continental de Oaxaca) y la placa del Caribe al SE (corresponde al bloque de la Sierra de Chiapas) (Lugo 1986).

El golfo se divide en seis zonas o subunidades fisiográficas por su batimetría: 1) *Zona de transición*: de 0 a 18 m; 2) *Plataforma interna*: de 18 a 45 m; 3) *Plataforma media*: de 45 a 100 m, y 4) *Plataforma externa*: de 100 a 250 m (extensión similar a la plataforma media, Lugo 1986); en esta área se encuentran el Banco Oaxaqueño a 175m y el Chiapaneco a 170 m de profundidad (Carranza *et al.*, 1975); 5) *Talud superior*: de 250 a 400 m y 6) *Talud Continental*: De 400 a 3,000 m, (Lugo, 1986).

En el área se han reportado tres antiguas líneas de costa a 45 m, 75 m y 130 m, probablemente marcados por la eustática postglaciar y por el cambio provocado durante el UMG (Boumaggard *et al.*, 1998).

## Sedimentología

Al Este de la plataforma continental se distribuyen principalmente arenas lodosas de color oscuro (Carranza-Edwards, 1987). Cerca de las lagunas costeras existen grandes extensiones de lodos arenosos en aguas someras, producto del importante aporte de sedimentos lagunares hacia la plataforma (Morales de la Garza, 1990).

Los constituyentes terrígenos de la fracción gruesa del sedimento del golfo (también comunes en sedimentos litorales), son: cuarzo, feldespatos, fragmentos de roca, material vegetal y minerales accesorios (ilmenita, magnetita, zircón y olivino, entre otros). Los constituyentes más abundantes son el cuarzo (de 70 a 90 m es abundante y después de esa profundidad disminuye) y los restos biogénicos. Dentro de los componentes microfaunísticos calcáreos, abundan foraminíferos, micromoluscos, ostrácodos, briozoarios y restos de conchas (Morales de la Garza y Carranza-Edwards, 1995), de los silicios dominan restos de diatomeas y radiolarios, ambos indicadores de alta productividad biológica (Molina y Martínez, 1994).

Otra característica importante del golfo de Tehuantepec es la formación de minerales de fósforo, asociados frecuentemente a zonas de alta productividad y que en el área se encuentran incluidos en braquiópodos, crustáceos, huesos y dientes de vertebrados. El fósforo en los sedimentos marinos, constituye en promedio 0.05% (cerca de la costa) y 0.14% en sedimentos de mar profundo. Las rocas que contienen más del 19.5% de  $P_2O_5$ , son definidas como fosforitas y si tienen más del 7.8% rocas fosfáticas (Chester, 1990). En Tehuantepec se ha reportado que el fósforo se presenta entre 0.3 a 8.0 % y en algunas zonas como el Banco Chiapaneco hasta 18.5%. La distribución y concentración de fosforita en sedimentos superficiales tiene una relación con la concentración de oxígeno del agua de fondo y. La concentración de oxígeno en la columna de agua, muestra un patrón de distribución con valores altos en la superficie y un gradual descenso, con valores alrededor de 0.5 ml/l a los 100m y de 0.4ml/l a 200m. En las áreas con abundante fosforita la concentración a 100m es de 0.14 a 0.21 ml/l y en el fondo de 0 a 0.1ml/l, lo que confirma que la concentración de fosforita aumenta en áreas de mínimo oxígeno (Carranza-Edwards, *et al.*, 1989).

Por lo que respecta a materia orgánica, se han reportado concentraciones de 0.5% a 5% de los 150 a los 200m. El contenido de carbonatos oscila de 0 a 71% siendo mayor en las zonas profundas, lo que se correlaciona significativamente con el fósforo. Esto sugiere el proceso de una sustitución parcial del carbonato por fluorapatita, lo que se asocia a bajas concentraciones de oxígeno del agua circundante y la existencia de foraminíferos parcialmente sustituidos (Carranza-Edwards, *et al.*, 1989).

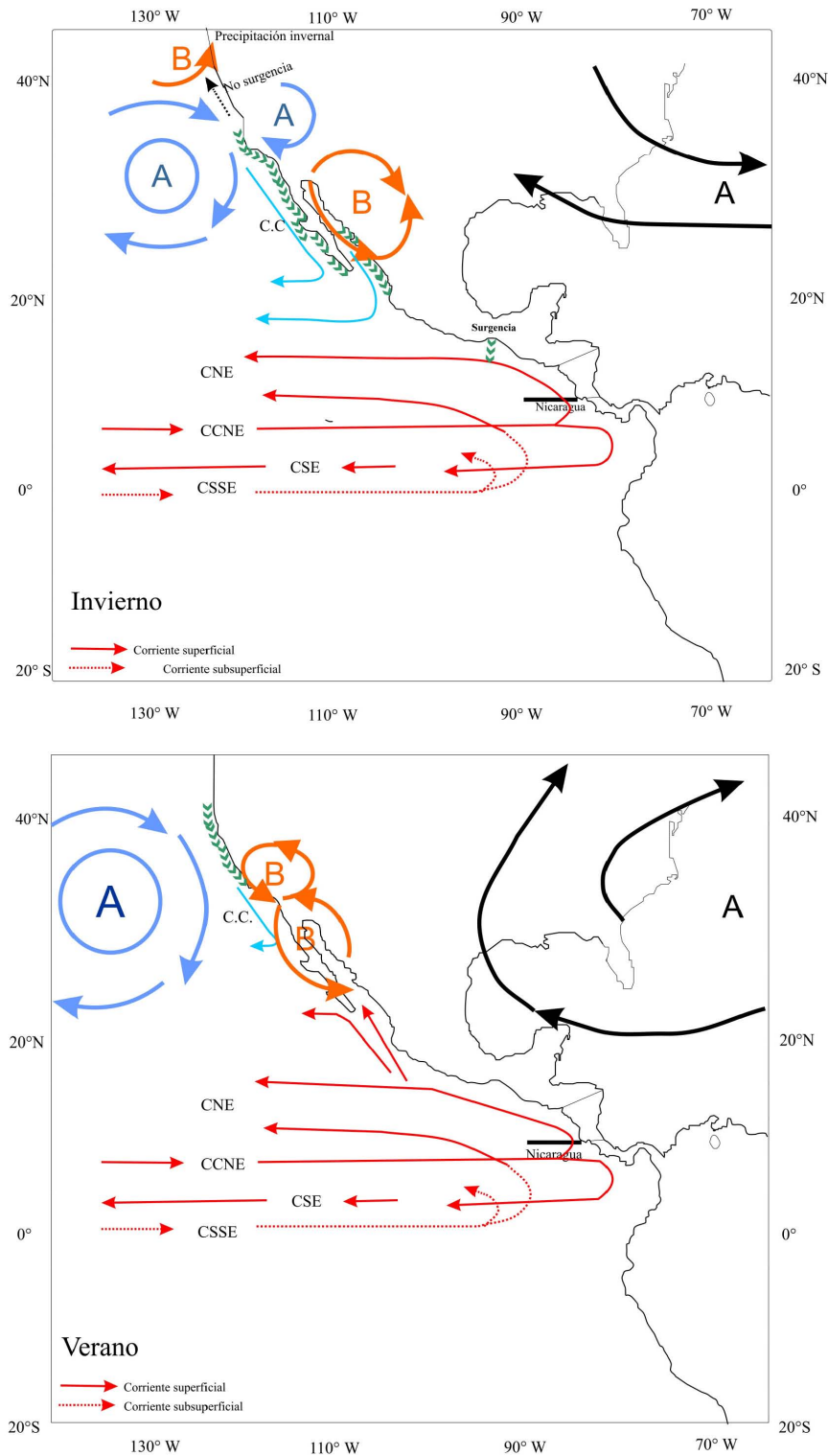
### **Tasa de sedimentación**

En el golfo se han reportado tasas de sedimentación de 0.4 mm/año en el W (15° 39.04 N; 95°16.83 W) (Arellano-Torres, 2003); en el núcleo MD02-2520 (15° 40.0 N, 95° 18.0 W) la tasa de sedimentación promedio es de 0.96 mm/año (Blanchet, 2006), y esta varía en la deglaciación y UMG a 0.67 mm/año y en el Holoceno la tasa es de 1.25 mm/año (Contreras-Rosales 2008).

### **Sistema de Circulación Atmosférico**

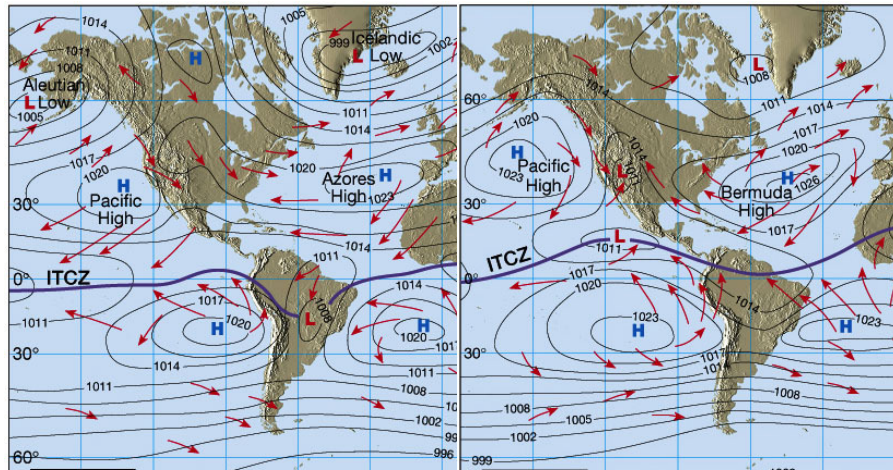
Regionalmente, de Estados Unidos a México, en su costa oeste, los cambios en la ubicación e intensidad de los vientos, dependen de la celda Subtropical del Pacífico Norte (PNSt, alta presión) y la celda de baja presión de las Aleutianas de la cual se desprenden pequeñas celdas continentales; (Ganeshram y Pedersen (1998), llaman celda Mexicana a la que se ubica en el norte de México) (Fig. 4). Estas celdas de manera general, se mueven hacia el sur en invierno (38°N), hacia el norte en verano (hasta 40° N), modificando el sistema de circulación superficial marina (Mangelsdorf *et al.*, 2000; Huyer, 1983) afectando los periodos de surgencia en ciertas regiones del Pacífico tropical (Münchow, 2000; Winant y Dorman, 1997).

Reconstrucción Paleoceanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A.P.,  
a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.

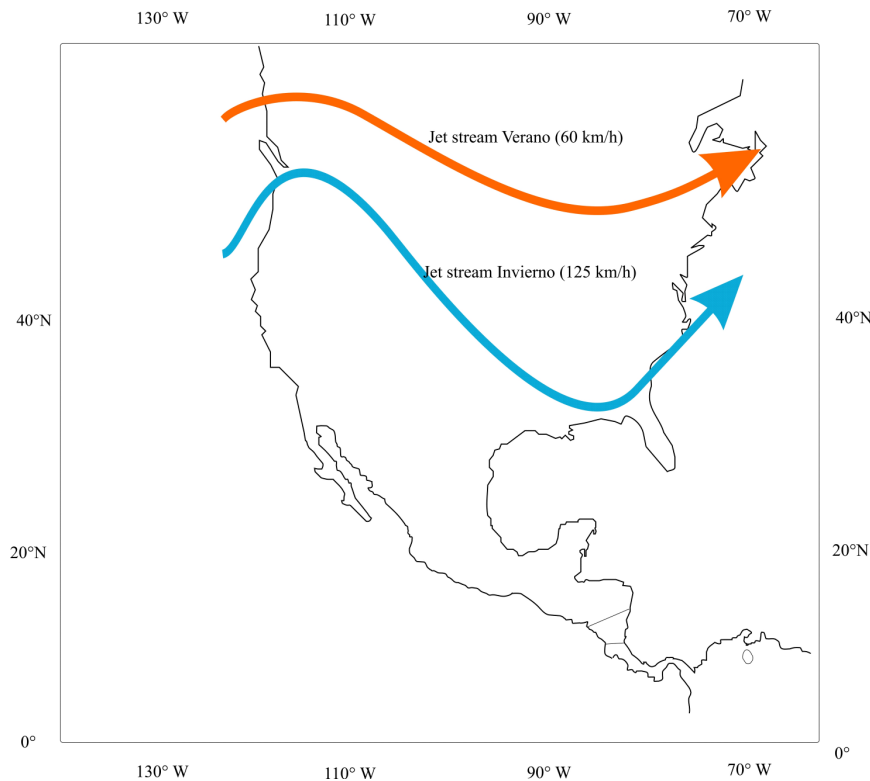


**Figura 4.** Posición de las celdas de alta (A) y baja (B) presión atmosférica durante las épocas de invierno y verano (modificado de Huyer, 1983; Ganeshram y Pedersen, 1998; Mangelsdorf *et al.*, 2000, Dean *et al.*, 2004; Wejnert *et al.*, 2010). Corriente de California (CC), Corriente Norecuatorial (CNE), Contracorriente Norecuatorial (CCNE), la Corriente Surecuatorial (CSE), Corriente Subsuperficial del este (CSSE).

En el Atlántico, se encuentra la celda de alta presión Azores/Bermuda (Fig. 5) que se desplace dependiendo de la ubicación del “Jet Stream” (Lewis 2003; Courtenay y Davis, 2007), (Fig. 6). Aunado a esto, el patrón de circulación en el Pacífico Tropical, también es regulado por el desplazamiento latitudinal del sistema de vientos Alisios y de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) que cambia su posición dependiendo de la época del año (Badan, 1997; Trasviña y Barton, 1997).



**Figura 5.** Ubicación de las celdas de alta y baja presión y posición de la Zona de Convergencia Intertropical durante enero (izquierda) y julio (derecha) en el Continente Americano.



**Figura 6.** Ubicación del “Jet stream” durante verano e invierno.

La dinámica atmosférica que afecta el Golfo de Tehuantepec, responde al patrón de circulación en el Pacífico Tropical Este (PTE), que es regulado por el desplazamiento latitudinal del sistema de vientos Alisios y de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Badan, 1997; Trasviña y Barton, 1997). En invierno y primavera, los vientos Alisios del E son intensos y llegan hasta los 9° N, lo que marca la cercanía de la ZCIT al ecuador (Molina-Cruz y Martínez-López, 1994) y en verano-otoño los Alisios del NE llegan a los 18° N y la ZCIT se encuentra en su posición más al norte (Badan, 1997; Trasviña y Barton, 1997), afectando al golfo y causando lluvias.

Asimismo, la circulación del Golfo de Tehuantepec tiene una estrecha relación con el Golfo de México, donde se generan los vientos conocidos como “Nortes”, que provienen de los centros de alta presión atmosféricos anticiclónicos de origen polar que se forman en Alaska y el noroeste de Canadá. Los “Nortes”, al desplazarse hacia el sur, pasan por el Golfo de México, donde la atmósfera es más cálida y al cruzar el Istmo de Tehuantepec los vientos cambian, se intensifican y en esta zona son llamados “Tehuantepecanos” (Hurd 1929; Parmenter 1970; Roden 1961), o “Tehuanos” (Álvarez *et al.* 1989; Trasviña *et al.* 1995). Estos vientos generan una surgencia en el Golfo de Tehuantepec, por lo que se modifica la circulación y las características termohalinas de la columna de agua durante el invierno. Los nortes duran de 3 a 5 días y se presenta en intervalos de 10 a 15 días. Su intensidad varía por la duración de frentes fríos y por gradientes térmicos entre el aire frío y el aire caliente que es desplazado (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

Los “Nortes” se presentan en invierno y en primavera (de octubre a abril principalmente), con una velocidad promedio de 27 km/h. También se presentan vientos del este, noreste y oeste, esta última dirección con mayor frecuencia en los meses de primavera. La rapidez de los vientos Tehuanos, frecuentemente excede los 20m/s (en promedio 10 m/s) en el norte o cabeza del Golfo de Tehuantepec (Hill, 1969; Stumpf, 1975) y su influencia es de 200 km de ancho y 500 km hacia mar adentro (McCreary *et al.*, 1989).

En general se ha observado que las surgencias tienen un tiempo de respuesta de aproximadamente 36 horas y la circulación producida se restringe a la capa superficial, por encima de la termoclina. Durante la surgencia, la temperatura superficial del agua a lo largo de la dirección del viento es de aproximadamente 6 °C más baja que la de las aguas cercanas. El ancho de la zona hacia el sur es de 500km. La temperatura superficial en el área de surgencia, varía inversamente con la velocidad del viento y desciende hasta los 17° o 22° C con una anomalía de la temperatura superficial del océano de hasta 10° C (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

Los “Nortes” en el Golfo de Tehuantepec la surgencia costera con una elevación en la termoclina del lado este del eje del viento y un giro anticiclónico en su lado oeste. Esto indica que se encuentran tres regímenes hidrográficos: a) giro anticiclónico en el oeste del golfo, b) régimen central afectado por los vientos que generan surgencias y c) régimen del este, menos afectado por los vientos del norte (Lavin *et al.*, 1992; Robles Jarero y Lara-Lara, 1993).

La termoclina permanente es somera, debido a que la capa de mezcla oscila de 10 a 30m de profundidad (Wyrski, 1964; Monreal-Gómez y Salas de León, 1998), o 50m (Trasviña y Barton, 1997), misma que disminuye de octubre a diciembre a menos de 10m. Durante el paso de un frente frío, se forma un domo en el E del golfo, asociado a una corriente anticiclónica intensa que se forma en el W del golfo. La circulación por efecto de los vientos del N, se caracteriza por la

formación de un giro cálido anticiclónico de aproximadamente 200km de diámetro en el W del golfo y por un débil giro ciclónico en el E (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

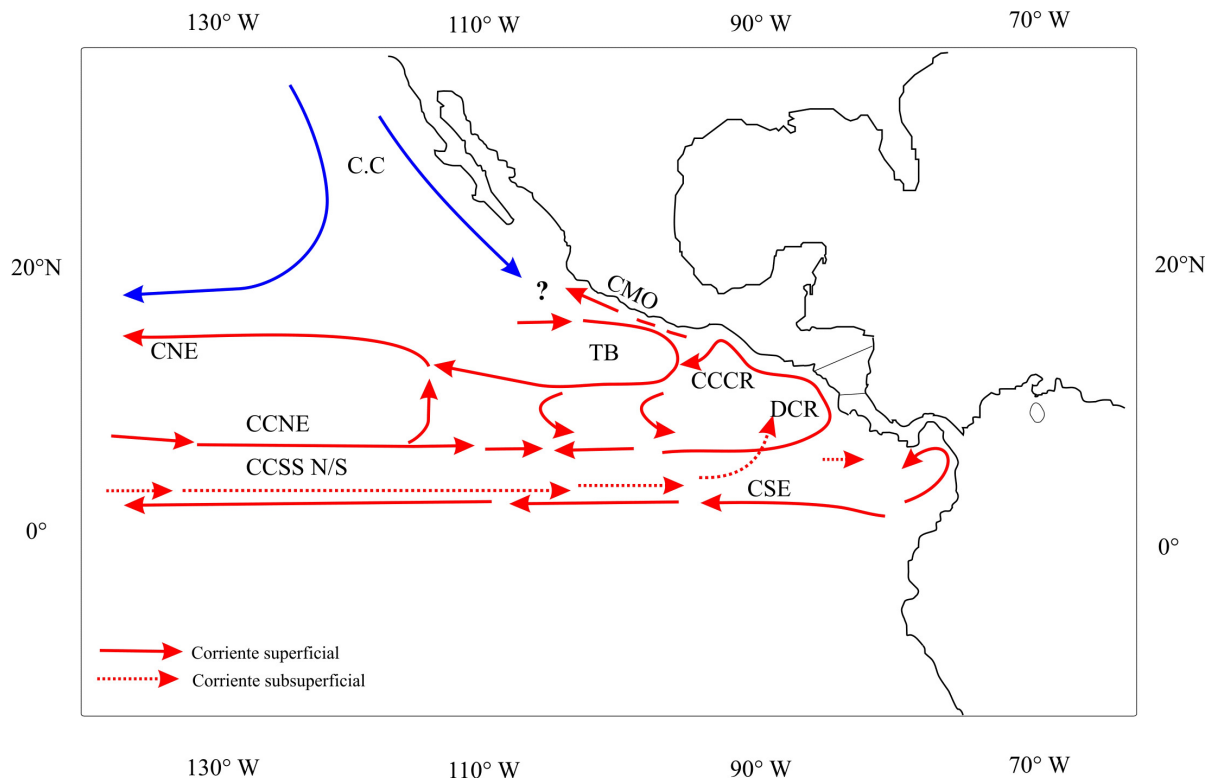
Durante marzo, los Tehuanos son menos intensos (10 a 15 m/s) que en el invierno, pero son frecuentes hasta abril (Romero y Zavala, 2003). En el verano, de mayo a octubre y época de lluvias, los vientos que soplan del este son débiles y ocasionalmente se observan vientos fuertes por el paso de huracanes (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998). Más específicamente, en mayo y junio, la velocidad en promedio es la mínima que se alcanza en el año (4.3 a 7.4 m/s) y en julio se ha observado que la intensidad del viento puede aumentar (12.3 m/s en promedio), probablemente debido a que la celda “alta Bermuda” ubicada a los 23° W, se desplaza hacia el oeste, generando un gradiente de presión atmosférica entre el golfo de México y el gofo de Tehuantepec (Romero y Zavala 2003).

### **Circulación oceánica**

El patrón de circulación en el Pacífico Tropical Este (PTE) influye en la dinámica del Golfo de Tehuantepec a través de los vientos Alisios y ZCIT (Trasviña y Barton, 1997; Badan, 1997). La circulación oceánica superficial en el PTE, está dominado por la Corriente de California (CC), la Corriente Norecuatorial (CNE), la Contracorriente Norecuatorial (CCNE), la Corriente Surecuatorial (CSE), la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) (Wyrtki, 1965), Corriente Mexicana del Oeste (CMO), Contracorriente Subsuperficial Norte/Sur (CCSSN/S), “Tehuantepec bowl” (TB) y el Domo de Costa Rica (DCR) (Kessler, 2006), (Fig. 7).

