



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

**PALEOCEANOGRAFÍA DE LA REGIÓN ORIENTAL DEL
GOLFO DE TEHUANTEPEC. ~31000 AÑOS DE REGISTRO
CON FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS**

T E S I S

Que para optar por el grado de:

Maestra en Ciencias del Mar

presenta:

Blenda Dayenari Caballero Rodríguez

Tutor principal:

María Luisa Machain Castillo
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología

Comité Tutor:

Margarita Caballero Miranda
Instituto de Geofísica

Isabel Israde Alcántara
Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás
Hidalgo

María Adela Monreal Gómez
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología

Gloria Vilaclara Fatjó
Instituto de Ciencias del Mar y Limnología

México D. F. Enero de 2013



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.



**PALEOCEANOGRAFÍA DE LA REGIÓN ORIENTAL DEL
GOLFO DE TEHUANTEPEC. ~31000 AÑOS DE REGISTRO
CON FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS**

T E S I S

Que para optar por el grado de:

Maestra en Ciencias del Mar

presenta:

Blenda Dayenari Caballero Rodríguez

Directora de Tesis: María Luisa Machain Castillo

Asesora Externa: Elsa Arellano Torres

Comité Tutorial y Jurado: Margarita Caballero Miranda

Isabel Israde Alcántara

María Adela Monreal Gómez

Gloria Vilaclara Fatjó

México D. F., Enero de 2013

**DOCUMENTO FINAL DE TESIS PARA SER
ENVIADO A INTEGRANTES DE JURADO PARA
REVISION**

NOMBRE DEL ALUMNO: Blenda Dayenari Caballero Rodríguez

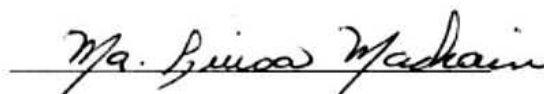
SEMESTRE ACTUAL DE MAESTRIA: 4º Semestre

TITULO DE LA TESIS:

Paleoceanografía de la región oriental del golfo de Tehuantepec.
~31000 años de registro con foraminíferos planctónicos

FIRMA DE AVAL DE REVISION DE DOCUMENTO POR
PARTE DEL TUTOR PRINCIPAL

Director de Tesis:


María Luisa Machain Castillo

<México D. F., a 12 de Octubre de 2012>



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

Universidad Nacional Autónoma de México
Coordinación del Posgrado, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología,
Circuito Exterior s/n, Ciudad Universitaria, México, D.F. 04510
Teléfono y Fax: (52) 56-22-5803, 5829, 5990 y 5991
Correo electrónico: posgrado@mar.icmyl.unam.mx
http://www.unam.mx/ciencias_mar_posgrado



**COORDINACIÓN DEL POSGRADO EN
CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGIA**
Presente

Por este medio me permito informar que, después de haber leído y analizado el manuscrito
Titulado: Paleoceanografía de la región oriental del golfo de Tehuantepec. ~31000 años de
registro con foraminíferos planctónicos que presenta: Blenda Dayenari Caballero Rodríguez
como tesis para obtener el grado de Maestría en Ciencias en el Posgrado en Ciencias
del Mar y Limnología, me permito expresar que la tesis (Sí/No) Sí reúne los requisitos
para ser presentada y defendida en el examen correspondiente.

Agradezco por anticipado su atención a la presente y hago propicia la ocasión para saludarlos.

ATENTAMENTE

A 7 de Enero de 2013

Firma:

Nombre: Margarita Caballero Miranda



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

Universidad Nacional Autónoma de México
Coordinación del Posgrado, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología,
Circuito Exterior s/n, Ciudad Universitaria, México, D.F. 04510
Teléfono y Fax: (52) 56-22-5803, 5829, 5990 y 5991
Correo electrónico: posgrado@mar.icmyl.unam.mx
http://www.unam.mx/ciencias_mar_posgrado



COORDINACIÓN DEL POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA Presente

Por este medio me permito informar que, después de haber leído y analizado el manuscrito
Titulado: Paleoceanografía de la región oriental del golfo de Tehuantepec. ~31000 años de
registro con foraminíferos planctónicos que presenta: Blenda Dayenari Caballero Rodríguez
como tesis para obtener el grado de Maestría en Ciencias en el Posgrado en Ciencias
del Mar y Limnología, me permito expresar que la tesis (Sí/No) SI reúne los requisitos
para ser presentada y defendida en el examen correspondiente.

Agradezco por anticipado su atención a la presente y hago propicia la ocasión para saludarlos.