En invierno y primavera, los vientos Alisios del este son intensos aproximadamente hasta los 9° N, por lo que la ZCIT está en el ecuador y la CCE no llega a las costas de América central. La CCCR se desvía hacia el W, por la dirección NW de los vientos Alisios. La CC llega al sur de los 15° N alimentando la CNE que entra solo en la parte W del golfo de Tehuantepec en las capas subsuperficiales, formando un frente oceánico al encontrarse con el agua de la surgencia (Molina-Cruz y Martínez-López, 1994).

En verano y otoño los Alisios del NE llegan a los 18° N y la ZCIT se encuentra en su posición más al norte. La CCE se ubica aproximadamente a los 90° W, definiendo el domo de Costa Rica y alimentando la CCCR que fluye hacia el NW a lo largo de la costa y entra al Golfo de Tehuantepec (Badan, 1997; Trasviña y Barton, 1997).



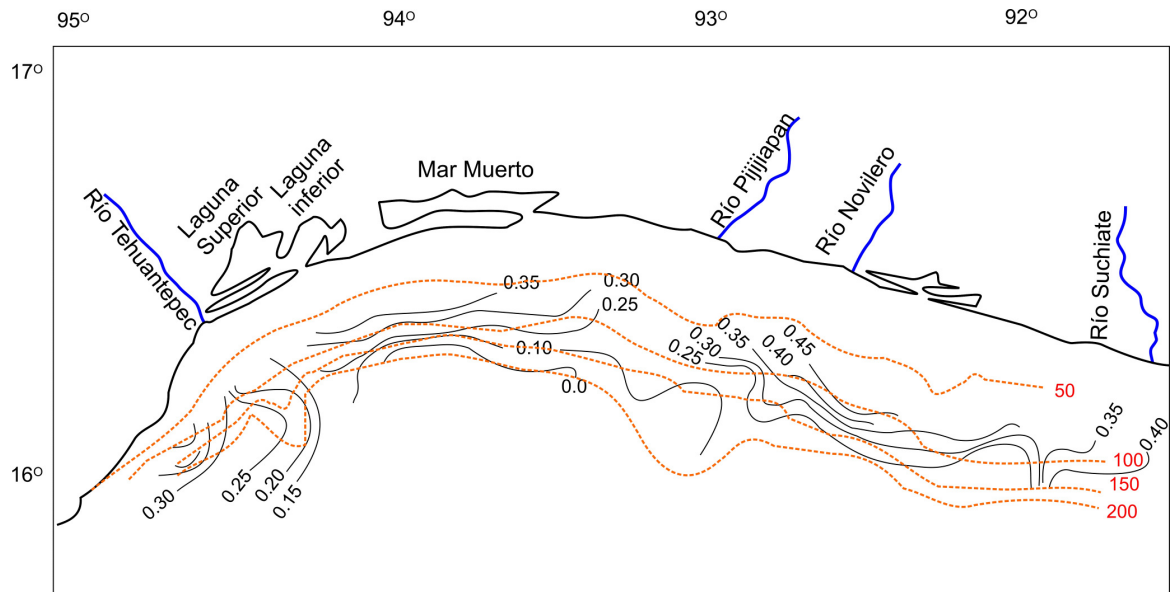
**Figura 7.** Esquema de la circulación en el Pacífico Tropical este (después de Wyrski, 1966) con datos actuales. Las siglas indican el nombre de las corrientes y se refieren en el texto. El signo de interrogación, indica la región en la que la interconexión de las corrientes se desconoce.

### Temperatura, Salinidad y Oxígeno

La temperatura superficial varía debido a la intrusión de Agua Superficial Subtropical que genera cambios anuales de aproximadamente 5° C. En invierno la temperatura promedio es de 17° C y en verano varía entre 28 y 30° C (Gallegos y Barberán, 1998).

La distribución vertical de la salinidad tiene un máximo de 38 y un mínimo de 27.2 para la región costera (Gallegos y Barberán, 1998; Vázquez, *et al.*, 1998).

Los valores de O<sub>2</sub> disuelto en la superficie son cercanos al porcentaje de saturación (4.0–5.0 ml/l), a los 50 m son de 1.0 a 3.4 ml/l; de 75 a 100 m, base de la capa de mezcla de la columna de agua son  $\geq 0.5$  ml/l. En la plataforma externa y el talud (200 a ~800 m), los valores oscilan de 0.0 a 0.5 ml/l. Las isolíneas de O<sub>2</sub> son paralelas a la costa, menos en los bancos donde las líneas se desvían y aumentan los valores, probablemente debido a la menor profundidad y a cambios en la circulación del agua, causados por la geomorfología de los bancos (Cline y Richards, 1972; Pérez-Cruz, 1989; Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990; Machain-Castillo *et al.*, 2006), (Fig. 8).



**Figura 8.** Batimetría (líneas anaranjadas) y contenido de oxígeno disuelto (ml/l) en el agua de fondo (modificado de Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990).

## Masas de Agua

*Agua Superficial Ecuatorial (ASE).* Localizada de 20 a 50m de la superficie (De la Lanza, 1991), alcanza excepcionalmente los 100m de profundidad y se ubica en el borde austral de la CCE (Badan, 1997). La temperatura supera los 25° C y la baja salinidad (<34 ups) es producto de que la precipitación excede la evaporación (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998). En invierno e inicio de la primavera se encuentra a 70 m, mientras que en el resto del golfo se encuentra a 35-40 m, decreciendo el espesor de la masa de agua hacia la costa (Machain *et al.*, 2008).

### *Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt).*

Se desarrolla principalmente en el Pacífico Sur y puede llegar hasta los 20° N en el Pacífico Tropical (De la Lanza, 1991). El agua se introduce al golfo principalmente en verano y otoño a través de la Corriente Costera de Costa Rica (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998) y en invierno e inicio de la primavera la masa de agua ocupa la capa subsuperficial hasta los 470m en el centro del golfo y 430 m a los lados (Machain *et al.*, 2008). El límite inferior se ha observado a 500m en la isoterma de los 9°C y parece tener una variación estacional (Torres-Orozco, 1993). La temperatura varía entre 15° y 28° C y su salinidad de 35 a 36 (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

### *Agua de la Corriente de California (ACC).*

El Agua Superficial de la Corriente de California se origina en altas latitudes y viaja hacia el sur, llegando a formar parte de la CNE (De la Lanza, 1991). Durante el invierno y primavera se ha detectado en la parte occidental del Golfo de Tehuantepec; es de baja salinidad (<34.00 ups) y baja temperatura (12° a 18° C) (Molina-Cruz y Martínez-López, 1994).

*Agua de la Corriente Norecuatorial (ACN)*, mencionada en Wyrski (1967), como *Agua de la Corriente de California (CC)*. Esta masa se forma al incrementarse la temperatura y salinidad del ACC y del ASE del Pacífico Este (De la Lanza, 1991). En Tehuantepec se ha localizado en la porción más occidental del golfo (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

*Agua Intermedia del Pacífico (AIP)*.

Se encuentra de 500 a 1200m de profundidad (Lavin *et al.*, 1995, 1997), tiene poco oxígeno, 34.5 ups y 5° C (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998). En Tehuantepec se encuentra hasta los 1200 m al oeste y de 600 a 900 m en el resto del golfo (Machain *et al.*, 2008).

El *Agua Profunda del Pacífico (APP)* ocupa de los 1200m a las capas más profundas (Machain *et al.*, 2008) y su salinidad es de 34.60 a 34.70 y la temperatura de 1 y 2° C. En general se encuentra fuera de la región mexicana y entra en las zonas más profundas por flujo horizontal y mezcla a gran escala.

Datos hidrológicos registrados en el Golfo de Tehuantepec, durante las campañas oceanográficas PACMEX III (principios de abril de 2000) y TEHUA I (junio de 2003), indican que el Agua Profunda del Pacífico, el Agua Intermedia del Pacífico, el Agua Subsuperficial Subtropical y el Agua Superficial Ecuatorial cambian su extensión vertical en la columna de agua dependiendo de la presencia o ausencia de la surgencia eólica (Machain-Castillo *et al.*, 2008), (Tabla 1).

**Tabla 1.** Valores de salinidad y temperatura de las Masas de Agua registradas en el Golfo de Tehuantepec (Machain-Castillo, *et al.*, 2008).

Masa de agua	Salinidad	Temperatura °C	Extensión vertical invierno - primavera*
Agua Superficial Ecuatorial (ASE)	< 35.0	> 18	70 m al W 35-40m resto del golfo
Agua Subsuperficial subtropical (ASS)	34.5 < S < 35	9 < T < 18	de subsuperficie a 470 m en el centro 430 m a los lados
Agua Intermedia del Pacífico (AIP)	34.5 < S < 34.8	4 < T < 9	hasta 1200 m al W 600-900 m en el resto del golfo
Agua Profunda del Pacífico (APP)			ocupa las capas más profundas

### Carbono orgánico

Trabajos que evalúan la productividad primaria (PP), en el Golfo de Tehuantepec, indican que durante enero-febrero de 1989, la PP total promedio fue de 5.3 mgC/m<sup>3</sup>/h variando de 0.20 a 0.40 mgC/m<sup>3</sup>/h (Robles-Jarero y Lara-Lara, 1993). Lara-Lara *et al.* (1998) reportan que las tasas de productividad diaria tienen un intervalo de 69.1 a 1426.4 mgC/m<sup>2</sup>/día; en la región central de 782.7 mgC/m<sup>2</sup>/día; en la occidental de 967.3 mgC/m<sup>2</sup>/día y en el oriente de 340 mgC/m<sup>2</sup>/día; en la

costa los valores son mayores que fuera de ella, excepto en la región E (costa O 1426.4 mgC/m<sup>2</sup>/día; 1147.5 costa del centro 1297 mgC/m<sup>2</sup>/día; costa E 197.2, 381.9 y 413.1 mgC/m<sup>2</sup>/día).

Por lo que concierne a estudios en el pasado, Thunell y Kepple (2004) reportan que en el núcleo ME0005A 03 (15°39.04'N, 95°16.83'W) ubicado al Oeste del Golfo de Tehuantepec, la tasa de acumulación de masa de Corg, es mayor durante el Holoceno, que durante el EIM 2, durante los últimos ~ 23ka, que abarca la secuencia sedimentaria.

### **Carbonato de calcio**

No se ha reportado la concentración de carbonato de calcio para el golfo de Tehuantepec en sedimentos recientes; sin embargo, Contreras-Rosales y Machain-Castillo (2005) encontraron que la abundancia de testas de foraminíferos planctónicos y bentónicos fue menor durante el Pleistoceno tardío que durante el Holoceno, lo que implicaría un mayor contenido de carbonatos en los periodos cálidos propiciados por la alta productividad biológica derivada de las surgencias.

### **Concentración de Oxígeno y Zona de Oxígeno Mínimo**

Cline y Richards (1972) reportan concentraciones de oxígeno disuelto en la ZOM frente a México y Centroamérica de 0.1ml/l entre 200 y 800m de profundidad. Lozano y Briones (1981) reportan la parte superior de la ZOM entre 50 y 75m de profundidad frente a las costas de Guerrero. En el Golfo de Tehuantepec se han determinado concentraciones de oxígeno disuelto de 0.5 a 0.0 ml/l, entre 75 y 800m de profundidad (Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990).

En la ZOM del golfo de Tehuantepec, se tiene registro de que durante casi todo el Holoceno aumentaron los contenidos de Corg (Thunell y Keple 2004) y las tasas de denitrificación (transformación de nitritos y nitratos en nitrógeno, en presencia de poco oxígeno (0.2 ml/l) (Pichevin *et al.*, 2010), generando un ambiente de poco oxígeno. Particularmente, en uno de las secuencias de estudio, previo a uno de los eventos más cálidos (Bølling-Ållerød -B/A- 14.7-11.7 ka, Alley *et al.*, 1993; Cronin 1999) se encontraron sedimentos laminados y una elevada concentración de metales traza (molibdeno y cadmio) (Hendy y Pedersen, 2006), indicando una disminución en la concentración del oxígeno. Esto generalmente sucede durante el propio B/A en otras partes del Pacífico Norte, como en California. Esta variación en la señal climática no es clara, debido probablemente a que en Tehuantepec convergen vientos y masas de agua del Hemisferio Norte y Sur, generando condiciones distintas que no se acoplan a otras regiones (Hendy y Pedersen, 2006; Pichevin *et al.*, 2010).

### **Foraminíferos Bentónicos**

Pérez-Cruz (1989) y Pérez-Cruz y Machain Castillo (1990), reportan que la distribución de los foraminíferos bentónicos de la Plataforma Continental del Golfo de Tehuantepec se relaciona con la concentración de oxígeno disuelto en el agua de fondo. Se presenta una asociación de ambiente somero de 100 m con valores de oxígeno de 0.5 a 0.3 ml/l, dominada por *Hanzawaia nitidula* y *Cassidulina* sp A y una biofacie profunda (150 a 200m, con valores menores a los 0.3 ml/l) compuesta por *Bolivina* spp y *Epistominella bradyana*.

Machain Castillo *et al.*, (2006) analizaron foraminíferos bentónicos vivos (teñidos con rosa de bengala) y no vivos a profundidades de 40 a 1200m. Se encontraron alrededor de 100 especies en el área (70% de ellas tolerantes a la hipoxia) distribuidas en 3 asociaciones. Una asociación dominada por *Bolivina seminuda* entre 70 y 750m y concentraciones de oxígeno disuelto menores a 1ml/l; una asociación de plataforma interna caracterizada por *Hanzawaia concentrica* en concentraciones de oxígeno mayores a 1ml/l y una asociación a profundidades de 800 a 1200m y valores de oxígeno de 0.1 a 0.8ml/l caracterizada por *Pseudoparella (Epistominella) bradyana*.

Arellano-Torres (2001) analizó la distribución de foraminíferos planctónicos y bentónicos en un núcleo a 240 m de profundidad, en la zona de la surgencia encontrando que la composición de foraminíferos bentónicos a lo largo de toda la columna sedimentaria es típica de una ZOM, en la que domina *Bolivina spp*, *Epistominella spp.* y *Pseudoparella bradyana*.

Machain-Castillo *et al.* (2004) reportaron que las asociaciones de foraminíferos bentónicos indican variaciones de oxígeno en la ZOM del Golfo de Tehuantepec de 240 a 750m, probablemente debido a la presencia e intensidad de las surgencias. Durante el Holoceno y la deglaciación se presentan asociaciones similares a las actuales representadas por *Bolivina seminuda*, indicando condiciones hipóxicas, mientras que durante el UMG especies como *Pseudoparella bradyana* sugieren condiciones de mayor contenido de oxígeno.

## Metodología

Como parte de IMAGES (International Marine Past Global Change Study) se llevó a cabo la campaña MONA (Marges Ouest Nord Américaines) a bordo del buque oceanográfico Marion Dufresne. En el golfo de Tehuantepec, se obtuvo con el nucleador de pistón Calipso la secuencia MD02-2523 de 18.20 m de longitud a 202m de profundidad (15° 25.74 N; 94° 14.33 W). El núcleo se dividió y rotuló en doce secciones de 1.5 m y una de 20 cm y cada sección se cortó longitudinalmente, para dejar una parte como archivo y la otra para realizar la descripción litológica, el análisis colorimétrico del sedimento (reflectancia), la medición de la susceptibilidad magnética y para la obtención de fotografías.

Para describir detalladamente la litología de la columna sedimentaria, se colectó el sedimento en cajas de acrílico transparente de 10cm de largo, 5cm de ancho y 1 cm de alto y posteriormente se radiografiaron en el Laboratorio de Radiología de la Dirección General de Servicios Médicos de la UNAM. Las placas se tomaron a partir de la sección II, debido a que la primera sección del núcleo (0-150 cm) estaba hidratada.

Después de radiografiar el núcleo, fue muestreado cada centímetro y colectado 6 submuestras; 1cm<sup>3</sup> para radiolarios, diatomeas, cocolitofóridos y para análisis isotópico; 2cm<sup>3</sup> para medir la susceptibilidad magnética; 4cm<sup>3</sup> para foraminíferos y el sedimento restante se guardó para otros análisis. Para este estudio se procesaron 90 muestras espaciadas, correspondientes a cada 20cm en la columna estratigráfica.

Para obtener las testas de los foraminíferos bentónicos, se procesó el sedimento secando, lavando y fraccionando la muestra. Primero el sedimento se deja secar al aire libre y ya seco se obtiene el peso, después se lava con agua corriente en un tamiz con apertura de malla de 63 micras (0.0625 mm; número 250 “Tyler Screen System”) y se vuelve a pesar. Con la diferencia de pesos se obtiene la cantidad de arenas y limos-arcillas.

Para detectar y evitar que las muestras se contaminen y alteren el análisis cuantitativo, el tamiz se sumerge en agua teñida con azul de metileno después de lavar cada muestra, para que el carbonato de calcio de las testas de muestras anteriores se tiñan y sean descartadas. Aunado a este proceso, los tamices se limpian constantemente con un equipo de ultrasonido.

Después de lavar y secar la muestra, generalmente ésta se divide con un cuarteador de Otto con el fin de obtener de 300 a 500 testas, debido a que se ha demostrado que este número es estadísticamente representativo ya que el número de especies susceptibles de aparecer en la muestra están contempladas. En algunas ocasiones, se revisa toda la muestra de sedimento para obtener mínimo 300 testas. Para separar las testas de la matriz de sedimento, se utiliza un pincel delgado y posteriormente se colocan en placas micropaleontológicas previamente impregnadas de goma de tragacanto, para evitar que se muevan las partículas. Por último, las especies son identificadas taxonómicamente con bibliografía especializada y se cuantifican para establecer patrones de abundancia absoluta (testas/g), relativa (%) y diversidad (Bradshaw, 1959; Bé, 1959; Bé y Hamlin, 1967; Boltovskoy, 1965; Bandy, 1961; Parker, 1962; Douglas, 1979).

## **Análisis de Factores**

Para analizar los datos, se utiliza estadística multivariada factorial, que define la estructura subyacente en una matriz de datos. Se resumen las correlaciones entre un gran número de variables, definiendo uno o varios grupos o factores. Es una técnica de interdependencia en la que se consideran todas las variables simultáneamente, cada una relacionada con todas las demás. Los dos objetivos principales del análisis factorial es resumir y reducir los datos. Esto genera dimensiones subyacentes que al ser interpretadas describen los datos con un número de conceptos más reducido que las variables individuales originales y se comprende cuáles y cuántas variables son importantes en el análisis (Hair *et al.*, 1999). El Programa utilizado fue STATISTICA 6.0 de StaSoft Inc.

Para hacer el análisis, se utilizaron los valores porcentuales de abundancia de especies, seleccionando las muestras que presentaron el 1% de abundancia, mínimo en 3 de las muestras, para eliminar aquellas con pocos individuos y tratar de uniformizar los datos. El análisis se hizo con 20 casos (especies) y 77 variables (cm del núcleo), obteniéndose los factores que representan las faunas, los eigenvalues o porcentaje acumulado y su varianza.

## **Fecha con $^{14}\text{C}$**

El fechamiento radiométrico se hizo con  $^{14}\text{C}$ , en 9 muestras con 15 mg de foraminíferos de la especie *Bolivina plicata*, en el Laboratorio Beta Analytic INC, (Florida, U.S.A.).

Para calibrar los datos de  $^{14}\text{C}$  en edades calendario Antes del Presente (A.P.) de la secuencia MD02-2523, se utilizó el modelo MARINE04 (Calib 5.0) para los datos de radiocarbono menores a 21 ka y para edades mayores, se utilizó la ecuación de Bard, *et al.*, (2004). Posteriormente, con las 5 fechas calibradas, se hizo una interpolación de los 6 a los 780 cm para hallar las fechas que estaban entre las fechas calibradas. La fórmula utilizada fue:  $y = y_a + [(y_b - y_a)(x - x_a) / (x_b - x_a)]$  donde:  $y_a$  y  $x_a$  son el primer par de valores conocidos  $y_b$  y  $x_b$  segundo par de valores conocidos. De 800-1000 cm los valores se extrapolaron para hallar un dato fuera del intervalo conocido, pero próximo a uno de sus extremos (en este caso la fecha calibrada a 780 cm).

## **Delta de Oxígeno 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ )**

Los datos de  $\delta^{18}\text{O}$ , se obtuvieron de 72 muestras (cada una con 10 testas de la especie *Bolivina plicata*) en el Laboratorio de Isótopos Estables del CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement Aix en Provence, Francia). Laurence Vidal, procesó las muestras con un Espectrofotómetro Atómico de Masas marca, Delta Advantage. Para la calibración de los datos se utilizó Pee Dee Belemnite (PDB) y los valores se obtuvieron con la fórmula:  $\delta^{18}\text{O} = 1000 [(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{estándar}}]$ .

## **Determinación de Carbono Orgánico y carbonato de calcio en Sedimentos.**

Las muestras fueron procesadas por la Dra. Ruiz Fernández A.C., en el Laboratorio de Geoquímica isotópica y geocronológica, del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Unidad Académica Mazatlán.

Para obtener el carbono orgánico, la técnica consiste en oxidar una porción de la muestra con dicromato de potasio en  $H_2SO_4$ , utilizando el calor exotérmico del ácido; posteriormente el exceso de dicromato se titula con una solución de sulfato de amonio ferroso (Páez-Osuna *et al.*, 1984).

Para evitar enmascaramientos por la tasa de sedimentación, se determinaron los flujos de Corg tomado en cuenta dicha tasa. Hay que mencionar, que entre más detallada sea la cronoestratigrafía, se definen más claramente los cambios en sedimentación. En este caso se tienen 7 edades radiométricas y las tasas de sedimentación son relativamente homogéneas entre dato y dato y los flujos reflejan esto. Sin embargo, al comparar las gráficas de % vs flujo, se observa que son prácticamente paralelas, por lo que en este caso, se pueden utilizar indistintamente.

El flujo de Corg se obtuvo con el producto de la tasa de sedimentación (cm/año) por la densidad de las arcillas del sedimento ( $2.55 \text{ g/cm}^3$ ) por el contenido de Carbón (mg/g). Flujo de MO=  $\text{mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ .

Para analizar el carbonato de calcio contenido en las muestras es sometido a un proceso de disolución con HCl. El remanente de HCl es determinado mediante una titulación con NaOH para determinar la cantidad consumida en la disolución del  $CaCO_3$ , con lo cual es posible conocer la cantidad de este compuesto contenida en la muestra de sedimento (anexo a).

## Resultados

### Fechaamiento con $^{14}\text{C}$

Los datos cronológicos de  $^{14}\text{C}$  (con su respectiva incertidumbre) sin calibrar y calibrados se muestran en la tabla 2. Las fechas que se utilizaron para la interpretación de los eventos abarcan hasta los 780 cm, (46,561 años) antes del presente (AP). A partir de los 781 cm (959-960cm) las edades caen por encima del método de  $^{14}\text{C}$ , y en otras muestras como la correspondiente a la base del núcleo (1,800 cm), el dato no se consideró para interpretar los resultados, debido a que la edad de 41, 230 años, es menor que la que se tiene a los 781 cm.

### Tasa de sedimentación

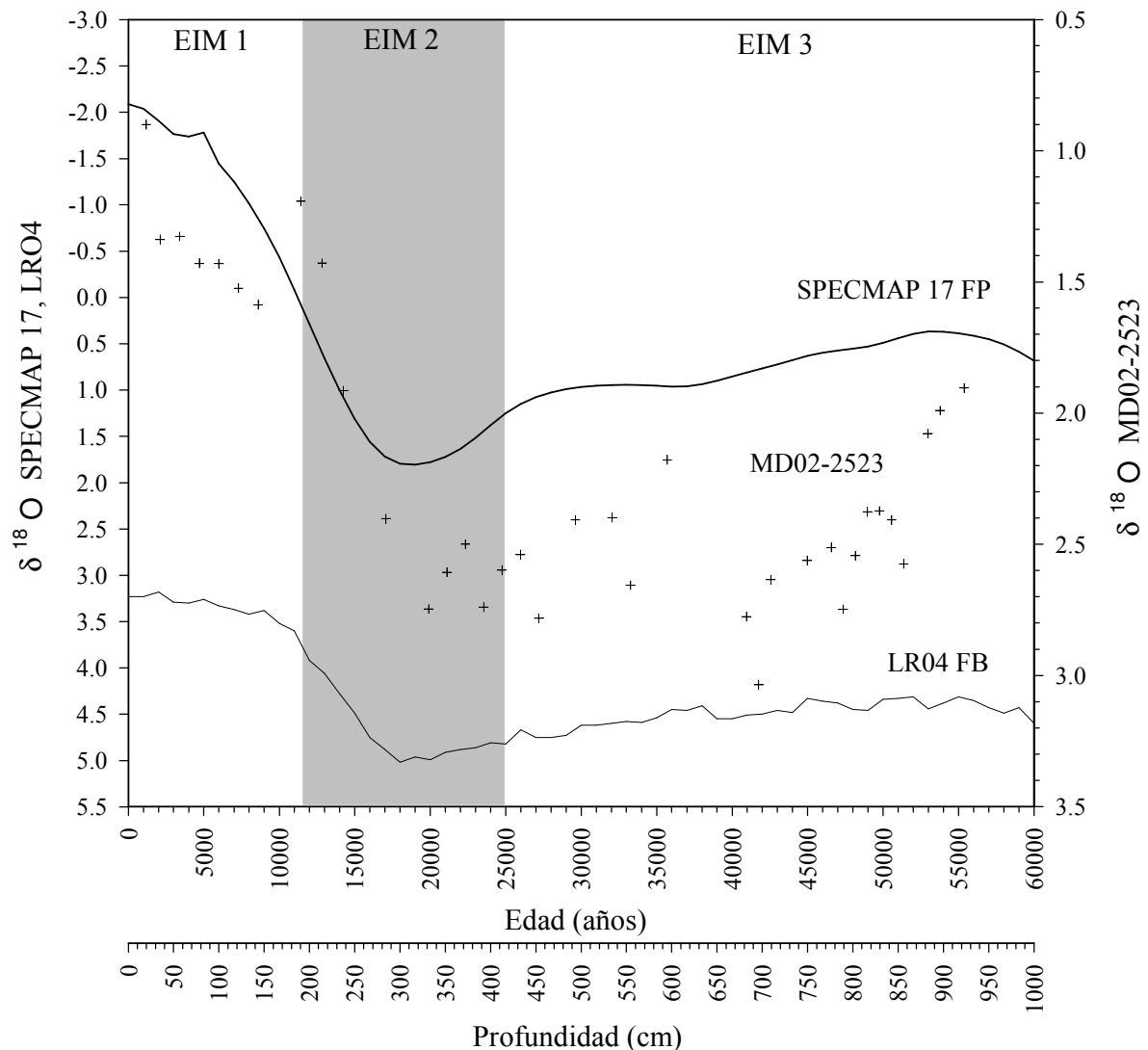
Con las fechas de  $^{14}\text{C}$ , se calculó la tasa de sedimentación hasta los 781 cm, debido a que los valores del resto del registro sedimentario son inciertos. La tasa de sedimentación varía de 0.2 a 0.14 mm/año (de la porción inferior a la superior respectivamente) (tabla 2).

**Tabla 2.** Fechas con  $^{14}\text{C}$  y tasa de sedimentación en el núcleo MD02-2523.

Profundidad (cm)	Clave Beta Analytic	$^{14}\text{C}$ Std	$\delta^{13}\text{C}$ (%)	Fechas calibradas con CALIB 5.0 y Bard <i>et al.</i> 2004 (A.P)	Tasa de sedimentación mm/año	Especie
06-07	184253	1,800 +/- 40	-480	1,195		<i>Bolivina plicata</i>
120-121	184254	8,280 +/- 50	-2.7	8,596	0.15	<i>Bolivina plicata</i>
280-281	184255	17,310 +/- 100	-2.7	19,893	0.14	<i>Bolivina plicata</i>
614-615	193629	35,520 +/- 320	-4.4	39,352	0.17	<i>Bolivina plicata</i>
780-781	193630	43,610 +/- 630	-2.7	46,561	0.2	<i>Bolivina plicata</i>
959-960	184256	>44,490	-2.8			<i>Bolivina plicata</i>
1200-1201	193631	>45,660	-4.2			<i>Bolivina plicata</i>
1640-1641	193632	>45,660	-4.7			<i>Bolivina plicata</i>
1800-1801	184257	41,230 +/- 550	-2.5			<i>Bolivina plicata</i>

### Delta de Oxígeno 18 ( $\delta^{18}\text{O}$ )

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en esta secuencia, varían de 0.901 a 3.035 ‰. En la parte inferior, (de 1,800 a 240 cm) el  $\delta^{18}\text{O}$  tiene valores de 3.035 a 2.403 ‰. En la parte superior (de 220 a 6 cm) el  $\delta^{18}\text{O}$  varía de 0.901 a 1.587 ‰. Estas secciones, con las fechas calibradas y las fechas interpoladas del  $^{14}\text{C}$ , indican que la parte inferior corresponde al Pleistoceno y la superior al Holoceno. Con el fin de corroborar la división del Holoceno Pleistoceno, el registro del núcleo MD02-2523 se comparó con los registros de  $\delta^{18}\text{O}$  SPECMAP Stack (Imbrie *et al.*, 1989, McIntyre *et al.*, 1989) y LR04 Stack (Lisiecki y Raymo, 2005) (Fig. 9).



**Figura 9.** Registro isotópico de  $\delta^{18}\text{O}$  (FB *Bolivina plicata*) en la secuencia sedimentaria MD02-2523, y registros de SPECMAP y LR04 Stack, utilizados para referenciar edades calibradas e isótopos de oxígeno del núcleo MD02-2523 y marcar la transición del EIM 1 y EIM 2.

### Descripción litológica del núcleo MD02-2523

A bordo del R/V Marion Dufresne, se hizo la descripción litológica del núcleo, observándose que en general la columna sedimentaria es limo-arcillosa de color olivo grisáceo, con zonas de sedimento de gris oscuro a negro que coinciden con la ausencia de organismos carbonatados (foraminíferos). Con los rayos X se observó que la mayor parte de la columna presenta bioturbación y algunas zonas tienen bandas tenues. Se presentan horizontes con fragmentos y conchas completas de bivalvos y capas de ceniza volcánica en los horizontes de 478 a 480 cm; 804 a 807 cm; 1048 a 1070 cm; de 1363 a 1375 cm y de 1565 a 1575 cm (Fig. 10).

Reconstrucción Paleocceanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A.P.,  
a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.

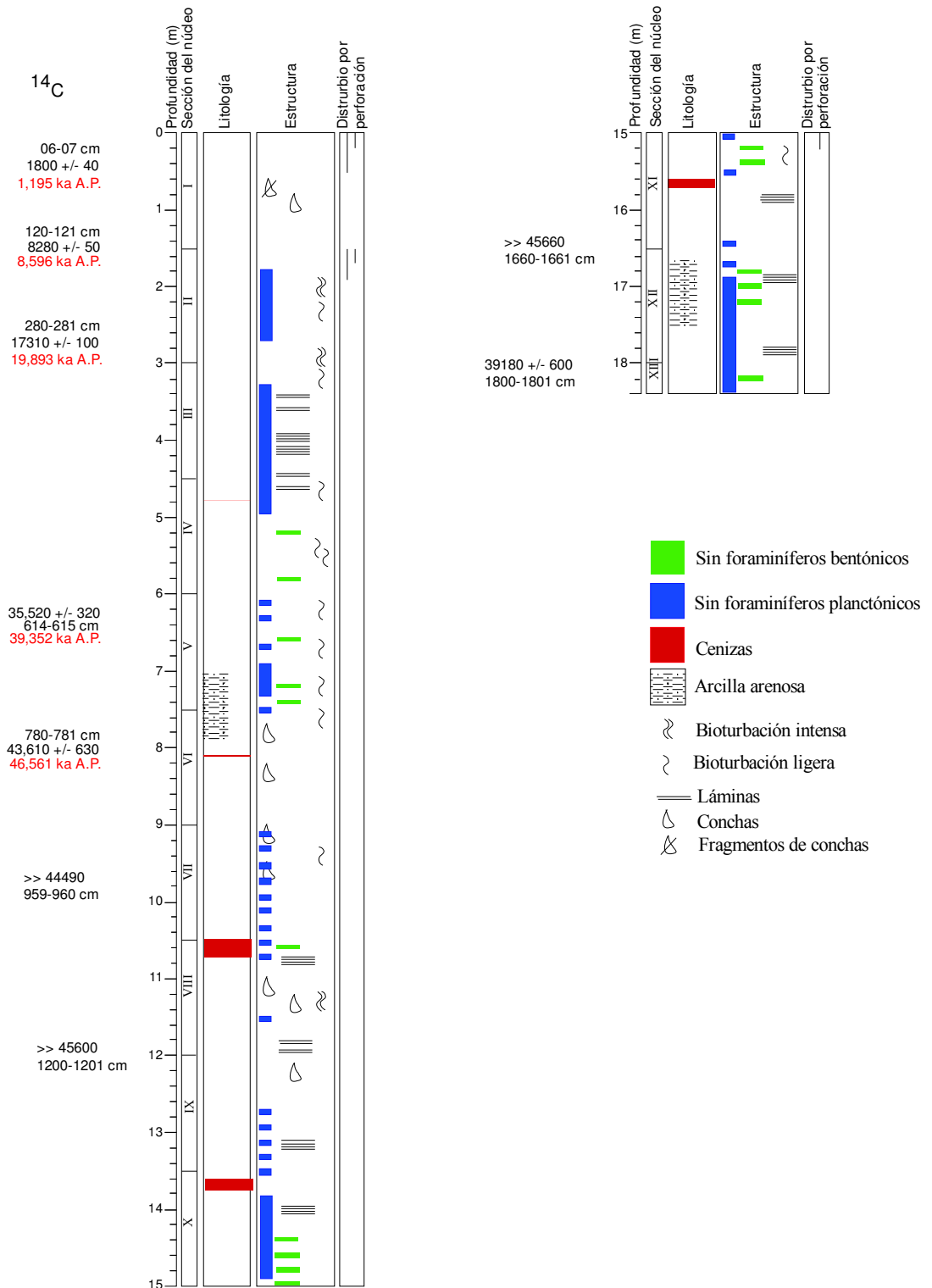


Figura 10. Núcleo MD02-2523, descripción litológica y fechas calibradas de <sup>14</sup>C (ka A.P.).

### Proporción de arenas y limos-arcillas

Con los pesos secos antes y después de lavar las muestras con los tamices de  $64\mu$ , se obtuvo la proporción de arenas y limos-arcillas (Fig. 11, anexo b). Los limos y arcillas dominan en la mayor parte de la secuencia, excepto en los cm 200-201, 440-441, 540-541 y 740-741, donde el sedimento tiene más del 62, 61 y 52 % de arena respectivamente. En estas muestras la fracción arenosa está compuesta por agregados limo-arcillosos, que no se disgregaron al lavarse, también partículas de cuarzo y mica y la fauna de foraminíferos planctónicos es escasa y muestra señales de disolución.

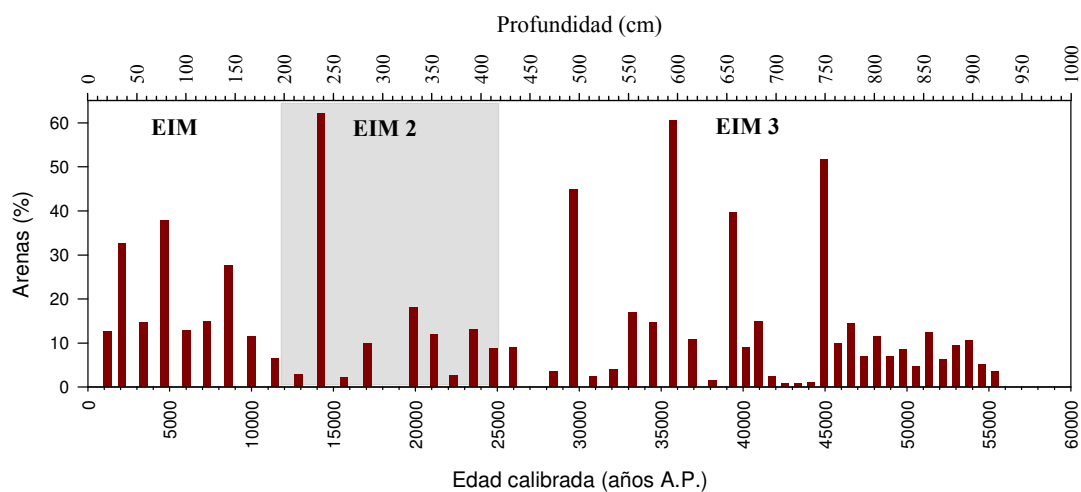


Figura 11. Porcentaje de arenas y limos-arcillas de la secuencia MD02-2523.

### Carbono orgánico

En la parte basal del núcleo (1000 a 760 cm, de ~55 a 45 ka) el porcentaje de Corg varía entre 2.66 y 6.09% con un promedio de 4.74%. De 740 a 420 cm (~45 a 28 ka) el porcentaje se eleva (3.38 - 9.68%, promedio 7.23%). Durante la mayor parte del EIM 2 (400 a 240, ~27 a 17 ka) los valores decrecen (3.40 a 6.29%, promedio 5.12%) y al final del EIM 2 (220 a 180 cm, ~16 a 12 ka) los valores aumentan de 8.14 a 8.47% (promedio 8.3%). Durante el Holoceno (160 - 6 cm) los valores van de 6.08 a 8.29% (promedio 7.26%). Durante este último periodo, se nota una ligera variación de 7.11% y 7.23% de los 160 a 140 cm, ~12.8 a 11.4 ka, periodo que corresponde al inicio del Holoceno. En la parte superior de 120 a 80 cm, ~8.5 a 6 ka, el Corg tiene 6.46% promedio y finalmente en de 60 a 6 cm ~4.7 a 1.195 ka cambia de 7.88 a 8.29% (promedio 7.89%) (Fig. 12).

### Carbonato de Calcio ( $\text{CaCO}_3$ )

En la parte basal de la secuencia (1000 a 760 cm, ~55 a 45 ka, el porcentaje de  $\text{CaCO}_3$ , varía entre 1.05 y 2.40% (promedio de 1.85%). De aproximadamente 740 a 420 cm ~45 a 28 ka, el porcentaje baja (0.01-1.77%, promedio 0.69%). Durante la mayor parte del EIM2 (400 a 260 cms, ~ 27 - 17 ka) los valores aumentan (1.92 a 3.51%, promedio 2.64%); al final del EIM 2, los porcentajes de carbonato de calcio disminuyen (220 -180 cms, 0.41 - 1.07, promedio 0.79%). En

el Holoceno el carbonato presenta una tendencia general a aumentar hasta un valor máximo de 4.22% a 80cms (~6 ka) y de ahí a la superficie del núcleo, decrece aunque mantiene valores por encima de de 2.5% (Fig. 12).

### **Foraminíferos Bentónicos**

En las 92 muestras con foraminíferos bentónicos se determinaron con bibliografía especializada, 12 géneros y 30 especies (anexo c). De cada muestra se cuantificó la abundancia absoluta y relativa de las especies (anexo d), y se estandarizaron a número de individuos por gramo (Fig. 12).

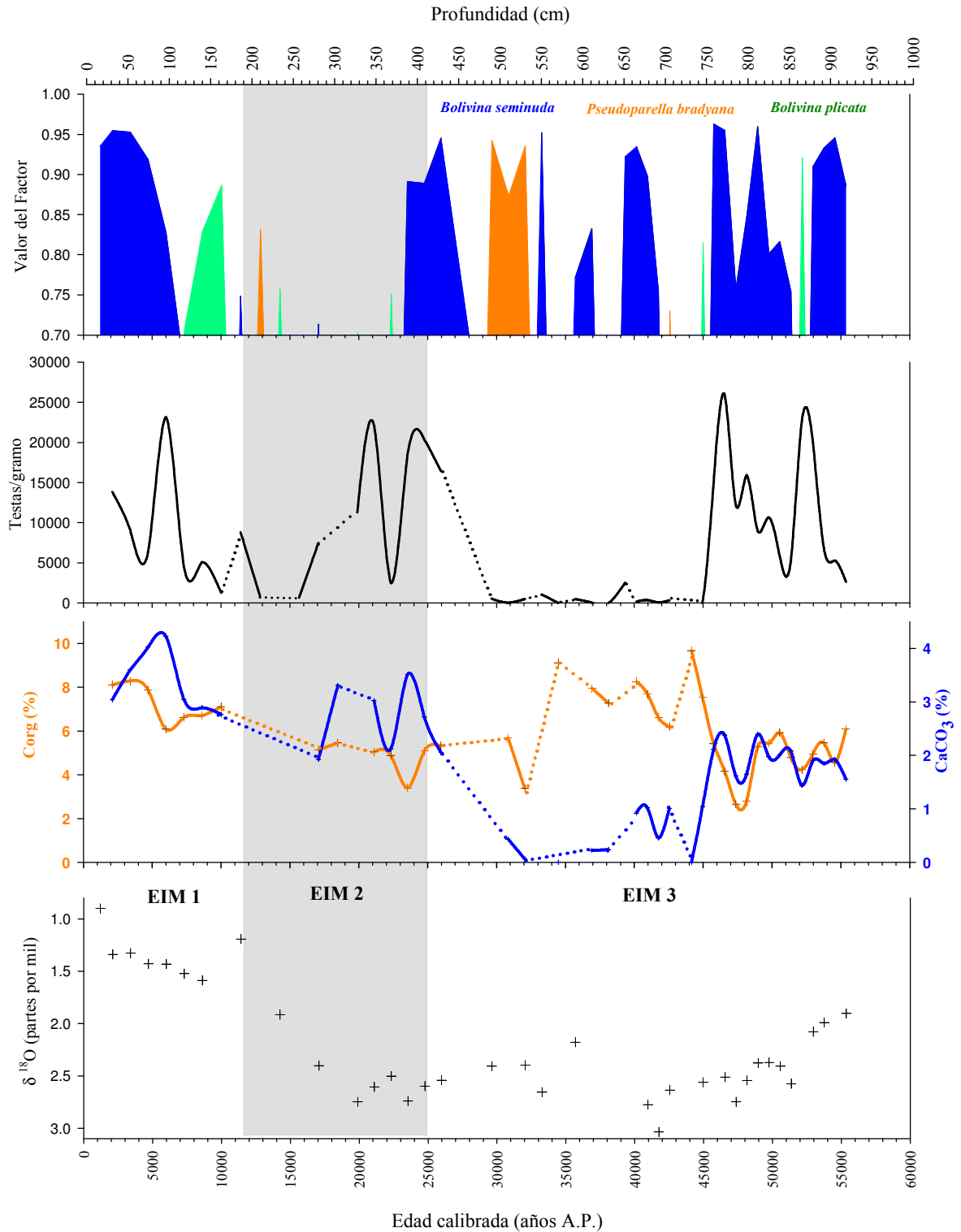
Las poblaciones de foraminíferos bentónicos, en general, tienen baja diversidad y elevada abundancia. De las 30 especies identificadas, las más abundantes (en todas las muestras) son *Bolivina seminuda*, *Pseudoparrella bradyana* y *Bolivina plicata*, que juntas constituyen el 69% de la población total (Fig. 12).

### **Análisis de Factores**

Se obtuvieron 3 factores, con una varianza acumulada del 76%; lo que significa que este porcentaje de los datos están representados en dichas asociaciones.

Los factores que resaltan o marcan las variables importantes de un conjunto de datos (factor scores), indican en este caso que las especies que sobresalen y representan 3 factores a lo largo de la columna sedimentaria son: *Bolivina seminuda*, *Pseudoparrella bradyana* y *Bolivina plicata* (anexo e). En el anexo e (inciso c), se observa la carga o peso del factor (factor loadings), que indica que asociación es la que tiene un mayor peso en determinadas secciones del núcleo (Fig. 12).