ATENTAMENTE

A 7 de ENERO de 2013

Firma:

Nombre:

Isabel Israde Alcántara



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

Universidad Nacional Autónoma de México
Coordinación del Posgrado, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología,
Campus Estéreo 170, Ciudad Universitaria, México, D.F. 04510
Teléfono y Fax: (52) 56 22 5000, 5829, 5990 y 5991
Correo electrónico: posgrado@mar.cmyl.unam.mx
http://www.unam.mx/ciencias_mar_posgrado



COORDINACIÓN DEL POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA Presente

Por este medio me permito informar que, después de haber leído y analizado el manuscrito
titulado Paleoceanografía de la región oriental del Golfo de Tehuantepec,
~ 31000 años de registro con foraminíferos planctónicos.

que presenta Blenda Dayenari Caballero Rodríguez

como tesis para obtener el grado de Maestra en Ciencias en el
Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, me permito expresar que la tesis (Sí/No) sí
reúne los requisitos para ser presentada y defendida en el examen correspondiente.

Agradezco por anticipado su atención a la presente y hago propicia la ocasión para
saludarlos

ATENTAMENTE

A 13 de diciembre de 2012

Firma Adela Monreal

Nombre Dra. María Adela Monreal Gómez



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

Universidad Nacional Autónoma de México
Coordinación del Posgrado, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología,
Circuito Exterior s/n, Ciudad Universitaria, México, D.F. 04510
Teléfono y Fax: (52) 56-22-5803, 5829, 5990 y 5991
Correo electrónico: posgrado@mar.icmyl.unam.mx
http://www.unam.mx/ciencias_mar_posgrado



**COORDINACIÓN DEL POSGRADO EN
CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA**
Presente

Por este medio me permito informar que, después de haber leído y analizado el manuscrito
Titulado: Paleoceanografía de la región oriental del golfo de Tehuantepec. ~31000 años de
registro con foraminíferos planctónicos que presenta: Blenda Dayenari Caballero Rodríguez
como tesis para obtener el grado de Maestría en Ciencias en el Posgrado en Ciencias
del Mar y Limnología, me permito expresar que la tesis (Sí/No) SÍ reúne los requisitos
para ser presentada y defendida en el examen correspondiente.

Agradezco por anticipado su atención a la presente y hago propicia la ocasión para saludarlos.

ATENTAMENTE

A 30 de Noviembre de 2012

Firma: _____

Nombre: Gloria Vilaclara Fatjó



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

Universidad Nacional Autónoma de México
Coordinación del Posgrado, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología,
Circuito Exterior s/n, Ciudad Universitaria, México, D.F. 04510
Teléfono y Fax: (52) 56-22-5803, 5829, 5990 y 5991
Correo electrónico: posgrado@mar.icmyl.unam.mx
http://www.unam.mx/ciencias_mar_posgrado



**COORDINACIÓN DEL POSGRADO EN
CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGIA**
Presente

Por este medio me permito informar que, después de haber leído y analizado el manuscrito
Titulado: Paleoceanografía de la región oriental del golfo de Tehuantepec. ~31000 años de
registro con foraminíferos planctónicos que presenta: Blenda Dayenari Caballero Rodríguez
como tesis para obtener el grado de Maestría en Ciencias en el Posgrado en Ciencias
del Mar y Limnología, me permito expresar que la tesis (Sí/No) Sí reúne los requisitos
para ser presentada y defendida en el examen correspondiente.

Agradezco por anticipado su atención a la presente y hago propicia la ocasión para saludarlos.

ATENTAMENTE

A 07 de enero de 2013

Firma: Elsa Arellano T.

Nombre: Elsa Arellano Torres

*In a solitude of the sea
Deep from human vanity,
And the Pride of Life that planned, stilly couches she*

=Thomas Hardy=
The Convergence of the Twain

AGRADECIMIENTOS

A mi asesora, la Dra. María Luisa Machain Castillo, por la dirección de este trabajo, además de su dedicación y comprensión.

A la Dra. Elsa Arellano Torres, por compartir su conocimiento, entusiasmo y amistad.

A mi comité tutorial: Dra. Margarita Caballero Miranda, Dra. Isabel Israde Alcántara, Dra. Adela Monreal Gómez y especialmente a la Dra. Gloria Vilaclara por sus comentarios y observaciones oportunas que enriquecieron este proyecto, además de aportar el impulso y la motivación necesarias para concluir este trabajo.

A la Dra. Corina Solís Rosales del Instituto de Física UNAM, al Dr. Francisco Javier Santos Arévalo y a Isabel Gómez Martínez, del Centro Nacional de Aceleradores de Sevilla, España por la realización de los fechamientos de ^{14}C .