Reconstrucción Paleoceanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A.P.,  
a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.



**Figura 12.** Datos de  $\delta^{18}\text{O}$ , Corg,  $\text{CaCO}_3$ , testas de foraminíferos bentónicos y asociaciones faunísticas que definen la secuencia sedimentaria MD02-2523 (las líneas punteadas son zonas donde no existen datos). Checar gráfica de factores. No se ve bien una parte.

## Discusión

### Tasa de sedimentación y estructura sedimentaria

Las tasas de sedimentación encontradas en este núcleo (0.14 a 0.2 mm/año) son menores que las reportadas para la zona oeste del Golfo de Tehuantepec (0.4 mm/año, Arellano-Torres 2003, núcleo 3JC). Esta diferencia en las tasas de sedimentación en las dos regiones se puede explicar por la dinámica oceanográfica y el aporte de sedimentos.

La dinámica oceánica no es homogénea dentro del mismo golfo. El núcleo 3JC se encuentra directamente bajo el eje de las surgencias y es la zona de mayor concentración de clorofila (Nava-Fernández, 2009) y el núcleo de estudio se encuentra en la zona al este del eje del viento, en el giro ciclónico (Machain-Castillo *et al.*, 2008), en una zona de menor concentración de clorofila y por lo tanto de menor producción de partículas biogénicas. (Nava-Fernández, 2009); 2) El núcleo 3JC se encuentra directamente al sur de la desembocadura del Río Tehuantepec, en un área donde la plataforma continental es estrecha y el talud pronunciado, lo cual propiciaría un mayor acarreo de partículas y por ende mayor tasa de sedimentación; mientras que el núcleo de estudio, se encuentra en el centro de una amplia plataforma continental, fuera de la descarga directa de ríos; sin embargo, debido a su profundidad, el núcleo 3JC tiene menor porcentaje de arenas (5-15%) que el núcleo de este estudio (de 5 a 25%, promedio 14%).

En el núcleo de estudio, predomina la bioturbación, lo que probablemente se deba a que las concentraciones de oxígeno disuelto en el agua de fondo no fueron lo suficientemente bajas para inhibir la actividad de la macrofauna, misma que se reduce considerablemente o desaparece a concentraciones menores a 0.1ml/l, de lo cual se deduce que al depositarse los sedimentos bioturbados, la zona de estudio probablemente se mantuvo con concentraciones por encima de este valor, como se ha visto en áreas del margen de California (Cannariato, *et al.*, 1999; Levin, 2003).

### Foraminíferos bentónicos

En el núcleo de estudio, las poblaciones de foraminíferos bentónicos, en general, tienen baja diversidad y elevada abundancia. Las especies de mayor abundancia son *Bolivina seminuda*, *Pseudoparrella bradyana* y *Bolivina plicata*, mismas que al realizar el análisis de factores, caracterizan cada uno de los 3 factores o asociaciones que resultan del análisis.

La asociación o factor 1 (Fig. 12), está representada por la especie *Bolivina seminuda*, reportada como especie típica de ZOM e indicadora de ambientes subóxicos (Phleger y Soutar, 1973; Poag, 1984; Mullins *et al.*, 1985; Pérez-Cruz, 1989; Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990; Murray, 1991, 1995, 2001, 2006; Sen-Gupta y Machain-Castillo, 1993; Kaiho, 1994, 1999; Bernhard *et al.*, 1997; Machain-Castillo *et al.*, 2006). En este núcleo MD02-2523, la abundancia de esta especie es elevada con respecto a las otras especies a lo largo de todo el núcleo, lo que aparentemente indica que las bajas concentraciones de oxígeno en el fondo no han cambiado abruptamente durante los últimos 55.0 ka A. P. en la zona de la Plataforma Continental donde se ubica el núcleo, lo cual concuerda con la bioturbación generalizada en el núcleo como se comenta en la sección anterior.

El factor 2 (Fig. 12), está representado por *Bolivina plicata* cuya especie se caracteriza por tener una testa de pared gruesa con costillas y por habitar en ambientes con concentraciones de oxígeno

menores a 0.3 ml/l como en la ZOM del Golfo de California (Bandy, 1961; SCRIPPS, 1940) y Tehuantepec, donde se ha encontrado coexistiendo con *B. seminuda*. (Pérez-Cruz y Machain-Castillo 1990; Sen Gupta y Machain-Castillo, 1993; Arellano-Torres 2001, Machain Castillo *et al.*, 2006).

En la secuencia MD02-2523, *B. plicata* coincide con estratos donde el CaCO<sub>3</sub> está muy por debajo de la media, por lo que se infiere que esta especie es resistente a la disolución o que tiene una mayor tolerancia a ambientes corrosivos, por lo que en este caso podría no estar reflejando directamente variaciones en la intensidad de la ZOM.

El factor 3 está representado por *Pseudoparrella bradyana* cuya especie se ha reportado en la Plataforma Continental de Tehuantepec, en zonas con menos de 0.3 ml/l de O<sub>2</sub>, conviviendo con *Bolivina* spp (Pérez-Cruz, 1989; Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990; Machain-Castillo *et al.*, 2006) y en particular tiende a encontrarse en mayor proporción a los lados del eje de la surgencia (Machain Castillo, *et al.*, 2006).

En este núcleo la asociación de *P. bradyana* es importante puntualmente a los ~52 ka (sección fría del EIM 3); a los ~45 ka (límite entre el periodo cálido-frío del EIM3); a los ~13.5 ka (final del EIM 2 e inicio de la deglaciación) y de ~9.0 a 7.0 ka durante el Holoceno temprano (Fig. 13). Aunque en la literatura esta especie se ha reportado como más abundante durante el UMG (Kennett e Ingram, 1995; Arellano-Torres, 2001), de acuerdo con el escenario de mayor cantidad de Corg durante los periodos cálidos, relacionado con la presencia y/o intensificación de surgencias (Arellano-Torres, 2003; Contreras-Rosales, 2008) se esperaría que la cantidad de oxígeno disuelto en el agua de fondo aumentara durante el EIM 2 y que *P. bradyana* dominara esta sección. Lo que se observa es que la dominancia de esta asociación se hace más clara entre 140 y 120-100cm. (10.0 – 7.3 ka A.P.) donde se encuentran temperaturas más cálidas como se ve en el δ<sup>18</sup>O (Fig. 12). También coincide con valores relativamente bajos de carbonatos y de Corg y no como en el resto del Holoceno, donde en general predomina la asociación de *B. seminuda*, el clima es cálido, y las concentraciones de Corg y carbonatos son las más elevadas.

Las tres especies que dominan los factores en la columna de estudio coexisten bajo las condiciones actuales del Golfo de Tehuantepec, desafortunadamente hasta la fecha no se ha determinado el intervalo de tolerancia de oxígeno de cada una de estas especies, por lo que es difícil discernir si los cambios de abundancia en el núcleo se deben a sutiles variaciones en la concentración de oxígeno, o si quizá son otros los eventos o factores a los que están respondiendo los individuos.

Con base en los resultados obtenidos en esta secuencia y a los estudios de la distribución de foraminíferos en otros registros sedimentarios en el área (Arellano-Torres, 2001; Arellano-Torres, 2003 y Contreras-Rosales 2008), se puede proponer que la fauna de FB encontrada en el núcleo estudiado, indica que las condiciones en el fondo han permanecido subóxicas, con valores cercanos a los actuales (de 0.25 a 0.3 ml/l), aunque el cambio en la dominancia de las asociaciones, particularmente la de *P. bradyana* sugiere la existencia de pulsos de un pequeño incremento de oxígeno en algunos periodos fríos del EIM 3 y 2 e inicio del EIM 1. El aumento en la concentración de oxígeno disuelto en el agua de fondo durante el UMG sería consistente con la

reducción de surgencias reportada por Ganeshram y Pedersen, 1998; Arellano-Torres (2001, 2003), Ortiz *et al.*, (2004) y Contreras-Rosales- (2008) y con el descenso en el nivel del mar, lo cual dejaría al sitio de estudio dentro de la plataforma interna y presumiblemente mejor oxigenada, aunque al juzgar por las poblaciones encontradas, el cambio en oxigenación no fue muy drástico y la zona se mantuvo disóxica ya que de lo contrario se presentaría la dominancia de especies tales como *Hanzawaia* spp y *Cassidulina* sp A que viven bajo condiciones óxicas actualmente en el Golfo de Tehuantepec (Pérez-Cruz, 1989; Pérez-Cruz y Machain Castillo, 1990 y Machain Castillo *et al.*, 2006).

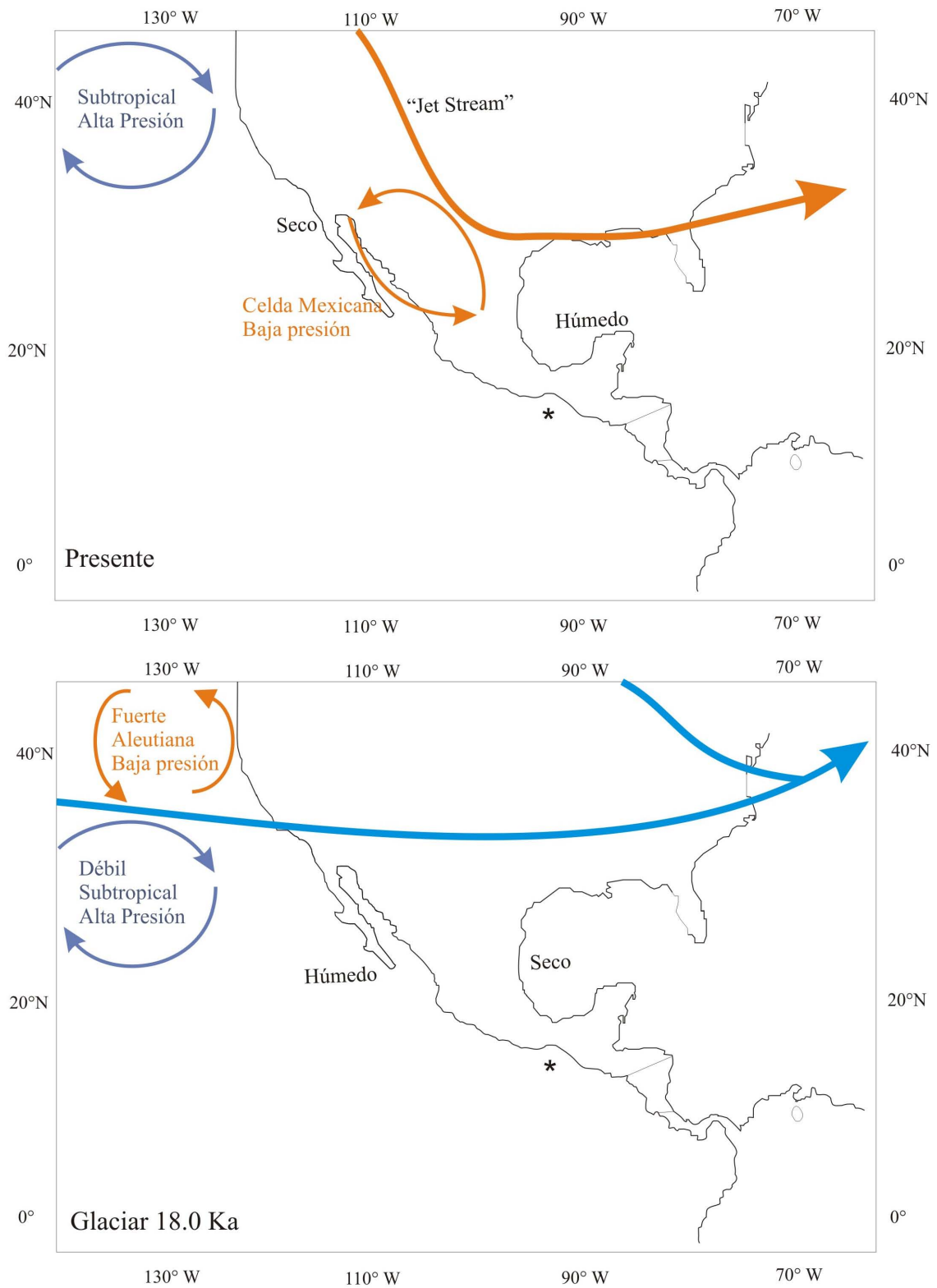
### **Carbono Orgánico**

El Corg presenta oscilaciones en los diferentes EIM. De manera general el Corg aumenta en los períodos cálidos (EIM 3 y Holoceno) y disminuye en los fríos (EIM 2), con excepción de la mitad inferior del EIM 3 en que la concentración de Corg en los sedimentos es similar a la del EIM 2. Lo anterior concuerda con la presencia de surgencias durante los estadios cálidos, la cual induce mayor productividad orgánica y en consecuencia mayor aporte de Corg a los sedimentos.

Cambios en el contenido de Corg, donde se nota una tendencia al incremento en periodos cálidos y un decremento en los fríos, también se han observado en el Pacífico Norteamericano, desde 42°N hasta Mazatlán (Lyle, 1992; Gardner *et al.*, 1997; Dean *et al.*, 1997; Dean *et al.*, 2007; Ganeshram *et al.*, 1995, 199, 2000; Ortiz *et al.*, 2004; Dean *et al.*, 2006, Sánchez y Carriquiry 2007b, Dean W., 2007) y en el Golfo de Tehuantepec (Arellano-Torres, 2003; Thunnell y Kepple, 2004) asociándose a una mayor productividad debido a la presencia de surgencias durante los períodos cálidos.

Modelos climáticos del UMG (COHMAP members, 1988), muestran que la topografía del casquete de hielo de la Laurentida, modificó la circulación de los vientos al cambiar la posición de las celdas de vientos (Fig. 13). La posición hacia el sur y el debilitamiento de la celda subtropical de alta presión generó el debilitamiento de los vientos que en la actualidad propician la CC y las surgencias en las costas de California y Baja California inhibiendo las surgencias en el sur de Norteamérica y el Norte de México. Asimismo, la presencia de la Laurentida generó la bifurcación y el cambio en la posición del “jet stream” y de los casquetes de hielo, lo cual modificó la posición y debilitó los vientos que en la actualidad producen los “Nortes” y “Tehuanos” con lo cual disminuyeron o desaparecieron las surgencias y declinó la productividad durante los periodos fríos en el Golfo de Tehuantepec (Fig. 13).

Reconstrucción Paleocceanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A.P.,  
a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.



**Figura 13.** Circulación atmosférica durante el presente (arriba) y durante el UMG (abajo) (Modificado de COHMAP, 1988 y Ganeshram y Pedersesn 1998).

No obstante, éste patrón no siempre es claro. Estudios previos en el golfo de Tehuantepec (Thunell y Kepple, 2004, núcleo 3JC), reportan que la tasa de acumulación de masa de Corg en la secuencia sedimentaria fue mayor durante el Holoceno, que durante el EIM 2 de manera similar a lo que ocurre en la secuencia en estudio; sin embargo, en el núcleo MD02-2520 colectado en la misma zona que el 3 JC (15° 40.0 N, 95° 18.0 W) Contreras –Rosales (2008) reporta que el porcentaje de Corg no muestra exactamente la misma tendencia, ya que durante el lapso comprendido entre ~20.0 y 18.0 ka se registran altas tasas de acumulación de masa semejantes al valor máximo del Holoceno. La autora concluye que esta discrepancia puede deberse a la resolución de la cronología o probablemente a la metodología empleada. Cabe destacar que a pesar de la cercanía entre ambos núcleos, sus tasas de sedimentación son diferentes (98cm/ka en promedio para el MD02-2520 vs 40-70cm/ka para el 3 JC). Lo anterior puede ser un indicador de que el aporte hacia ambos sitios no es el mismo, probablemente debido a la complejidad oceanográfica y a la topografía submarina del área que provoca que en la zona de colecta del núcleo MD02-2520 el aporte sea mayor, o se acumule en mayor proporción el Corg.

De lo anterior se deduce que si bien, el contenido de Corg en los sedimentos provee una señal de la productividad superficial, su concentración también está influenciada por diversos factores locales como la dinámica oceánica, las tasas de sedimentación y la topografía submarina, entre otros, los cuales también hay que tomar en cuenta.

### **Carbonato de Calcio (CaCO<sub>3</sub>)**

En la secuencia MD02-2523 (Fig. 12), los carbonatos no siguen tan claramente un patrón de aumento en periodos cálidos y disminución en los fríos, como se ha visto en las costas de California (Lyle *et al.*, 1992; Gardner y Dartnell, 1995; Ortiz y Mix, 1997; Tada *et al.*, 2000; Tanaka y Tada, 2000; Hendy *et al.*, 2004).

Como puede verse en la figura 12, el contenido de carbonato es menor en la segunda mitad del EIM 3 (de 740 a 420cms, ~45 a 28 ka) con respecto a la primera (1000 a 760cms ~55 a 46 ka). Durante la mayor parte del EIM 2 (de 400 a 260 cms ~27 a 18 ka) aumentan; en la deglaciación disminuyen y en el Holoceno los carbonatos aumentan a un valor máximo a 80cms (~ 6 ka).

Comparando la distribución de Corg y el contenido de carbonatos en los sedimentos, se observa que en general, el contenido de la calcita disminuye cuando el Corg aumenta. Esto probablemente se debe a que al aumentar el Corg, el medio se va acidificando hasta el punto en que los carbonatos comienzan a disolverse. En el núcleo MD02-2520, los índices de disolución de los foraminíferos, mostraron que hay menor disolución durante los periodos fríos del Pleistoceno tardío (cuando hay menor productividad y decrecen las surgencias) y aumenta durante los periodos cálidos como el Holoceno cuando hay mayor cantidad de Corg. (Contreras-Rosales, 2005).

Comparando el contenido de carbonatos, las testas por gramo y la cantidad de foraminíferos bentónicos, se observa en general, una tendencia paralela en donde aumentan o disminuyen los valores de estos tres parámetros (Fig. 12). Es interesante notar que durante la segunda mitad del EIM 3, las testas de foraminíferos bentónicos casi no están presentes, el porcentaje de carbonatos se mantiene muy bajo (0.01 – 1.77%), y el contenido de Corg alcanza sus mayores valores. Durante el Holoceno, la cantidad de carbonatos en los sedimentos es mayor que en el resto de la secuencia, aunque el contenido de Corg también es alto. En esto caso se esperaría que los

carbonatos fueran menores debido a que teóricamente al incrementarse el contenido de Corg, el proceso de oxidación es mayor y al consumirse el oxígeno, el ambiente se vuelve más corrosivo y destruye el  $\text{CaCO}_3$ . Una posible explicación es que las surgencias fueron más intensas que en otros periodos cálidos, generando una mayor productividad y sobreproducción de individuos carbonatados que pudieron acumularse y preservarse en mayor cantidad, sin ser destruidos por la acidificación que podría estarse generando por el Corg en descomposición. Incluso podría existir un acarreo continental vía eólica o fluvial lo cual tendría que analizarse más detalladamente para conocer el verdadero origen.

Por esta razón, en este núcleo, el contenido de carbonatos se debe analizar con cuidado antes de utilizarse como proxy de productividad.

### **Zona de Oxígeno Mínimo**

Los proxies de sedimentología (bioturbación *v.s.* laminación de los sedimentos), contenido de Corg y poblaciones de foraminíferos de esta secuencia, sugieren que la ZOM del Golfo de Tehuantepec no ha tenido grandes cambios a los 200m de profundidad donde se ubica este núcleo. En esta secuencia, el Corg se incrementa durante los cálidos EIM 1 y segunda parte del EIM 3, lo que coincide con las surgencias, típicas del área. Estas condiciones teóricamente acentuarían el consumo de oxígeno en la columna de agua, lo que reduciría la concentración de oxígeno disuelto en el agua de fondo; sin embargo, la evidencia aportada por las estructuras sedimentarias y las asociaciones de foraminíferos bentónicos no son muy claras. Ya que las laminaciones se preservan bajo concentraciones de oxígeno disuelto cercanas o menores a 0.1 ml/l (Cannariato *et al.*, 1999; Thunell *et al.*, 1995), la ausencia de ellas en la zona de estudio durante la mayor parte de los últimos 55.0 ka sugiere que la concentración de oxígeno ha estado por encima de estos valores ya que la mayoría del núcleo está bioturbado y los indicios de laminaciones son pocos en el núcleo. Por su parte, la señal de los foraminíferos bentónicos aunque puede estar enmascarada por disolución, parece indicar que durante los periodos fríos las concentraciones de oxígeno disuelto en el agua de fondo fueron ligeramente mayores con respecto a las que existían durante los periodos cálidos, lo cual concuerda con los resultados del Corg.

En la localidad del núcleo 3JC a 740 m de profundidad (Arellano-Torres, 2003) las asociaciones de FB muestran que se encontraba una mayor oxigenación en el agua de fondo durante el UMG que en el Holoceno, al igual que se ha encontrado para otras áreas del Norte de México (Baja California, Sonora, y Mazatlán), California y Oregon, donde se distingue, en general, que los sedimentos son homogéneos durante el Holoceno en las secuencias que están fuera del margen de la plataforma (desde Oregon hasta Mazatlán) y que los sedimentos laminados acumulados durante el Holoceno, pertenecen a cuencas cerradas como Santa Barbara, Santa Monica, Soledad, Magdalena, Guaymas y Mazatlán (van Geen *et al.*, 2003). Es importante destacar que todos éstos resultados provienen de profundidades en donde el fondo interseca con el Agua Intermedia del Pacífico y no con el Agua Subtropical Subsuperficial como en la zona de estudio, por lo que se infiere que, si bien en el AIP hay un cambio bien marcado en la oxigenación del agua de la ZOM entre periodos cálidos y fríos, este cambio no es tan evidente en el Agua Subtropical Subsuperficial en la plataforma continental de Golfo de Tehuantepec como lo evidencian los resultados encontrados en este trabajo.