A la tripulación del "B/O El Puma", a los participantes de la campaña "Tehua 2003" y a toda la gente del Laboratorio de Micropaleontología (y alrededores).

A todos los que me apoyaron, acompañaron, escucharon, aconsejaron, sonsacaron, regañaron, soportaron, etc., a lo largo de esta etapa.

Contenido

RESUMEN.....	1
1. INTRODUCCIÓN	2
1.1 Los Foraminíferos.....	3
1.2 Paleoindicadores físicos y geoquímicos.....	5
1.3 Sitio de Estudio.....	7
1.4 El Clima en el Cuaternario.....	13
1.5 Antecedentes.....	14
2. OBJETIVOS	17
3. HIPÓTESIS	18
4. MATERIALES Y MÉTODO	19
4.1 Colecta y Muestreo	19
4.2 Análisis granulométrico	20
4.3 Modelo de edad	20
4.4 Análisis Isotópico	20
4.5 Análisis faunístico de foraminíferos planctónicos.....	21
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	23
5.1 Descripción del Núcleo.....	23
5.2 Modelo de edad.....	24
5.3 Isótopos de carbono y oxígeno.....	25
5.4 Contenido de arenas.....	26
5.5 Estructura ecológica.....	27
5.6 Abundancia de especies.....	29

5.7 Análisis de factores.....	29
5.8 Interpretación paleoceanográfica	33
6. CONCLUSIONES	42
LITERATURA CITADA	44
Anexo I: Relación entre profundidad, y edades.....	52
Anexo II: Valores de los atributos medidos.....	53
Anexo III: Listado de especies.	54
Anexo IV: Abundancia relativa de todas las especies.....	55
Anexo V: Abundancia absoluta de las especies.....	57
Anexo VI: Análisis de Factores "Factor Loadings"	59
Anexo VI: Análisis de Factores "Factor Scores"	60

Con el fin de contribuir a la mejor comprensión del sistema climático, este trabajo pretende documentar la variabilidad climática de los últimos 31000 años en el Pacífico Tropical Oriental. Para dicho propósito se analizaron las asociaciones de foraminíferos planctónicos presentes a lo largo del núcleo T03E36, de 165 cm de longitud, cuyo registro indica que fue recuperado en la zona oriental del golfo de Tehuantepec en las coordenadas 15° 00.767' N y 93° 05.038' O, a 44m de profundidad. Estos resultados se compararon con características geoquímicas (proporción de arenas, $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, carbono orgánico y susceptibilidad magnética) para proponer escenarios oceanográficos y cambios ambientales dentro de la región.

De acuerdo con los datos obtenidos, se puede dividir la historia oceanográfica del golfo de Tehuantepec en tres etapas: La primera, denominada "Pleistoceno", abarca desde la base del núcleo, de ~31200 a ~13200 años cal BP; se caracteriza por las especies: *G. ruber*, *G. falconensis*, *G. inflata*, *G. glutinata* y *G. crassaformis*, lo cual sugiere el predominio de un ambiente templado y oligotrófico; la productividad inferida fue baja con respecto a las otra etapas; es posible que prevaleciera un ambiente estratificado y oligotrófico durante la mayor parte del año, con surgencias ocasionales en pulsos de corta duración. El periodo denominado "Transición" se registra en las muestras correspondientes a los ~11900 a ~10700 años cal BP; la predominancia de especies como *G. quadrilobatus*, *N. dutertrei*, *N. Pachyderma*, y *G. sacculifer* y, en menor grado, *G. crassaformis*, *G. truncatulinoides* y *G. bulloides*, sugiere una termoclina somera dentro de la zona fótica, acompañada por un aumento en la productividad. Entre los intervalos correspondientes a la etapa de transición se presenta un periodo (~11300 años BP) cuya asociación faunística coincide con aquella representativa del Pleistoceno, posiblemente relacionado con el periodo frío conocido como *Younger Dryas*. Finalmente, los últimos ~9500 años corresponden al "Holoceno"; la asociación faunística predominante en este periodo está compuesta por las especies *G. ruber*, *G. menardii*, y *P. obliquiloculata*, organismos propios de aguas cálidas y estratificadas, donde la termoclina se encuentra predominantemente por debajo de la zona fótica, lo cual genera un ambiente oligotrófico; no obstante, la densidad de organismos indica un aumento en la productividad durante el Holoceno con respecto al Pleistoceno, lo cual puede ser producto de la advección de nutrientes provenientes de la surgencia del golfo de Tehuantepec.