## Conclusiones

Las tasas de sedimentación encontradas en este núcleo (0.14 a 0.2 mm/año) son menores que las reportadas para la zona oeste del Golfo de Tehuantepec debido probablemente a la dinámica oceanográfica y el aporte de sedimentos. La zona del presente estudio se encuentra en el giro ciclónico, al este del eje del viento, en una zona de menor concentración de clorofila y por lo tanto de menor producción biológica; así mismo se encuentra lejos de la desembocadura de ríos.

En el núcleo de estudio, predomina la bioturbación, lo que probablemente se deba a que las concentraciones de oxígeno disuelto en el agua de fondo no fueron lo suficientemente bajas para inhibir la actividad de la macrofauna, misma que se reduce considerablemente o desaparece a concentraciones menores a 0.1ml/l. Por ello, se puede inferir que la Zona de Oxígeno Mínimo, durante la mayor parte de los últimos 55.0 ka se ha mantenido por encima de estos valores mínimos.

En el núcleo de estudio, las poblaciones de foraminíferos bentónicos, en general, tienen baja diversidad y elevada abundancia. Las especies de mayor abundancia son *Bolivina seminuda* (37 %), *Bolivina plicata* (17 %) y *Pseudoparrella bradyana* (15 %).

El análisis de factores indica tres asociaciones de foraminíferos bentónicos en la columna sedimentaria que siguen cercanamente la distribución de las tres especies más abundantes. La asociación o factor 1 (Fig. 13), está representada por la especie *Bolivina seminuda*, reportada como especie típica de la ZOM e indicadora de ambientes subóxicos. Este factor predomina a lo largo de la secuencia, al igual que la especie que lo define, lo que sugiere las bajas concentraciones de oxígeno en el agua de fondo no han cambiado abruptamente durante los últimos 55.0 ka en la zona de estudio.

El factor 2 (Fig. 13), está representado por *Bolivina plicata*, la cual también es una especie disóxica y que coexiste con *B. seminuda* en el Golfo de Tehuantepec. *Bolivina plicata* presenta una testa de pared gruesa y resistente a la disolución. En el núcleo de estudio, la asociación 2 coincide con estratos de baja concentración de CaCO<sub>3</sub>, lo que sugiere que su dominancia en dichos horizontes se debe más a un fenómeno de disolución que a variaciones en la intensidad de la ZOM.

El factor 3 está representado por *Pseudoparrella bradyana*, especie también disóxica y que coexiste con especies de *Bolivina* en el reciente en el Golfo de Tehuantepec, aunque no es tan abundante. Su distribución estratigráfica no está claramente relacionada con ninguno de los parámetros estudiados.

La distribución de las asociaciones a lo largo del núcleo sugiere que el agua de fondo mantuvo durante los últimos 55ka en condiciones disóxicas, con valores  $\leq 0.3$  ml/l, pero mayores a 0.1ml/l como lo indica la ausencia de laminaciones bien preservadas en los sedimentos.

El contenido de Corg aumenta en general durante los períodos cálidos (EIM 3 y Holoceno) producto de la presencia de surgencias y una mayor productividad primaria y disminuye en los fríos, cuando no se presentan surgencias.

El contenido de carbonato de calcio y de Corg en los sedimentos presentan en general, una relación antagónica, sugiriendo que el contenido de carbonato en el sedimento aumenta al decrecer el carbono orgánico, propiciado por una menor productividad orgánica con la ausencia de surgencias como durante el UMG. Lo anterior se corrobora con el decremento en los índices de disolución de foraminíferos durante el UMG encontrado en estudios previos.

Aunque el contenido de carbonato de calcio en el sedimento está directamente relacionado con el número de foraminíferos por gramo de sedimento, debido a la relación que guarda con el Corg, en este núcleo, es poco factible utilizarlo como un indicador de productividad.

En el presente estudio, los tres proxies estudiados en conjunto, sugieren un escenario donde en los períodos cálidos se presentan fenómenos de surgencia y durante los fríos ausencia de ellas. Este escenario es consistente con el propuesto por otros autores donde, apoyados en modelos climáticos, se evidencia un cambio en la circulación atmosférica provocada por la presencia del casquete de hielo de la Lauréntida. La topografía del casquete polar modificaría la posición de los vientos que en la actualidad dan origen a los “Tehuano” debilitando o suprimiendo las surgencias, con la consecuente disminución en la productividad primaria, el carbono orgánico en los sedimentos, la acidificación del medio y el incremento en la cantidad de oxígeno disuelto en el agua de fondo.

## ANEXOS

### Anexo a)

#### Determinación de Carbono Orgánico y carbonato de calcio en sedimentos.

##### Carbono Orgánico

Los reactivos que se utilizaron fueron el  $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ : Sulfato ferroso amoniacal;  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ : Dicromato de potasio;  $\text{Ag}_2\text{NO}_3$  en  $\text{H}_2\text{SO}_4$ : Nitrato de plata en Ácido sulfúrico;  $\text{H}_3\text{PO}_4$ : Ácido fosfórico; NaF: Fluoruro de sodio;  $\text{C}_{12}\text{H}_{11}\text{N}$  en  $\text{H}_2\text{SO}_4$ : Indicador de difenilamina en Ácido sulfúrico;  $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_{16}$ : Dextrosa.

##### Procedimiento analítico.

Se pesaron 0.250 g por muestra de sedimento seco y molido en matraces Erlenmeyer de 500 ml, se añadieron 10 ml exactos de  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$  1N y 20 ml de una solución de 2.5 g de  $\text{Ag}_2\text{NO}_3$  en  $\text{H}_2\text{SO}_4$  concentrado y se dejaron reposar durante 30 min sobre una plancha de calentamiento a 140°C.

Una vez transcurridos los 30 min, las muestras se aforaron a 200 ml con agua destilada, se añadieron 20 ml de  $\text{H}_3\text{PO}_4$  al 85%, 0.200 g de NaF y 15 gotas de difenilamina como indicador. Se tituló el exceso de  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$  con una solución de  $\text{Fe}(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  (sulfato ferroso amoniacal) 0.5 N. El equilibrio se alcanza cuando la solución vira de negro a verde brillante.

Se preparó una curva de calibración usando dextrosa como estándar ( $\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_{16}$ ; previamente seca en estufa a 100°C durante 24 h; 39.99% de carbono), en la que se interpolaron los volúmenes de sulfato ferroso amoniacal gastados en titular las muestras.

El estándar inicial es una solución de 2.5 g de dextrosa (equivalente a 1 g de C) en 100 ml de agua destilada, que equivalen a 10 mg de C/ml y se usaron diluciones de 0 a 20 mg de carbono (es decir: 0, 0.25, 0.50, 1.0 y 2.0 ml de solución de dextrosa).

% de carbono orgánico =  $10 \cdot (1 - T/S) \cdot F$ , donde: S = volumen de solución de sulfato ferroso amoniacal gastado en titular un blanco de reactivos.

T = volumen de solución de sulfato ferroso amoniacal gastado al titular la muestra.

F =  $((1.0 \text{ N}) \times 12/4000 \times 1.72 \times 100) / \text{peso de la muestra} = 1.03$  cuando el peso de la muestra es exactamente 0.5 g; 12/4000 = meq en peso de carbono, y; 1.72 = factor para convertir el carbono orgánico en materia orgánica.

En la titulación invertida la solución ferrosa reduce el  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$  que no se ha usado en el proceso de oxidación. Por tanto, si toma menos de 4 ml de la solución ferrosa alcanzar el punto de equilibrio, entonces más de 8 de los 10 ml de  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$  disponibles, se consumieron en la oxidación. Si éste es el caso, entonces es necesario repetir la determinación usando menos sedimento (Ruiz Fernández, 1999).

El carbono inorgánico se determinó mediante titulación invertida con NaOH (Ruiz Fernández, 1999).

### **Carbonato de calcio.**

Procedimiento analítico.

Se pesaron 0.250 g por cada muestra de sedimento seco y pulverizado, en tubos de centrífuga de 50 ml, se añadieron 10 ml de HCl. Los tubos se sometieron a centrifugación durante 10 min. Después de la centrifugación, se separó el sobrenadante en matraces erlenmeyer de 250 ml, se añadieron 10 ml de agua destilada a los tubos y se centrifugaron por otros 10 min.

Se colectó el segundo sobrenadante; se añadieron 3 gotas de fenolftaleína como indicador. Se tituló el exceso de HCl con NaOH 0.5 N hasta el punto de equilibrio, que se alcanza cuando la solución vira de incolora a rosa mexicano.

Se preparó una curva de calibración con  $\text{CaCO}_3$  incluyendo las siguientes concentraciones 0, 0.005, 0.01, 0.025, 0.050, 0.1, 0.2, 0.3 y 0.4 g de carbonato de calcio, se interpolaron los volúmenes de NaOH consumidos en cada titulación. Para estandarizar la determinación de carbonatos, se usó  $\text{CaCO}_3$  grado reactivo, seco en la estufa y almacenado en desecador.

El flujo de Carbonato de calcio se obtuvo con el producto de la tasa de sedimentación (cm/año) por la densidad de las arcillas del sedimento ( $2.55 \text{ g/cm}^3$ ) por el contenido de Carbonato de calcio (mg/g). Flujo de  $\text{CaCO}_3 = \text{mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ .

**Anexo b)**

**Valores de  $\delta^{18}\text{O}$ , estimados a partir de la especie *Bolivina plicata* del núcleo MD02-2523.**

Profundidad (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>Bolivina plicata</i> (partes por mil)	Profundidad (cm)	$\delta^{18}\text{O}$ <i>Bolivina plicata</i> (partes por mil)
0		920	
6	0,901	940	2,078
20	1,338	960	1,990
40	1,327	980	
60	1,430	1000	1,904
80	1,431	1020	2,044
100	1,524	1040	2,067
120	1,587	1060	
140		1080	2,240
160	1,194	1100	2,198
190	1,428	1120	2,155
200	1,915	1140	2,105
220		1160	2,058
240	2,403	1180	2,121
260		1200	1,843
280	2,747	1220	1,954
300	2,607	1240	1,666
320	2,501	1260	
340	2,740	1280	2,160
360	2,598	1300	2,041
380	2,539	1320	
400	2,783	1340	
420		1360	2,304
440	2,408	1380	2,251
460		1400	2,230
480	2,399	1420	2,269
500	2,656	1440	
520		1460	
540	2,179	1480	
560		1500	
580		1520	
600		1540	1,553
620		1560	1,486
640	2,775	1580	1,532
660	3,035	1600	1,436
680	2,635	1620	1,444
700		1640	
720		1660	
740	2,562	1680	
760		1700	
780	2,512	1720	
800	2,748	1740	
820	2,544	1760	
840	2,377	1780	2,131
860	2,373	1800	2,627
880	2,408	1820	
900	2,574		

Reconstrucción Paleocceanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A.P.,  
a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.

**Anexo c)**

**Contenido de arenas y lodos (limos y arcillas) en el núcleo.**

Sección	cm		P.S. Antes de lavar	P.S. Después de lavar	% arenas	% limos-arcillas
<b>I (0-150 cm)</b>						
	6	7	0.6243	0.0786	13	87
	20	21	0.9223	0.3015	33	67
	40	- 41	1.09	0.16	15	85
	60	61	0.7814	0.2958	38	62
	80	- 81	1.4608	0.1880	13	87
	100	101	2.1970	0.3312	15	85
	120	- 121	0.8891	0.2455	28	72
<b>II (150-300 cm)</b>						
	140	- 141	0.8309	0.0953	11	89
	160	- 161	1.9600	0.1300	7	93
	180	- 181	1.1698	0.0333	3	97
	200	- 201	1.2700	0.7900	62	38
	220	- 221	0.8757	0.0198	2	98
	240	- 241	1.7000	0.1700	10	90
	260	- 261	1.9900	0.2465	12	88
	280	- 281	1.6800	0.3034	18	82
	300	- 301	2.2400	0.2680	12	88
<b>III (300-450 cm)</b>						
	320	- 321	1.2200	0.0320	3	97
	340	- 341	1.5400	0.2010	13	87
	360	- 361	1.4100	0.1240	9	91
	380	- 381	1.6000	0.1440	9	91
	400	- 401	2.0300	0.0810	4	96
	420	- 421	1.14	0.041	4	96
	440	- 441	1.15	0.516	45	55
<b>IV (450-600 cm)</b>						
	460	- 461	4.3	0.103	2	98
	480	- 481	1	0.041	4	96
	500	- 501	1.31	0.222	17	83
	520	- 521	0.8	0.119	15	85
	540	- 541	0.94	0.57	61	39
	560	- 561	1.34	0.1448	11	89
	580	- 581	1.2230	0.0188	2	98

Reconstrucción Paleocceanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A.P.,  
a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.

Sección	cm		P.S. Antes de lavar	P.S. Después de lavar	% arenas	% limos-arcillas
<b>V (600-750 cm)</b>						
	600	- 601	1.2400	0.4911	40	60
	620	- 621	1.1410	0.1042	9	91
	640	- 641	0.9586	0.1429	15	85
	660	- 661	1.7552	0.0437	2	98
	680	- 681	1.7967	0.0172	1	99
	700	- 701	1.4847	0.0124	1	99
	720	- 721	1.3546	0.0157	1	99
<b>VI (750-900 cm)</b>						
	740	- 741	1.6890	0.8750	52	48
	760	- 761	2.4	0.234	10	90
	780	- 781	1.7	0.245	14	86
	800	- 801	2.55	0.181	7	93
	820	- 821	1.93	0.225	12	88
	840	- 841	1.53	0.1083	7	93
	860	- 861	1.91	0.164	9	91
	880	- 881	1.27	0.059	5	95
<b>VII (900-1050 cm)</b>						
	900	- 901	1.75	0.217	12	88
	920	- 921	1.91	0.119	6	94
	940	- 921	1.58	0.151	10	90
	960	- 961	1.53	0.162	11	89
	980	- 981	1.58	0.081	5	95
	1000	- 1001	1.23	0.045	4	96
	1020	- 1021	1.49	0.259	17	83
	1040	- 1041	1.43	0.054	4	96

## Anexo d)

### Clasificación taxonómica de los foraminíferos bentónicos.

Reino Protista (Goldfuss, 1821); Phylum Sarcodina (Schimarda, 1827)

- *Angulogerina carinata bradyana* Cushman, 1927; p.159, lám. 4, fig. 3.
- *Bolivina acuminata* (*Bolivina subadvena* Cushman var. *acuminata* Natland, 1938) p.145, lám.30, fig. 20-21.
- *Bolivina interjuncta bicostata* (*Bolivina costata*, D'Orbigny var. *bicostata* Cushman, 1926); Matoba y Yamaguchi, 1982; p 1053 pl. 1 fig. 21.
- *Bolivina minuta*. Natland, 1938.
- *Bolivina plicata* (d'Orbigny, 1848). Loeblich y Tappan, 1964. p.549, fig. 434. 7a – b.
- *Bolivina seminuda*. Cushman, 1911. U. S. Nat. Mus., bull.71, pt. 2, p. 34, fig. 55. Matoba y Yamaguchi, 1982 p.1053, lám.1, fig. 10 a – 14 b.
- *Bolivina vaughani* Natland, 1938; p.146, lám. 5, fig. 11.
- *Buliminella curta* Matoba y Yamaguchi, 1982 p, 1053, lám.1, fig. 2-3
- *Buliminella elegantísima*, (d'Orbigny, 1839). Hofker, 1951 p. 131, fig. 80 a-g
- *Buliminella tenuata* (*Buliminella subfusiformis* Cushman var. *Tenuata* Cushman, 1926) Matoba y Yamaguchi, 1982; p.1053, lám.1, fig. 4 a – 5.
- *Cancris auriculus*. (Fichtel & Moll, 1798). Loeblich y Tappan, 1988 p 545 p. lám. 591, fig. 1 – 3.
- *Cancris panamensis* Natland 1938; p. 148, lám 6, fig. 1.
- *Cassidulina braziliensis* (*evolvocassidulina braziliensis* Cushman, 1922.
- *Cassidulina corby* Cushman y Huges, 1925; p. 14, lám. 2 fig. 3 a- b
- *Cassidulina modeloensis* Rankin, 1934 p.23, lám. 3, fig. 12
- *Cassidulina subglobosa* (Brady, 1881) aceptada como *Globocassidulina subglobosa* (Brady, 1881) Brady, 1881; p.60, lám.54 fig. 17.
- *Cassidulina tortuosa* Haller, 1980; p.260, lám.13, fig. 4 a – c.
- *Cassidulinoides waltoni* Uchio, 1960 p. 120, lám. 7, fig. 4 – 5.
- *Globobulimina pacifica* Cushman, 1927; p. 67, lám. 14, fig. 12.
- *Gyroidina soldanii* var.*nitidula* (*Gyroidina soldanii* d'Orbigny var. *nitidula* Schwager, 1929): p. 40, lám. 8. Fig. 9 a – c.
- *Loxostomum brady* Asano, 1938; p. 603. lám 16, fig. 2.
- *Loxostomum pseudobeyrichi* Cushman, 1926; p. 35, pl 3, fig. 7 -9.
- *Nonionella basiloba* Cushman y Mc Culloch, 1940 p. 162, lám. 18, fig. 3.
- *Nonionella basispinata* Cushman y Moyer, 1930; p. 61, lám. 4, fig. 13 – 14.
- *Pseudoparrella bradyana* (*Epistominella bradyana*, Cushman; Bandy, O., 1961 *Micropaleontology* 7 (1), lám. 3, fig. 16
- *Pullenia malkinae* Coryell y Mossman, 1942; p. 234, lám. 36, fig. 3-4.
- *Suggrunda eckisi*. *Suggrunda eckisi* Natland, 1950. Matoba y Yamaguchi, 1982 p.1055, lám.3, fig. 10 a- b.
- *Takayanagia delicata* Cushman, 1927; p. 168, lám. 6, fig. 5.
- *Uvigerina excellens*. Todd, 1948. Matoba y Yamaguchi, 1982 p.1054, lám.2, fig. 9.

Anexo e)

Abundancia absoluta de foraminíferos bentónicos

<b>Fracción</b>	16	32	32	16	64	16	16	4	32	2	2	2	16	32	32
<b>Muestra</b>	6	20	40	60	80	100	120	140	160	180	200	220	240	260	280
<b>Especie</b>															
<i>Angulogerina carinata</i>	5	7	6	1	0	0	1	6	5	5	0	1	0	0	0
<i>Angulogerina carinata bradyana</i>	0	0	0	1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina seminuda</i>	203	264	167	194	149	96	80	54	101	45	49	16	167	184	95
<i>Bolivina plicata</i>	26	24	22	23	39	28	34	35	52	161	36	58	68	52	48
<i>Bolivina acuminata</i>	1	0	0	1	2	7	3	6	1	0	0	0	0	1	0
<i>Bolivina vaughani</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina minuta</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina interjuncta bicostata</i>	9	16	9	17	5	18	16	6	0	0	0	3	10	10	7
<i>Buliminella curta</i>	9	4	3	7	7	0	5	5	11	14	15	14	68	68	52
<i>Buliminella tenuata</i>	2	2	1	3	0	1	3	1	1	0	0	0	22	23	5
<i>Buliminella elegantissima</i>	1	0	1	0	2	0	2	3	0	0	0	0	1	7	2
<i>Cancris auriculus</i>	5	3	0	4	2	0	3	0	3	5	0	0	0	0	2
<i>Cancris panamensis</i>	13	28	15	0	0	2	0	23	14	74	21	74	16	15	13
<i>Cassidulina corby</i>	7	0	0	15	0	4	2	4	2	2	2	1	0	1	
<i>Cassidulina tortuosa</i>	3	0	2	3	2	1	7	8	0	1	0	0	2	1	3
<i>Cassidulina subglobosa</i>	1	0	1	0	3	2	13	12	0	2	0	0	0	0	0
<i>Cassidulina braziliensis</i>	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cassidulina modeloensis</i>	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cassidulinoides waltoni</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0
<i>Gyroidina soldanii var. nitidula</i>	32	34	20	18	0	13	18	31	18	11	25	64	9	9	5
<i>Globobulimina pacifica</i>	0	2	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Loxostomum pseudobeyrichi</i>	1	0	3	1	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0
<i>Loxostomum brady</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonionella basisipinata</i>	0	0	0	2	4	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0
<i>Nonionella basiloba</i>	0	0	0	4	8	0	0	0	0	0	1	0	2	1	
<i>Pseudoparrella bradyana</i>	43	28	20	62	61	84	115	100	49	96	60	35	101	81	87
<i>Pullenia malkinae</i>	0	1	1	0	0	1	2	0	1	1	0	0	0	0	0
<i>Suggrunda eckisi</i>	14	16	13	37	74	26	9	13	14	2	4	64	0	29	32
<i>Uvigerina excellens</i>	1	0	0	0	1	0	3	5	3	0	0	0	0	2	2
<i>Takayanagia delicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<b>TOTAL</b>	377	432	284	394	362	283	317	316	276	420	213	330	468	484	353

Reconstrucción Paleocanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A.P.,  
a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.

	<b>Fracción</b>	64	8	64	64	32	8	1	2	1	2	4	1	1	1	1
	<b>Muestra</b>	300	320	340	360	380	400	420	440	460	480	500	520	540	560	580
	<b>Especie</b>															
1	<i>Angulogerina carinata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2	<i>Angulogerina carinata bradyana</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	<i>Bolivina seminuda</i>	96	56	124	133	243	103	47	18	13	48	149	0	140	18	0
4	<i>Bolivina plicata</i>	17	56	34	47	34	78	38	160	24	103	32	0	62	5	0
5	<i>Bolivina acuminata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6	<i>Bolivina vaughani</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
7	<i>Bolivina minuta</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8	<i>Bolivina interjuncta bicostata</i>	7	17	8	10	9	1	23	1	0	4	12	0	10	5	0
9	<i>Buliminella curta</i>	39	49	10	19	46	23	9	29	4	9	31	0	42	1	0
10	<i>Buliminella tenuata</i>	2	4	6	7	3	4	1	0	0	0	0	0	2	0	0
11	<i>Buliminella elegantissima</i>	0	0	1	0	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
12	<i>Cancris auriculus</i>	0	1	0	2	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0
13	<i>Cancris panamensis</i>	15	19	2	22	19	8	7	17	0	42	3	0	24	3	0
14	<i>Cassidulina corby</i>	4	14	1	5	14	3	4	1	0	5	0	0	4	1	0
15	<i>Cassidulina tortuosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
16	<i>Cassidulina subglobosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0
17	<i>Cassidulina braziliensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
18	<i>Cassidulina modeloensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	<i>Cassidulinoides waltoni</i>	0	0	6	5	12	0	0	0	0	4	0	0	22	0	0
20	<i>Gyroidina soldanii var. nitidula</i>	5	0	3	6	11	8	8	0	1	5	0	0	12	5	0
21	<i>Globobulimina pacifica</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
22	<i>Loxostomum pseudobeyrichi</i>	0	1	4	1	0	3	0	0	0	4	2	0	1	0	0
23	<i>Loxostomum brady</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
24	<i>Nonionella basispinata</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
25	<i>Nonionella basiloba</i>	5		2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
26	<i>Pseudoparrella bradyana</i>	64	84	36	25	42	35	14	32	0	4	0	0	62	5	0
27	<i>Pullenia malkinae</i>	0	0	0	1	0	0	0	0	0	5	0	0	86	4	0
28	<i>Suggrunda eckisi</i>	91	12	45	13	62	6	2	2	0	1	35	0	6	0	0
29	<i>Uvigerina excellens</i>	0	1	2	5	0	0	0	0	2	4	0	0	1	0	0
30	<i>Takayanagia delicata</i>	0	0	4	16	15	3	3	1	4	4	2	0	18	0	0
	<b>TOTAL</b>	345	314	289	318	513	275	156	272	48	243	270	0	492	47	0

Reconstrucción Paleocanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A.P.,  
a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.

	<b>Fracción</b>	8	1	1	1	1	1	1	32	64	32	64	16	32	16	
	<b>Muestra</b>	600	620	640	660	680	700	720	740	760	780	800	820	840	860	880
	<b>Especie</b>															
1	<i>Angulogerina carinata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0
2	<i>Angulogerina carinata bradyana</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0
3	<i>Bolivina seminuda</i>	168	104	189	32	106	0	0	27	307	240	173	133	357	130	149
4	<i>Bolivina plicata</i>	30	20	60	23	100	0	0	34	41	44	48	26	23	30	29
5	<i>Bolivina acuminata</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6	<i>Bolivina vaughani</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
7	<i>Bolivina minuta</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8	<i>Bolivina interjuncta bicostata</i>	5	2	6	1	23	0	0	6	12	20	6	2	2	1	2
9	<i>Buliminella curta</i>	35	5	41	2	22	0	0	8	12	25	7	4	34	18	17
10	<i>Buliminella tenuata</i>	8	0	0	0	4	0	0	1	7	5	0	1	4	6	7
11	<i>Buliminella elegantissima</i>	0	3	0	0	11	0	0	0	3	7	0	3	0	2	0
12	<i>Cancris auriculus</i>	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	0	0	0	2	0
13	<i>Cancris panamensis</i>	4	1	7	1	15	0	0	16	5	5	3	1	14	3	0
14	<i>Cassidulina corby</i>	4	0	0	4	13	0	0	11	6	5	3	1	4	0	0
15	<i>Cassidulina tortuosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
16	<i>Cassidulina subglobosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
17	<i>Cassidulina braziliensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
18	<i>Cassidulina modeloensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	<i>Cassidulinoides waltoni</i>	9	0	0	0	0	0	0	0	3	8	20	6	8	0	0
20	<i>Gyroidina soldanii var. nitidula</i>	2	3	4	0	4	0	0	5	26	6	3	7	18	6	4
21	<i>Globobulimina pacifica</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
22	<i>Loxostomum pseudobeyrichi</i>	0	0	0	1	10	0	0	1	12	7	3	1	5	0	2
23	<i>Loxostomum brady</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
24	<i>Nonionella basispinata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0
25	<i>Nonionella basiloba</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	7	2	2
26	<i>Pseudoparrella bradyana</i>	38	19	34	4	23	0	0	56	26	23	111	61	59	74	39
27	<i>Pullenia malkinae</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
28	<i>Suggrunda eckisi</i>	1	0	6	1	1	0	0	0	0	0	5	2	10	43	108
29	<i>Uvigerina excellens</i>	3	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	0
30	<i>Takayanagia delicata</i>	10	9	11		2			1	6	3		1	9	16	4
	<b>TOTAL</b>	317	167	360	69	334	0	0	169	470	406	382	249	558	333	363

Reconstrucción Paleocanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A.P.,  
a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.

	<b>Fracción</b>	16	64	64	16	16	8	32	4	1	16	64	32	64	8	128
	<b>Muestra</b>	900	920	940	960	980	1000	1020	1040	1060	1080	1100	1120	1140	1160	1180
	<b>Especie</b>															
1	<i>Angulogerina carinata</i>	2	0	2	0	0	3	0	1	0	1	0	0	0	0	0
2	<i>Angulogerina carinata bradyana</i>	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0
3	<i>Bolivina seminuda</i>	110	56	143	235	175	142	157	144	0	101	96	176	221	130	85
4	<i>Bolivina plicata</i>	31	5	19	44	30	48	21	46	0	28	11	40	31	20	17
5	<i>Bolivina acuminata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
6	<i>Bolivina vaughani</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
7	<i>Bolivina minuta</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8	<i>Bolivina interjuncta bicostata</i>	3	1	1	9	5	8	3	3	0	1	0	0	0	0	0
9	<i>Buliminella curta</i>	18	13	13	10	13	15	25	12	0	12	22	36	29	26	16
10	<i>Buliminella tenuata</i>	2	1	12	3	9	5	7	9	0	1	1	12	8	3	3
11	<i>Buliminella elegantissima</i>	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2	4	
12	<i>Cancris auriculus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0
13	<i>Cancris panamensis</i>	4		1	2	4	3	2	9		23	0	7	8	4	0
14	<i>Cassidulina corby</i>	1	1	5	5	10	9		6		6	2	3	18	4	1
15	<i>Cassidulina tortuosa</i>	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
16	<i>Cassidulina subglobosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
17	<i>Cassidulina braziliensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
18	<i>Cassidulina modeloensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	<i>Cassidulinoides waltoni</i>	2	0	0	1	2	1	4	1	0	0	2	2	8	0	4
20	<i>Gyroidina soldanii var. nitidula</i>	4	2	3	6	6	11	4	9	0	5	4	8	13	9	4
21	<i>Globobulimina pacifica</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
22	<i>Loxostomum pseudobeyrichi</i>	1	0	6	2	2	0	0	6	0	3	2	4	11	3	2
23	<i>Loxostomum brady</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
24	<i>Nonionella basisipinata</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
25	<i>Nonionella basiloba</i>	1	1	2	2	4	3	12	2	0	0	0	0	0	0	0
26	<i>Pseudoparrella bradyana</i>	47	168	41	58	37	42	47	30	0	23	135	61	60	65	28
27	<i>Pullenia malkinae</i>	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
28	<i>Suggrunda eckisi</i>	85	52	55	37	20	27	22	3	0	21	11	8	0	40	60
29	<i>Uvigerina excellens</i>	0	0	0	2	2	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
30	<i>Takayanagia delicata</i>	18	54	6	9	12	8	10	13		15	11	51	18	18	15
	<b>TOTAL</b>	331	354	312	426	331	328	317	294	0	243	299	408	427	326	235

Reconstrucción Paleocanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A.P.,  
a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.

	<b>Fracción</b>	64	128	32	128	64	32	4	32	2	64	8	2	1	1	1
	<b>Muestra</b>	1200	1220	1240	1260	1280	1300	1320	1340	1360	1380	1400	1420	1440	1460	1480
	<b>Especie</b>															
1	<i>Angulogerina carinata</i>	0	2	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0
2	<i>Angulogerina carinata bradyana</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3	<i>Bolivina seminuda</i>	120	74	132	60	80	117	93	65	136	124	108	124	0	0	0
4	<i>Bolivina plicata</i>	19	15	26	12	11	11	34	7	56	8	18	20	0	0	0
5	<i>Bolivina acuminata</i>	0	0	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
6	<i>Bolivina vaughani</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
7	<i>Bolivina minuta</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8	<i>Bolivina interjuncta bicostata</i>	0	1	0	2	1	6	1	0	2	6	4	7	0	0	0
9	<i>Buliminella curta</i>	7	10	6	6	8	11	13	0	14	15	17	10	0	0	0
10	<i>Buliminella tenuata</i>	2	2	3	3	4	0	0	4	4	1	0	1	0	0	0
11	<i>Buliminella elegantissima</i>	1	2	0	0	0	2	0	2	0	1	0	0	0	0	0
12	<i>Cancris auriculus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
13	<i>Cancris panamensis</i>	5	2	4	0	0	0	0	7	1	1	9	22	0	0	0
14	<i>Cassidulina corbyi</i>	12	9	3	7	22	12	1	5	7	5	2	9	0	0	0
15	<i>Cassidulina tortuosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
16	<i>Cassidulina subglobosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
17	<i>Cassidulina braziliensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
18	<i>Cassidulina modeloensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19	<i>Cassidulinoides waltoni</i>	0	6	4	2	0	5	0	4	0	4	3	0	0	0	0
20	<i>Gyroidina soldanii</i> <i>var. nitidula</i>	8	8	12	6	7	7	9	9	33	3	27	17	0	0	0
21	<i>Globobulimina pacifica</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0
22	<i>Loxostomum pseudobeyrichi</i>	3	3	3	1	3	5	1	1	2	4	5	6	0	0	0
23	<i>Loxostomum bradyi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
24	<i>Nonionella basispinata</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
25	<i>Nonionella basiloba</i>	1	0	1	5	1		2	0	0	0	0	0	0	0	0
26	<i>Pseudoparrella bradyana</i>	29	50	37	34	226	38	53	54	126	121	40	50	0	0	0
27	<i>Pullenia malkinae</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
28	<i>Suggrunda eckisi</i>	51	32	81	76	73	85	57	38	3	16	9	2	0	0	0
29	<i>Uvigerina excellens</i>	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	1	0	0	0	0
30	<i>Takayanagia delicata</i>	8	19	3	3	3	3	5	5	16	12	6	1	0	0	0
	<b>TOTAL</b>	266	235	315	217	440	305	273	202	401	321	250	270	0	0	0

Reconstrucción Paleocanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A.P.,  
a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.

Fracción	1	1	16	64	64	64	32	32	1	1	1	1	1	16	32	1	
Muestra	1500	1520	1540	1560	1580	1600	1620	1640	1660	1680	1700	1720	1740	1760	1780	1800	1819
Especie																	
1 <i>Angulogerina carinata</i>	0	0	3	5	1	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2 <i>Angulogerina carinata bradyana</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
3 <i>Bolivina seminuda</i>	0	0	97	123	102	94	139	185	17	0	0	0	0	60	63	86	0
4 <i>Bolivina plicata</i>	0	0	78	38	34	34	51	77	37	0	0	0	0	15	27	50	0
5 <i>Bolivina acuminata</i>	0	0	0	0	3	1	3	11	2	0	0	0	0	0	0	0	0
6 <i>Bolivina vaughani</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
7 <i>Bolivina minuta</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8 <i>Bolivina interjuncta bicostata</i>	0	0	3	7	13	7	9	22	2	0	0	0	0	22	9	17	0
9 <i>Buliminella curta</i>	0	0	20	6	8	9	3	6	5	0	0	0	0	65	50	11	0
10 <i>Buliminella tenuata</i>	0	0	0	12	8	7	13	4	0	0	0	0	0	0	1	4	0
11 <i>Buliminella elegantissima</i>	0	0	0	0	2	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
12 <i>Cancris auriculus</i>	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	0
13 <i>Cancris panamensis</i>	0	0	14	17	5	5	2	12	9	0	0	0	0	4	5	25	0
14 <i>Cassidulina corbyi</i>	0	0	2	3	1	0	1	3	0	0	0	0	0	0	2	2	0
15 <i>Cassidulina tortuosa</i>	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0	1	0	0
16 <i>Cassidulina subglobosa</i>	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
17 <i>Cassidulina braziliensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
18 <i>Cassidulina modeloensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
19 <i>Cassidulinoides waltoni</i>	0	0	0	0	1	6	3	0	0	0	0	0	0	0	8	1	0
20 <i>Gyroidina soldanii var. nitidula</i>	0	0	12	12	14	8	9	19	0	0	0	0	0	0	1	4	0
21 <i>Globobulimina pacifica</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
22 <i>Loxostomum pseudobeyrichi</i>	0	0	1	6	0	0	0	2	1	0	0	0	0	5	0	6	0
23 <i>Loxostomum bradyi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
24 <i>Nonionella basisipinata</i>	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
25 <i>Nonionella basiloba</i>	0	0	0	0	0	5	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
26 <i>Pseudoparrella bradyana</i>	0	0	52	63	62	88	65	87	9	0	0	0	0	87	95	59	0
27 <i>Pullenia malkinae</i>	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
28 <i>Suggirunda eckisi</i>	0	0	7	33	45	40	23	2	0	0	0	0	0	15	18	9	0
29 <i>Uvigerina excellens</i>	0	0	0	3	8	5	5	6	7	0	0	0	0	2	0	0	0
30 <i>Takayanagia delicata</i>	0	0	6	9	11	6	6	9	0	0	0	0	0	4	15	2	0
<b>TOTAL</b>	0	0	295	338	320	322	338	450	90	0	0	0	0	279	295	277	0

## Anexo f)

### Análisis de factores

#### a) Valores acumulados de la varianza

	Valor acumulado	% de la varianza	% acumulado
<b>FACTOR 1</b>	49.083	63.745	63.745
<b>FACTOR 2</b>	5.051	06.560	70.305
<b>FACTOR 3</b>	4.635	06.020	76.325

#### b) Valores que marcan las especies que representan una asociación o factor a lo largo del núcleo

<i>Angulogerina carinata</i>	-0.238120	-0.33895	-0.445365
<b><i>Bolivina seminuda</i></b>	<b>4.186226</b>	0.31434	0.208418
<b><i>Bolivina plicata</i></b>	-0.403044	<b>3.96536</b>	0.097370
<i>Bolivina interjuncta bicostata</i>	-0.076817	-0.07112	-0.347958
<i>Buliminella curta</i>	-0.033469	0.26356	0.110964
<i>Buliminella tenuata</i>	-0.146010	-0.35890	-0.410612
<i>Buliminella elegantissima</i>	-0.223776	-0.31453	-0.476360
<i>Cancris auriculus</i>	-0.269075	-0.27508	-0.442534
<i>Cancris panamensis</i>	-0.560970	0.75663	0.160548
<i>Cassidulina corby</i>	-0.221151	-0.14894	-0.354208
<i>Cassidulina tortuosa</i>	-0.262048	-0.37154	-0.385264
<i>Cassidulina subglobosa</i>	-0.281175	-0.37234	-0.342507
<i>Cassidulinoides waltoni</i>	-0.168679	-0.32084	-0.496558
<i>Gyroidina soldanii var.nitidula</i>	-0.256579	-0.04770	0.123438
<i>Loxostomum pseudobeyrichi</i>	-0.199205	-0.27301	-0.524050
<i>Nonionella basiloba</i>	-0.211417	-0.38549	-0.457009
<b><i>Pseudoparrella bradyana</i></b>	-0.514745	-0.34281	<b>3.991391</b>
<i>Suggrunda eckisi</i>	0.266210	-1.09197	0.778097
<i>Uvigerina excellens</i>	-0.243941	-0.25712	-0.479827
<i>Takayanagia delicata</i>	-0.142215	-0.32954	-0.307973

Reconstrucción Paleocceanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A.P.,  
a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio.

**c) Peso o carga del factor.**

Profundidad (cm)	<i>Bolivina seminuda</i>	<i>Bolivina plicata</i>	<i>Pseudoparrella bradyana</i>
6	0.934977478	0.163688605	0.258305663
20	0.954677327	0.150282938	0.162069288
40	0.9527976	0.178273614	0.175610634
60	0.918754986	0.09887991	0.363492722
80	0.828057058	0.132839954	0.458075917
100	0.660992224	0.155553646	0.707578055
120	0.441001605	0.17418586	0.829709738
140	0.283980885	0.237708285	0.88796923
160	0.748378042	0.440867153	0.477063669
180	0.032217359	0.832826889	0.518370489
200	0.407518535	0.43558327	0.758509977
220	-0.032787913	0.416276476	0.434012275
240	0.713300253	0.363431026	0.522654189
260	0.819412549	0.260221736	0.450002985
280	0.582981242	0.308391529	0.704498281
300	0.640663485	-0.010438555	0.599011605
320	0.324740821	0.463450452	0.752145154
340	0.891312672	0.195028371	0.354432116
360	0.888925639	0.375177481	0.226357184
380	0.9451329	0.137571499	0.250684083
400	0.702905293	0.622828284	0.324874517
420	0.651619599	0.639490728	0.249543002
440	-0.027762044	0.943937849	0.217927986
460	0.38469812	0.874478292	0.030402805
480	0.267116474	0.937020909	0.072462353
500	0.952030726	0.220542115	0.090004996
540	0.771145574	0.420883669	0.419339771
560	0.832459122	0.316843373	0.288951135
600	0.922636488	0.221688128	0.250542357
620	0.934553615	0.23293369	0.214997193
640	0.898132968	0.351658856	0.224765471
660	0.754803735	0.617906618	0.14799781
680	0.638256295	0.731419106	0.179267947
740	0.200373846	0.480836031	0.816521339
760	0.962701474	0.189570417	0.121054454
780	0.954889291	0.237537591	0.125144789
800	0.756667493	0.232527269	0.560040854
820	0.847038173	0.197770634	0.44817553
840	0.959420559	0.119026709	0.207037487
860	0.801177924	0.136669557	0.566718849
880	0.816392433	0.039100756	0.356432269
900	0.75402463	0.0801889	0.467379671
920	0.196360812	-0.120524473	0.922023259
940	0.9101166	0.061484681	0.355579248
960	0.932906937	0.183336142	0.301740946
980	0.945703619	0.181472973	0.255809961
1000	0.88563079	0.302557498	0.342127598

## Bibliografía

- Altenbach, A.V., Sarnthein, M., 1989. Productivity record in benthic foraminifera. In: Berger, W.H., Smetacek, V.S., Wefer, G. (Eds.), *Productivity of the Ocean: Present and Past*. Wiley, New York, Dahlem-Konferenzen, pp. 255–269.
- Alley, R.B., D. A. Meese, C. A. Shuman, A. J. Gow, K. C. Taylor, P. M. Grootes, J. W. C. White, M. ram, E. D. Waddington, P. A. Mayewski & G. A. 1993. Zielinski. Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event, *Nature*, 362, 527-529, 1993.
- Alve, E. and Bernhard, J.M., 1995. Vertical migratory response of benthic foraminifera to controlled oxygen concentrations in an experimental mesocosm. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 116, pp. 137–151
- Álvarez, L. G., A. Badan-Dangon, and A. Valle, 1989: On coastal currents off Tehuantepec. *Estuarine Coastal Shelf Sci.*, 29, 89–96.
- Anderson, R. Y., E. Hemphill-Haley, and J. V. Gardner. 1987. Persistent late Pleistocene-Holocene seasonal upwelling and varves off the coast of California, *Quat. Res.*, 28, 307–313.
- Archer D. E. 1991. Equatorial Pacific Calcite Preservation Cycles: Production or Dissolution?. *Paleoceanography*, doi:10.1029/91PA01630. Vol. 6, NO. 5, PP. 561-571
- Arellano-Torres E. 2001. Reconstrucción Paleoceanográfica del Cuaternario Tardío del Golfo de Tehuantepec a través de su registro micropaleontológico. Tesis de Licenciatura en Biología. Facultad de Ciencias, UNAM. 60 p.
- Arellano-Torres E. 2003. Variación del patrón de circulación superficial del Golfo de Tehuantepec determinado por el registro sedimentario de foraminíferos planctónicos durante el cuaternario tardío. Tesis Maestría. Geología. UNAM, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. 68 p.
- Arrhenius G. 1988. Rate of production, dissolution and accumulation of biogenic solids in the ocean. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 67 (1-2): 119-146
- Arrhenius G. 1952. Sediment Cores from the East Pacific. In: Reports of the Swedish Deep Sea Expedition (Pettersson, H). Göteborg, Elanders vol. 5: 227 pp.
- Archer, D. E. 1996. An atlas of the distribution of calcium carbonate in sediments of the deep sea. *Global Biogeochemical cycles*, vol. 10, No. 1, 159-174.
- Archer, D. E. 1991. Equatorial Pacific calcite preservation cycles: Production or dissolution?, *Paleoceanography*, 6, 561-572.
- B**adan, A. 1997. La Corriente Costera de Costa Rica en el Pacífico Mexicano. en *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. M. F. Lavin (ed) Monografía 3. Unión Geofísica Mexicana. p. 99-112.
- Bandy Orville L. 1956. Paleotemperatures of Pacific bottom waters and multiple hypotheses. *Science*, v. 123, no. 3194: 459
- Bandy Orville L. 1961. Distribution of foraminifera, radiolaria and diatoms in sediments of the Gulf of California. *Micropaleontology*. 7(1): 1-26.
- Bandy Orville L. 1967. Foraminiferal definition of the boundaries of the Pleistocene in southern California, U.S.A. In: M. SEARS (Editor). *Progress in Oceanography*. Pergamon, New York, N.Y., 4: 27-29.
- Bandy Orville L. y Arnal R.E. 1957. Distribution of recent foraminifera off west coast of Central America. *Bull. Am. Assoc. Petr. Geol.* Vol. 41. No 9. 2037-2053.
- Bandy Orville L. y Kelvin S.R. 1964. Distribution of foraminifera and sediments, Peru-Chile Trench area. *Deep-Sea Research*. 817-837.
- Bard Edouard, Frauke Rostek y Guillemette Menot-Combes. 2004. Radiocarbon calibration beyond 20,000 14C yr B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin. *Quaternary Research* 61 (2004) 204–214
- Barnola JM, Raynaud D, Korotkevich YS, Lorius C, 1987. Vostok ice core provides 160,000 year record of atmospheric CO2. *Nature* 329: 408–411.
- Barron J., Bukry D y Bischoff J. 2004. High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology*. 50: 185-207.
- Bé, Allan W. H. 1959. Ecology of recent planktonic foraminifera: Part 1- Areal distribution in the western North Atlantic. *Micropaleontology*. 5(1): 77-100.
- Bé, Allan W. y H W. Hamlin. 1967. Ecology of Recent planktonic foraminifera Part 3 Distribution in the North Atlantic during the summer of 1962. *Micropaleontology* 13: 87-106.

- Behl R. J. y Kennett J. P. 1996. Brief interstadial events in the Santa Barbara basin, NE Pacific, during the past 60 kyr. *Nature* 379, 243 – 246. doi:10.1038/379243a0
- Berger, 1968. Planktonic foraminifera: selective solution and palaeoclimatic interpretation. *Deep-Sea Res.* 15: 3143.
- Berger, W.H. 1970. Deep-sea carbonate and the deglaciation spike in pteropods and foraminifera, *Nature* 269, 301-303.
- Berger, W.H., 1978. Sedimentation of deep-sea carbonate: maps and models of variations and fluctuations, *Journal of Foraminiferal Research*, v. 8, (4): 286-302.
- Berger, W.H. and Killingley, J.S., 1982. Box cores from the equatorial Pacific:  $^{14}\text{C}$  sedimentation rates and benthic mixing. *Marine Geology* 45, pp. 93–125.
- Berger, W.H., 1982. Climate steps in ocean history—Lessons from the Pleistocene. In Berger, W.H., Crowell, J.C., et al. (eds), *Climate in Earth History, Studies in Geophysics*. Washington, DC: National Academy Press, pp. 43–54.
- Berger, W.H., and L. Diester-Haass, 1988. Paleoproductivity: the benthic/planktonic ratio in foraminifera as a productivity index. *Marine Geology*, 81, 15-25.
- Berger, W.H. and Wefer, G. 1990. Export production: seasonality and intermittency, and paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 89:245-254.
- Bernhard J. M. 1986. Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic -rich deposits: Jurassic through Holocene. *Journal of Foraminiferal Research*, 16: 207-215.
- Bernhard J. M. y Reimers. 1991. Benthic foraminiferal population fluctuations related to anoxia: Santa Barbara Basin. *Biogeochemistry*, 15: 127-149.
- Bernhard J. M., B.K. Sen Gupta y P.F. Borne. 1997. Benthic Foraminiferal proxy to estimate dysoxic bottom-water oxygen concentrations: Santa Barbara Basin, U.S. Pacific continental margin. *Journal of Foramin. Res.* 22(4):301-310.
- Bernhard J. M. and Sen Gupta B. K. 1999. Foraminifera of oxygen-depleted environments. In: *Modern Foraminifera*. Barun K. Sen Gupta (ed.). Kluwer Academic Publishers. Printed in Great Britain. 201-216.
- Blanchet Cecile. 2006. Climatic and oceanic variability of the last glacial/interglacial cycle (120,000 yrs BP): magnetic and geochemical properties of sediments from subtropical Northwestern American margin. Aix en Provence, France.
- Boersma Anne. 1985. Foraminifera. In: *Introduction to Marine Micropaleontology*. Haq Bilal U. y Boersma Anne (eds). Elsevier. New York. 19-77.
- Boltovskoy, E. 1965. Los foraminíferos recientes. *Biología, métodos de estudio, aplicación oceanográfica*. Edit. Eudeba. Buenos Aires. 510 p.
- Bond Gerard, William Showers, Maziet Cheseby, Rusty Lotti, Peter Almasi, Peter deMenocal, Paul Priore, Heidi Cullen, Irka Hajdas, Georges Bonani. 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*. vol. 278. 1257-1266.
- Boumaggard Hassane, Jacques Gayet, Claude Bobier, Maria-Luisa Machain-Castillo and Eduardo Aguayo-Camargo. 1998. Distribution des sédiments sur la marge du golfe de Tehuantepec (Pacifique Oriental). Exemple d'interaction tectonique-eustatique. *Distribution of sediments on the margin of the Gulf of Tehuantepec (East Pacific). Example of tectonic-eustatic interaction. Ocenologica Acta, Vol. 21, Issue 21-31*
- Bradley R. S. and Philip D.J. 1993. Little Ice Edge, summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *the Holocene* 3, 4. pp 367-376.
- Bradshaw, J. S. 1959. Ecology of living planktonic foraminifera in the North and Equatorial Pacific Ocean. *Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research*. X(2): 25-64.
- Bramlette, M. N. 1961. Pelagic sediments. In M. Sears, *Oceanography*. Publ. Am. Assoc. Advan. Sci. 67:345-366.
- Bray N.A. 1988. Watermass formation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* 93, 9223-9240.
- Broecker, W.S., and T.-H. Peng (1987). The role of  $\text{CaCO}_3$  compensation in the glacial to interglacial atmospheric  $\text{CO}_2$  change, *Global Biogeochemical Cycles* 1, 15-29.

- C**annariato, K.G., J.Kennett and R. J. Behl. 1999. Biotic response to Late Quaternary rapid climate switches in Santa Barbara Basin: Ecological and evolutionary implications. *Geology*. 27(1):63-66.
- Capriulo Gerard M. 1990. Ecology of marine protozoa. Oxford University Press. New York. 366 pp.
- Caralp Michael, H. 1989. Size and morphology of the benthic foraminifer *Melonis barleeanum*; relationships with marine organic matter. *The Journal of Foraminiferal Research*; 19(3):235-245.
- Carranza-Edwards, A., M. Gutiérrez-Estrada y R. Rodríguez-Torres. 1975. Unidades morfo-tectónicas continentales de las costas mexicanas. *Anales del Centro de Ciencias del Mar y Limnología*. Vol. 2 (1): 81-88

- Carranza-Edwards A. 1987. Informe Técnico de la campaña MIMAR III. Inst. Cienc. Del Mar y Limnol., UNAM, 54 p.
- Carranza-Edwards, A. L. Rosales-Hoz, E, Ruiz-Ramirez y S. Santiago-Perez. 1989. Investigations of phosphorite deposits in the Gulf of Tehuantepec, México. *Marine Mining*, 8:317-323
- Carranza-Edwards A. Morales de la Garza, E. y Rosales-Hoz, L. 1998. Tectónica, sedimentología y geoquímica. En: M. Tapia-García (Ed.) *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*, 240 p. UAM-I. Cap.1: 1-12
- Chester, R. 1990. *Marine Geochemistry*. Unwin Hyman. Ltd. USA. 698 pp.
- Chuey J. M., Rea D. K., and Pisias N. G. (1987) Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: a quantitative record of eolian and carbonate deposition. *Quat. Res.* 28, 323–339.
- Cline, J. D. y F. A. Richards. (1972). Oxygen deficient conditions and nitrate reduction in the Eastern Tropical North Pacific Ocean. *Limnology and Oceanography*. 17: p. 885-900.
- COHMAP members. 1988. Climatic Changes of the Last 18,000 Years: Observations and Model Simulations. *Science*, Vol. 241 no. 4869 pp. 1043-1052 DOI: 10.1126/science.241.4869.1043
- Contreras Rosales L.A y Machain Castillo. 2005. M.L. El registro sedimentario de los foraminíferos planctónicos del Golfo de Tehuantepec: el efecto de la disolución. *Rev. Soc. Mex. Hist. Nat.* 3ª época, Vol. II. Num. 1. 78-90.
- Contreras Rosales L.A 2008. Reconstrucción paleocceanográfica del fenómeno de surgencia en el Golfo de Tehuantepec durante los estadios isotópicos 1 a 3 (Cuaternario tardío) basada en el registro sedimentario de foraminíferos planctónicos. Tesis Licenciatura (Biólogo)-UNAM, Facultad de Ciencias. 110 p.
- Corliss B.H. 1985. Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature*. 314, 435-438.
- Corliss, B.H., and Silva, K.A., 1993. Rapid growth of deep-sea benthic foraminifera. *Geology*, 21, 991-994.
- Courtenay Strong and Robert E. Davis. 2007. Winter jet stream trends over the Northern Hemisphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society Q. J. R. Meteorol. Soc.* 133: 2109–2115 Published online in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/qj.171
- Cronin T. M. 1999. *Principles of Paleoclimatology. Perspectives in Paleobiology and Earth History*, David J. Bottjer and Richard K. Bambach, Editors. Columbia University Press New York. 560 pp.
- Cronin T. M. 2010. *Paleoclimates: understanding climate change past and present*. Columbia University Press New York. 433 pp.

- D**ansgaard, W., J.W.C. White, and S.J. Johnsen. 1989. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature* 339:532-533.
- Dansgaard, W., S.J. Johnsen, H.B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N.S. Gundestrup, C.U. Hammer, C.S. Hvidberg, J.P. Steffensen, A.E. Sveinbjörnsdóttir, J. Jouzel, and G.C. Bond. 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature* 264:218-220.
- De la Lanza, E. G. (compiladora) (1991). *Oceanografía de Mares Mexicanos*. ARG editor, S. A. México D. F. p. 117-207.
- Dean, W. E., J. V. Gardner, and R. Y. Anderson. 1994. Geochemical evidence for enhanced preservation of organic matter in the oxygen minimum zone of the continental margin of northern California during the late Pleistocene. *Paleoceanography*, 9, 47– 61.
- Dean, Walter E.; Gardner, James V.; Piper, David Z. 1997. Inorganic geochemical indicators of glacial-interglacial changes in productivity and anoxia on the California continental margin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 61(21): 4507-4518
- Dean, W.E., Zheng, Y., Ortiz, J.D., and van Geen A., 2006, Sediment Cd and Mo accumulation in the oxygen-minimum zone off western Baja California linked to global climate over the past 52 kyr: *Paleoceanography*, v 21, PA4209, doi:10.1029/2005PA001239.
- Dean, W.E., 2007, Sediment geochemical records of productivity and oxygen depletion along the margin of western North America during the past 60,000 years: teleconnections with Greenland ice and the Cariaco Basin: *Quaternary Science Reviews*, v. 26, p.98-114.
- Douglas Robert G. 1979. Benthic Foraminiferal Ecology and Paleoecology: a review of concepts and methods. In: *Foraminiferal Ecology and Paleoecology*. SEMP short course No. 6. Houston. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 21-53.
- Douglas, R., Gonzalez-Yajimovich, O., Ledesma-Vazquez, J., Staines-Urias, F. 2007. Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews* 26: 115–129.

- E**merson S.R. y M. Bender. 1981. Carbon fluxes at the sediment-water interface of the deep-sea: Calcium carbonate preservation. *J. Mar. Res.* 39:139–162.
- Emerson S., y J.I. Hedges. 1988. Processes controlling the ocean carbon content of open ocean sediments. *Paleoceanography*. 3(5):621–634.
- Emiliani, C. 1955. Pleistocene temperatures. *J. Geol.*, **63** (1955), pp. 538–578.
- EPICA, community members (Eric Wolff, et al.) 2004. Eight glacial cycles from Antarctic ice core. *Nature*. Vol 429:623-628.
- F**airbanks, R.G. 1990. The age and origin of the "Younger Dryas climate event" in the Greenland ice core, *Paleoceanography*, 5,937- 948.
- Farrell, J. W., and Prell, W. L. 1991. Pacific CaCO<sub>3</sub> preservation and δ18O since 4 Ma: paleoceanic and paleoclimatic implications. *Paleoceanography*, 6(4), 485-498, doi:10.1029/91PA00877
- Farrell, J. W., and Prell, W. L. 1989. Climatic change and CaCO<sub>3</sub> preservation: An 800,000 year bathymetric Reconstruction from the central equatorial Pacific Ocean. *Paleoceanography*, 4(4), 447-466, doi:10.1029/PA004i004p00447
- G**allegos-García. A. y J. Barberán-Falcón (1998), "Surgencia eólica", en Tapia-García, M. (ed.), *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*, Universidad Autónoma Metropolitana-Unidad Iztapalapa, pp. 27-34.
- Ganeshram, R.S., F. Pedersen, S.E. Calvert, y J.W. Murray. 1995. Large changes in oceanic nutrient inventories from glacial to interglacial periods. *Nature*. 376:755-758.
- Ganeshram, R.S., and T.F. Pedersen. 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary paleoclimate. *Paleoceanography* 13(6):634-645.
- Ganeshram, R.S., T. F. Pedersen, S.E. Calvert, G.W. McNeill y Michel R. Fontugne. 2000. Glacial-interglacial variability in denitrification in the world's oceans: Causes and consequences. *Paleoceanography*. 15(4):361-376.
- Ganeshram, S.E. Calvert, T.F. Pedersen and G.L. Cowie. 1999. Factors controlling the burial of organic carbon in laminated and bioturbated sediments off NW Mexico: implications for hydrocarbon preservation, *Geochim. Cosmochim. Acta* 63 pp. 1723–1734.
- Gardner, J. V., and E. Hemphill-Haley. 1986. Evidence for a stronger oxygen-minimum zone off central California during late Pleistocene to early Holocene, *Geology*, 14, 691–694.
- Gardner James V. y Dartnell Peter. 1995. Centennial-Scale Late Quaternary stratigraphies of carbonate and organic carbon from Santa Barbara Basin, hole 893a, and their paleoceanographic significance. Kennett, J.P., Baldauf, J.G., and Lyle, M. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 146 (Pt. 2) 8.103-124
- Gardner, J.V., W.E. Dean and P. Dartnell., 1997. Biogenic sedimentation beneath the California Current system for the past 30,000 kyr and its paleoceanographic significance. *Paleoceanography*, v. 12, p. 207-225.
- Genton, C., M. Barnola, D. Raynaud, C. Lorius, Jouzel, N. Barkov, Y.S. Korotkevich and V.M. Kotlyakov. 1987. Vostok ice-core: climatic response to CO<sub>2</sub> and orbital forcing changes over the last climatic cycle, *Nature*, 329(6138), 414-418.
- Gibbard, P. L., Head, M. J., Walker, M. J. C. and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy. 2010. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *J. Quaternary Sci.*, Vol. 25 pp. 96–102. ISSN 0267-8179. Members of Subcommission on Quaternary Stratigraphy. 2009. B. Alloway, A. G. Beu, M. Coltorti, P. L. Gibbard (Chair), V. M. Hall, M. J. Head, Liu Jiaqi, K. L. Knudsen, T. van Kolfschoten (Secretary), T. Litt, L. Marks, J. McManus (Vice-Chair), T. C. Partridge, J. A. Piotrowski, B. Pillans, D.-D. Rousseau, J.-P. Suc, A. S. Tesakov, C. Turner, M. J. C. Walker, C. Zazo.
- Gooday, A. J., 1994, The biology of deep-sea foraminifera: A review of some advances and their applications in paleoceanography: *Palaios*, v. 9, p. 14–31.
- GRIP Members. 1993. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature* 364:203-207. GRIP page. NOAA Paleoclimatology Program - Paleocean Site Data

Groottes, P.M., M. Stuiver, J.W.C. White, S.J. Johnsen, y J. Jouzel. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 y GRIP Greenly ice cores. *Nature* 366:552-554.

Grove J. M. 1988. *The Little Ice Age*. London, Methuen. 498 p.

**H**air Jr. J.F., R.E. yerson, R.L. Tatham, W.C. Black. 1999. *Análisis Multivariante*. 5° ed. Prentice Hall. Iberia Madrid. 832 p.

Hendrickx, M.E. y D. Serrano. 2010. Impacto de la zona de mínimo de oxígeno sobre los corredores pesqueros en el Pacífico mexicano. *Interciencia*. 35 (1): 12-18.

Hendy I.L. and J. Kennett, 1999. Latest Quaternary North Pacific surface water responses imply atmospherically-driven climate instability. *Geology*. 27(4): p. 291-294

Hendy I.L., Pedersen T.F., Kennett J.P., and Tada R. 2004. Intermittent existence of a southern California upwelling cell during submillennial climate change of the last 60 kyr. *Paleoceanography*, vol.19 PA3007, doi:10.1029/2003PA000965.

Hendy I.L. and T.F. Pedersen, 2006. Oxygen Minimum Zone Expansion in the Eastern Tropical North Pacific during Deglaciation, *Geophysical Research Letters*, 33, L20602 (4 p.), (doi: 10.1029/2006GL025975)

Hill, J.B. 1969. Temperature variability and synoptic cold fronts in the winter climate of Mexico. *Climatological Research Series*, No. 4, McGill University, Dept of Geography, Montreal, 71 pp.

Hurd, W.E. 1929. Northers in the gulf of Tehuantepec. *Mon. Wea. Rev.* 57, 192-194

Huyer A. 1983 Coastal Upwelling in the California Current System. *Prog. Oceanog.* 12: 259-284.

**I**nternational Commission on Stratigraphic, ICS. 2001 <http://www.stratigraphy.org>

International Commission on Stratigraphic, ICS. International Stratigraphic Chart. 2009 <http://www.stratigraphy.org>

Imbrie, J., Mc Intyre A., and Mix A.C. 1989. Oceanic response to orbital forcing in the late Quaternary: Observational and experimental strategies. In Berger A. et al (eds) *Climate and Geo-Sciences*. Dordrecht. Kluwer. Pp. 121-164.

Imbrie, J. E. A. Boyle, S. C. Clemens, A. Duffy, W. R. Howard, G. Kukla, J. Kutzbach, D. G. Martinson, A. McIntyre, A. C. Mix, B. Molfino, J. J. Morley, L. C. Peterson, N. G. Pisias, W. L. Prell, M. E. Raymo, N. J. Shackleton, J. R. Toggweiler. 1992. On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. Linear responses to Milankovitch forcing, *Paleoceanography* 7, 701-738.

Ingle, J.C., Keller, G. and Kolpack, R.L. 1980. Benthic Foraminifera biofacies, sediments and water masses of the southern Peru-Chile Trench area, southeastern Pacific ocean. *Micropaleontology*, 26:113-150.

Ivanochko Tara S., y Pedersen Thomas F. 2004. Determining the influences of Late Quaternary ventilation and productivity variations on Santa Barbara Basin sedimentary oxygenation: a multi-proxy approach. *Quaternary Science Reviews*. Volumen 23 (3-4):467-480.

**J**anecek, T. R., D. K. Rea. 1984. Pleistocene fluctuations in the Northern Hemisphere tradewinds and westerlies, in *Milankovitch and Climate, Understanding the Response to Orbital Forcing, Part 1*. In A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, B. Saltzman (eds). D. Reidel, Norwell, Mass. pp. 331-347

Johnsen, S.J., H.B. Clausen, W. Dansgaard, N.S. Gundestrup, C.U. Hammer, U. yersen, K.K. yersen, C.S. Hvidberg, D. Dahl-Jensen, J.P. Steffensen, H. Shoji, A.E. Sveinbjörnsdóttir, J.W.C. White, J. Jouzel, y D. Fisher. 1997. The  $\delta 18O$  record along the Greenly Ice Core Project deep ice core y the problem of possible Eemian climatic instability. *Journal of Geophysical Research* 102:26397-26410.

Jorissen Frans J., 1999. Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment-water interface. En: *Modern Foraminifera*. Barun K. Sen Gupta (ed.). Kluwer Academic Publishers. Printed in Great Britain. 161-179.

Jorissen, F. J., Fontanier, C., and Thomas, E. 2007. Paleocceanographical proxies based on deep-sea benthic foraminiferal assemblage characteristics. In: *Proxies in Late Cenozoic Paleocceanography (part 2): Biological tracers and biomarkers*, edited by C. Hillaire-Marcel and A. de Vernal. Elsevier. pp. 263-325.

Jouzel J., C. Lorius, J. R. Petit, C. Genthon, N. I. Barkov, V. M. Kotlyakov & V. M. Petrov. 1987. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature* 329, 403 – 408. doi:10.1038/329403a0

**K**aiho Kunio. 1994. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index y dissolved- oxigen levels in the modern ocean. *Geology*. 22, 719-722.

- Kaiho Kunio. 1999. Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI). *Marine Micropaleontology*, 37:67-76
- Kamykowski, D. and S.J. Zentara. 1990. Hypoxia in the world ocean as recorded in the historical data set. *Deep-Sea Research* 37(12): 1861-1874.
- Kennett, J. P. 1982. *Marine Geology*. Prentice Hall. Englewood Cliffs. 813 p.
- Kennett J.P. y B.L. Ingram. 1995. A 20,000 year record of ocean circulation and climate change from the Santa Bárbara Basin. *Nature*. 377:510-514.
- Kennett, J.P. and Ingram, B.L. 1995. Paleoclimatic Evolution of Santa Barbar Basin during the last 20 ky marine evidence from Hole 893A. In: Kennett, J.P., Baldauf, J.G., and Lyle, M. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 146 (Pt. 2): 309-325*. Keigwin, L. D., and G. A. Jones (1990), Deglacial climatic oscillations in the Gulf of California, *Paleoceanography*, 5, 1009– 1023. Kessler William S. 2003. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography* 69 (2006) 181–217
- Killops S., Killops V., 2005. *Introduction to organic geochemistry*. Blackwell Publishing. 393p.
- Kirst, G.J., Schneider, R.R., Müller, P.J., Von Storch, I., and Wefer, G., 1999, Late Quaternary variability in the Benguela Current system derived from alkenones: *Quaternary Research*, v. 52p. 92-103.

- L**ara Lara J. R., Robles Jarero E. G., Bazan Guzman M. D. C., et al. 1998. Productividad del fitoplancton. En: M. Tapia García, Editores. "El Golfo de Tehuantepec. Cap. 5". Publicado (PA: CEECH9801)
- Lavin, M., M. Robles, M. Argote, E. Barton, R. Smith, J. Brown, M. Kosro, A. Transviña, H. Velez y J. García. (1992). Physics of the Gulf of Tehuantepec. *En Ciencia y Desarrollo*. Mexico City. 17 (103): p. 97-108.
- Lavin M.F., G. Gaxiola Castro, J.M. Robles and K. Richter. 1995. Winter water-masses and nutrients in the northern Gulf of California. *Journal Geophysical Research*, 100 (C5):8587-8605.
- Lavin M.F., E. Beier y A. Badan. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacionales e interanual. En: M.F. Lavín, editor, *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana. P.141-171
- Levin, L.A. and J.D. Gage. 1998. Relationships between oxygen, organic matter and the diversity of bathyal macrofauna. *Deep-Sea Research*. 45: 129-163.
- Levin L., D. Gutiérrez, A. Rathburn, C. Neira, J. Sellanes, P. Muñoz, V. Gallardo, M. Salamanca. 2002. Benthic processes on the Peru margin: a transect across the oxygen minimum zone during the 1997–98 El Niño. *Progress in Oceanography* 53 (2002) 1–27
- Levin, L.A. 2003. Oxygen minimum zone benthos: Adaptation and community response to hypoxia. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review* 41: 1-45.
- Lewis John M. 2003. Oishi's Observation: Viewed in the Context of Jet Stream Discovery. *American Meteorological Society*. 357-359.
- Linsley, B. K., R. C. Thunell, C. Morgan, and D. F. Williams. 1985. Oxygen minimum expansion in the Sulu Sea, western Equatorial Pacific, during the last glacial low stand of sea level, *Mar. Micropaleontol.*, 9, 95–418.
- Lisiecki, L. E., and M. E. Raymo (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}O$  records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Lisitzin, A.P., 1972. *Sedimentation in the world ocean*. Society of economic paleontologist and mineralogists. Special publication no. 17, 218 pp.
- Loeblich, A. R. and Tappan, H. 1987. *Foraminiferal Genera and their Classification*. Van Nostrand Rienhold Co., New York.
- Lorius, C., J. Jouzel, C. Ritz, L. Merlivat, N.I. Barkov, Y.S. Korotkevich, and V.M. Kotlyakov. 1985. A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature* 316:591-96.
- Loubere, P., 1991, Deep sea benthic foraminiferal assemblage response to a surface ocean productivity gradient: a test, *Paleoceanography*, v. 6, p. 193-204.
- Loubere, P., 1994, Quantitative estimation of surface ocean productivity and bottom water oxygen concentration using benthic foraminifera, *Paleoceanography*, v. 9, p. 723-737.
- Loubere, P., 1996, The surface ocean productivity and bottom water oxygen signals in deep water benthic foraminiferal assemblages, *Marine Micropaleontology*, v. 28, p. 247-261.
- Lozano Álvarez, E. y P. Briones Fourzan, 1981. Informe preliminar del crucero DAMA I. *Inst. Cienc. Del Mar y Limnol. UNAM*. 61p.
- Lugo, J. H. 1986. Morfoestructuras del fondo oceánico mexicano. *Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*. 15: p. 9-40.

- Lyle M.W., Murray, D.W. Finney BP, Dymond J. RobbinsJM, y Brooksforce K. 1988. The record of late Pleistocene biogenic sedimentation in the eastern tropical Pacific Ocean. *Palaeoceanography* 3, 39-59.
- Lyle, M., 1992. Composition maps of surface sediments of the eastern tropical Pacific Ocean. In Mayer, L., Pisias, N., Janecek, T., et al., Proc. ODP, Init. Repts., 138: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 101–115.
- Lyle, M.W., Prahl, F.G., Sparrow, M.A., 1992. Upwelling and productivity changes inferred from a temperature record in the central equatorial Pacific. *Nature* 355, 812–815.
- Lyle, M., Koizumi, I., Richter, C., and Moore, T.C., Jr. (Eds.), 2000. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 167

- M**achain-Castillo y Arellano-Torres. 2002. Variaciones de la Zona de Oxígeno Mínimo del Golfo de Tehuantepec Durante Cuaternario Tardío: Evidencias Micropaleontológicas. III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra. Unión Geofísica Mexicana. p.131.
- Machain Castillo M. L., Arellano Torres E., Cuesta Castillo L. B. y Monreal Gómez M. A. 2004. Evolución Oceanográfica Del Golfo Tehuantepec Durante los últimos 40,000 años. *GEOS*, Vol. 24, No. 2. P. 349
- Machain-Castillo, M. L., G. Diego-Casimiro, A. C. Ruiz-Fernández y L. B. Cuesta-Castillo. 2006. Living (rose bengal stained) benthic foraminifera from the oxygen minimum zone in the Gulf of Tehuantepec, Mexican Pacific. European Geosciences Union General Assembly, Viena, Austria, 2-7 abril, 2006.
- Machain-Castillo, M. L., Monreal-Gómez, M. A., Arellano-Torres, E., Merino-Ibarra, M.M. and González-Chávez, G. (2008). Recent planktonic foraminiferal distribution patterns and its relationships with hydrographic conditions of the Gulf of Tehuantepec, Mexican Pacific. *Marine Micropaleontology* . 66(2): 103-119.
- Mangelsdorf K., Guntner U. y Rullkötter J. 2000. Climatic and oceanographic variations on the California continental margin during the last 160 kyr. *Organic Geochemistry* 31. 829-846.
- Mata Mendoza Maria de la Luz. 1980. Distribución de los Foraminíferos Bentónicos en la parte S.E. del Golfo de Tehuantepec, México. Tesis Licenciatura en Biología, Facultad de Ciencias. UNAM. 62 pp., Apéndice I y II, 12 figuras y 7 tablas.
- Mayewski Paul A., Eelco E. Rohling, J. Curt Stager, Wibjorn Karle'n, Kirk A. Maasch, L. David Meeker, Eric A. Meyersona, Françoise Gassef, Shirley van Kreveldg, Karin Holmgren, Julia Lee-Thorp, Gunhild Rosqvist, Frank Rack, Michael Staubwasser, Ralph R. Schneider, Eric J. Steig. (2004). Holocene climate variability *Quaternary Research* 62 243– 255
- McCreary JP, Lee HS, Enfield DB (1989) The response of the coastal ocean to strong offshore winds: with application to circulation in the gulfs of Tehuantepec and Papagayo. *J Mar Res* 47: 81 - 109
- McIntyre, A., W. F. Ruddiman, K. Karlin, and A. C. Mix. 1989. Surface water response of the equatorial Atlantic Ocean to orbital forcing, *Paleoceanography*, 4, 19-55.
- McManus, J. F., D. W. Oppo, and J. L. Milliman, J.D., 1993: Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean: budget of a nonsteady state. *Global Biogeochem. Cycles*. 7, 927-957.
- Milliman, J.D., P.J. Troy, W.M. Balch, A.K. Adams, Y.H. Li, F. T. Mackenzie. 1999. Biologically mediated dissolution of calcium carbonate above the chemical lysocline. *Deep-Sea Research I* 46:1653-1669.
- Molina-Cruz. A. y M. Martínez-López. 1994. "Oceanography of the Gulf of Tehuantepec, México, indicated by radiolaria remains". *Palaeogeol., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 110: 179-195.
- Monreal, G. y D. A. Salas de L. 1998. Dinámica y estructura termohalina. en *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*. En *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*. Tapia, G. M. (ed) 240 pags. Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México 1998.
- Morales de la Garza E. 1990. Estudio de sedimentos fosfatados en el Golfo de Tehuantepec, México. Tesis de Maestría UACPyP-CCH, UNAM. 113 p.
- Morales de la Garza E., y Carranza-Edwards A. 1995. Sedimentos fosfatados en el Golfo de Tehuantepec. *Hidrobiológica* (1-2):25-36
- Müller P.J. y E. Suess, 1979. Productivity sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans. I. Organic carbon preservation. *Deep Sea Research*. 26A. 1347-1362.
- Mullins, H.T., Wise, S.W. (Jr), Gardulski, A., Hinchey, E., Masters, P. y Siegel, D. 1985. Shallow subsurface diagenesis of Pleistocene periplatform ooze: northern Bahamas. *Sedimentology* 32: 473-494.
- Münchow, A., 2000. Wind stress curl forcing of the coastal ocean near Point Conception, California, *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 1265–1280, 2000.
- Murray J.W. 1991. Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera. Longman Scientific y technical UK. Harlow. 397 pp.

- Murray J.M. 1995. Microfossil indicators of ocean water masses, circulation and climate. Marine palaeoenvironmental analysis from fossils. Bosence D.W.J y Allison P.A. (eds.). Geological Society Special Publications No. 83, 245-264.
- Murray J.W. 2001. The niche of benthic foraminifera, critical thresholds and proxies. *Marine Micropaleontology*. 41, 1-7.
- Murray, J. 2006. *Ecology and Applications of Benthic Foraminifera*. Cambridge University Press. 426 p.

**N**ava-Fernández A. 2009. Respuesta de los foraminíferos planctónicos a cambios estacionales del periodo febrero-julio 2006 en el Noroeste del Golfo de Tehuantepec. *Fac. Ciencias, UNAM*, 69 p.

- O**lausson, E., 1965. Evidence of climatic changes in North Atlantic deep-sea cores, with remarks on isotopic paleotemperature analysis. *Prog. Oceanogr.* **3**, pp. 221–252.
- Ortiz J.D., O'Connell, S.B., Del Viscio, J., Dean, W., Carriquiry J.D., Marchitto, T.M., Zheng, Y., van Geen, A., 2004, Enhanced marine productivity off western North America during warm climate intervals of the past 52 ky: *Geology*, 32, 521-524.

- P**árez-Osuna, F., M.Fong-Lee., H. Fernández-Pérez. 1984. Comparación de tres técnicas para analizar materia orgánica en sedimentos. *An. Inst. Cienc. Del Mar y Limnol. Nac. Autón. México*. 11.(1). 60-75.
- Parker, F.L. 1962. Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments. *Micropaleontology*. Vol. 8, No. 2. p. 219-254.
- Parker William C., Andrew Feldman, Anthony J. Arnold, 1999. Paleobiogeographic patterns in the morphologic diversification of the Neogene planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 152, 1-14.
- Parmenter, F. C., 1970: Picture of the month: A "Tehuantepecer.". *Mon. Wea. Rev.*, 98, 479
- Pérez-Cruz L.L. and Machain-Castillo M.L. 1990. Benthic foraminifera of the oxygen minimum zone, continental shelf of the Gulf of Tehuantepec, México. *Journal of Foraminiferal Research*. 20 (4):312-325.
- Pérez-Cruz Ligia Lucina. 1989. Foraminíferos bentónicos como indicadores de la zona de oxígeno mínimo en el Golfo de Tehuantepec, México. Tesis Maestría (Maestría en Ciencias del Mar (Oceanografía Biológica y Pesquera)) UNAM, Colegio de Ciencias y Humanidades, Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado 136 p.
- Phleger F. B. 1964 a. Patterns of living benthic foraminifera, Gulf of California. In: Andel, T.H. van, y Shor, G.G., Jr., Eds., *Marine geology of the Gulf of California*. Amer. Assoc. Petr. Geol. Mem., no.3 pp.337-394, pls. 1-3, text-figs.1-7.
- Phleger F. B. 1964 b. Foraminiferal ecology and marine ecology. *Marine Geology*. 1: 16-43.
- Phleger F.B. y A. Soutar, 1973. Production of benthic foraminifera in three East Pacific oxygen minima. *Micropaleontology*. 19(1):110-115
- Pichevin, Laetitia E., R.S. Ganeshram, S. Francavilla, E. Arellano-Torres, T. F. Pedersen and Luc Beaufort. 2010. Interhemispheric leakage of isotopically heavy nitrate in the eastern tropical Pacific during the last glacial period. *Paleoceanography*, Vol. 25, PA1204, doi:10.1029/2009PA001754
- Poag, C.W. 1984. Distribution and ecology of deep-water benthic foraminifera in the Gulf of Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 48(1): 25-37.

- Q**uinterno, P.J., y Gardner, J.V., 1987. Benthic foraminifera on the continental shelf and upper slope, Russian River area, northern California. *J. Foraminiferal Research*. V. 17. p. 132.
- Rea, D.K., Lohmann, K.C., MacLeod, N.D., House, M.A., Hovan, S.A., and Martin, G.D., 1991. Oxygen and carbon isotopic records from the oozes of Sites 752, 754, 756, and 757. In Weissel, J., Peirce, J., Taylor, E., Alt, J., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 121: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 229–240. doi:10.2973/odp.proc.sr.121.130.1991
- Reichart G. J., L. J. Lourens y W. J. Zachariass. 1998. Temporal Variability in the Northern Arabian Sea Oxygen Minimum Zone (OMZ) during the Last 225,000 Years. *Paleoceanography*, 13(6), 607–621.

- Robles Jarero Elva G. y Lara Lara Jose R. 1993. Phytoplankton biomass and primary productivity by size classes in the Gulf of Tehuantepec, México. *Journal of Plankton Research*. Vol. 15, No. 12, p. (PA: CEECA9310)
- Roden, G.I. 1961. On the wind driven circulation in the Gulf of Tehuantepec and its effect upon surface temperatures. *Geofísica Internacional*, 1: 55-72 pp.
- Rogers, A. D. 2000. The role of oceanic oxygen minimum zones in generating biodiversity in the deep sea. *Deep Sea Research* 47, 119-148.
- Romero-Centeno, Rosario, Jorge Zavala-Hidalgo, Artemio Gallegos, James J. O'Brien, 2003: Isthmus of Tehuantepec Wind Climatology and ENSO Signal. *J. Climate*, 16, 2628–2639.
- Ruddiman. W.H. 2000. *Earth's Climate: Past and Future* (1st and 2nd editions). Freeman and Co., NY. 465 pp.
- Rühlemann, Carsten; Müller, Peter J; Schneider, Ralph. 1999. Organic carbon and carbonate as paleoproductivity proxies: examples from high and low productivity areas of the tropical Atlantic, In: Fischer, G y Wefer, G (eds.). *Use of Proxies in Paleoceanography. Examples from the South Atlantic*, Springer, Berlin, Heidelberg, 315-344.
- Ruiz Fernández A.C. 1999. Distribucion espacial y temporal de metales pesados en sedimentos lacustres de la cuenca de México: Chalco, Texcoco y Cuautitlan Izcalli, Estado de México. Tesis de doctorado.
- S**altzman, E. y Stievenard, M. 1999. Climatic and atmospheric history of the past 420 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429-436.
- Sánchez A., y Carriquiry J.D. 2007a. Acumulación de Corg, Norg, Porg, y BSi en la margen de Magdalena, BCS (México), durante los últimos 26 Ka. *Ciencias Marinas*, 33 (1): 23-35.
- Sánchez A. y Carriquiry J. 2007b. Flujos de Carbono orgánico sedimentario a lo largo del Margen Continental del Pacífico Nororiental Mexicano durante los 50, 000 años. 427-436.
- Sancetta, C., Lyle, M., Heusser, L., Zahn, R., Bradbury, J.P., 1992, Lateglacial to holocene changes in winds, upwelling, and seasonal production of the northern California Current system: *Quaternary Research*, 38, 359-370.
- Sarmiento, J.L., Herbert, T.D y Toggweiler, J.R. 1988. Causes of anoxia in the world ocean. *Global Biogeochemical Cycles* 2, 115-128.
- SCRIPPT, 1940. E.W. Scripps cruise to the Gulf of California . Creator, Anderson, Charles Alfred, 1902-1950 (issued). Scripps Institution of Oceanography Library; <http://scilib.ucsd.edu/sio/>. Courtesy of Scripps Institution of Oceanography Library; <http://scilib.ucsd.edu/sio/>  
<http://content.cdlib.org/view?docId=kt1z09n6wx&brand=calisphere>.
- Secretaría de Marina. 1978. Estudio oceanográfico del Golfo de Tehuantepec. *Inv.Ocean/Tehua* 04-78. Dir. Gral. Oceanogr. México. Tomo I-III.
- Sen Gupta B. K. 1999. Introduction to modern Foraminifera. En: *Modern Foraminifera*. Barun K. Sen Gupta (ed.). Kluwer Academic Publishers. Printed in Great Britain. 3-6.
- Sen Gupta B. K and Machain-Castillo. 1993. Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology*. 20, 183-201.
- Sen Gupta, B.K., L.E. Smith, and M.L. Machain-Castillo. 2009. Foraminifera of the Gulf of Mexico. In: D.L. Felder and D.K. Camp (eds.). *Gulf of Mexico Origin, Waters, and Biota. Volume 1, Biodiversity*. Texas A&M University Press, College Station, Texas. Institute for Gulf of Mexico Studies. Texas A&M University-Corpus Christi.
- Shackleton, N. J. 2000. The 100,000-Year Ice-Age Cycle Identified and Found to Lag Temperature, Carbon Dioxide and Orbital Eccentricity. *Science* 289: 1897-1902.
- Stumpf, H. G., 1975: Satellite detection of upwelling in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 5:383–388.
- Summerhayes C, K Emeis, M Angel, R Smith & B Zeitzschel. 1995. Upwelling in the ocean: modern processes and ancient records. *Environmental Sciences Research Report* 18: 1-37.
- T**ada Ryuji, Sato Sohei, Irino Tomohisa, Matsui Hiroyuki, and Kennett James P. 2000. Millennial scale compositional variations in the Late Quaternary sediments at site 1017, Southern California. Lyle, M., Koizumi, I., Richter, C., and Moore, T.C., Jr. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 167.. 277-296.
- Tanaka, N., and R. Tada (2000), Calcareous nannofossil assemblages of the last 27 k.y. in hole 1017E, Santa Lucia Slope, off Point Conception, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 167, 303– 308

- Tiedemann Ralf, Sarnthein Michael, Shackleton Nicholas, J. 1994. Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic  $^{18}\text{O}$  and dust flux records of Ocean Drilling Program site 659. *Paleoceanography*, Vol. 9 (4): 619-63
- Thompson and Saito, 1974 P.R. Thompson and T. Saito, Pacific Pleistocene sediments: planktonic foraminifera dissolution cycles and geochronology. *Geology*, 2 7 (1974), pp. 333–335
- Thunell, R.C., Tappa, E., Anderson, D.M., 1995. Sediment fluxes and varve formation in Santa Barbara Basin, offshore California. *Geology* 23.
- Thunell, R. C. y A. B., Kepple. 2004. Glacial-Holocene  $\delta^{15}\text{N}$  record from the Gulf of Tehuantepec, Mexico: Implications for denitrification in the eastern equatorial Pacific and changes in atmospheric  $\text{N}_2\text{O}$ . *Global Biogeochemical Cycles*. 18, GB1001, doi: 10.1029/2002GB002028.
- Torres-Orozco E., 1993. Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California. Tesis de maestría, CICECE. Ensenada, B.C., México.
- Trasviña, A y E. D. Barton. (1997). Los «Nortes» del Golfo de Tehuantepec: la circulación costera inducida por el viento; en *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. M. F. Lavin (ed). Monografía 3. Unión Geofís. Mex. p. 24-46.
- Trasviña A., E.D. Barton, J. Brown, H.S. Vélez, M. Kosro y R.L. Smith, 1995. Offshore Wind Forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: the asymmetric circulation. *Journal of Geophysical Research, Oceans*, 100.20649-20663.

- Van Geen, A., R. G. Fairbanks, P. Dartnell, M. McGann, J. V. Gardner, and M. Kashgarian. 1996. Ventilation changes in the northeast Pacific during the last deglaciation, *Paleoceanography*, 11, 519– 528.
- van Geen, A., Zheng Y., Bernhard J., Cannariato K., Carriquiry J., Dean W., Eakins B., Ortiz J. and Pike J., (2003). On the preservation of laminated sediments along the western margin of North America. *Paleoceanography*, 18 (4) 1089 doi:10.1029/ 2003 PA 000911.
- Vázquez, G. F, S. López, A. Ramírez, M. Turner, A. F. Castillo y H. Alexander. 1998. La química del agua. Cap 4: 35-50. En *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*. Tapia, G. M. (ed) 240 pags. Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México 1998.
- Volat, L. Pastouret and C. Vergnaud-Grazzini. 1980. Dissolution and carbonate fluctuations in Pleistocene deep-sea cores: A review. *Mar. Geol.* 34 (1980), pp. 1–28
- Volbers, A. y Henrich, R. 2002. Late Quaternary variations in calcium carbonate preservation of deep-sea sediments in the northern Cape Basin: results from a multiproxy approach. *Marine Geology* 180:203-220.
- von Rad, U. Schulz, H. y Sonne 90 Scientific party. 1995. Sampling the oxygen minimum zone off Pakistan: glacial-interglacial variations of anoxia and productivity (preliminary results, SONNE 90 cruise). *Marine Geology* 125, 7-19.

- Weber, M., Wiedicke, M. y Reich, V. 1995. Carbonate preservation history in the Peru Basin: Paleocanographic implications. *Paleoceanography*, 10(4):775-800. Wejnert, Katherine E., Carol J. Pride, Robert C. Thunell. 2010. The oxygen isotope composition of planktonic foraminifera from the Guaymas Basin, Gulf of California: Seasonal, annual, and interspecies variability. *Marine Micropaleontology* 74: 29–37 Winant, C. D., and C. E. Dorman (1997), Seasonal patterns of surface wind stress and heat flux over the Southern California Bight, *J. Geophys. Res.*, 102, 5641– 5653.
- Wishner, K. F., C. J. Ashjian, C. Gelfman, M. M. Gowing, L. Kann, L.A. Levin, L. S. Mullineaux, and J. Saltzman. 1995. The lower interface of the eastern tropical Pacific oxygen minimum zone. *Deep-Sea Research* 42:93-115.
- Wyrtki, K. 1967. Circulation and water masses in the E. Equatorial Pacific. *Ocean Jour. Oceanol. Limnol.* 1(2): 117-147

- Zachariasse, W., Schmidt, R. y Leeuwen, V. 1984. Distribution of foraminifera and calcareous nannoplankton in Quaternary sediments of the eastern Angola Basin in response to climatic and oceanic fluctuations. *Netherlands Journal of sea Research*. 17(2-4):250-275.