1. INTRODUCCIÓN

El cambio climático global es un asunto de gran importancia que afecta cada vez más a la población humana, tanto en cuestiones de seguridad como en el ámbito económico. Con el fin de prepararnos para enfrentar este cambio, es necesario aumentar los esfuerzos destinados a profundizar en el conocimiento del sistema climático; una forma de hacerlo es a través de reconstrucciones paleoclimáticas, esto es, el estudio de la variación del clima en el pasado, lo cual nos ayuda a comprender mejor el funcionamiento natural de los diferentes componentes de dicho sistema.

La paleoclimatología es la disciplina que estudia el clima en escalas de tiempo mayores a aquellas que abarca el registro instrumental; para hacerlo utiliza herramientas llamadas "*proxies*" o paleoindicadores. Estos son archivos naturales cuyas propiedades biológicas, físicas o químicas, proporcionan información cuantificable, que puede ser relacionada con las condiciones ambientales existentes durante su formación (Wefer, 1999; Hillaire-Marcel y de Vernal, 2007; Cronin, 2010). Los estudios paleoclimáticos nos proporcionan una perspectiva del clima desde un contexto variable en el tiempo, lo cual nos permite percibir nuestro entorno como un sistema dinámico, con capacidad de modificarse como respuesta ante forzamientos externos e internos para restablecerse o encontrar un nuevo equilibrio (Cronin *et al.*, 2003).

Uno de los componentes más importantes del sistema climático es el océano, ya que es capaz de acumular y distribuir una gran cantidad de energía alrededor del planeta a partir de sus corrientes superficiales y profundas (Bradley, 1999). Por esta razón, el estudio de las condiciones oceánicas antiguas nos permite aproximarnos al mejor entendimiento del clima y su variación a través del tiempo. La paleoceanografía es un campo multidisciplinario en el que interactúan disciplinas como la física, química, biología y geología, para contribuir al conocimiento de las condiciones oceanográficas que prevalecieron en el pasado (Wefer, 1999; Hillaire-Marcel y de Vernal, 2007). Uno de los primeros pasos importantes dados en este campo fue en los años 70's, con el desarrollo de las primeras funciones de transferencia para deducir la paleotemperatura marina a partir de asociaciones de microfósiles (Imbrie y Kipp, 1971). Pocos años después, cobra un gran impulso con la implementación del proyecto CLIMAP (1976), el cual conjuntó una gran cantidad de esfuerzos para crear un mapa climatológico del océano de la Tierra hace 18000

años, alrededor del último máximo glaciar. A partir de entonces, se han desarrollado muchos trabajos en diversas regiones y escalas, utilizando toda clase de paleoindicadores (Hillaire-Marcel y De-Vernal, 2007).

Dentro de la enorme variedad de *proxies* que existen para inferir condiciones paleoceanográficas, el uso de foraminíferos es ampliamente utilizado, tanto por sus características morfológicas como por su composición geoquímica. Este grupo se caracteriza por su gran sensibilidad ecológica, en la que las diferencias de composición taxonómica, poblacional, morfológica e isotópica de las asociaciones, pueden indicar cambios ambientales (Armstrong y Brasier, 2005). Otras ventajas de trabajar con foraminíferos son que: *i)* se les puede encontrar en una gran variedad de sedimentos, debido a su amplia distribución geográfica; *ii)* gracias a su testa rígida, suelen encontrarse con una buena preservación cuando el ambiente es favorable, y *iii)* su pequeño tamaño, junto con su gran abundancia, permite hacer estudios estadísticamente confiables con una pequeña cantidad de muestra (Murray, 1991).

1.1 Los Foraminíferos

Con el fin de realizar interpretaciones paleoambientales confiables a partir de las asociaciones de foraminíferos, es necesario conocer los aspectos básicos de la morfología y ecología de este grupo; así mismo, resaltar que la taxonomía de este grupo se ha enfocado en las características morfológicas de la testa, lo que permite, con cierta experiencia, reconocer las distintas especies aun después miles o millones de años de que estas vivieron (Murray, 1991).

Los foraminíferos son protozoarios marinos de vida libre de cuerpo ameboideo que secretan una concha o testa compuesta generalmente de carbonato de calcio. Su cuerpo unicelular puede medir desde algunas decenas de micrómetros (μm) hasta varios centímetros, siendo generalmente del tamaño de las arenas (de $63 \mu\text{m}$ a 2mm). Su alimento consiste principalmente de algas, otros protozoarios, pequeños crustáceos, larvas y materia orgánica (Sen Gupta, 1999; Armstrong y Brasier, 2005).

En el organismo se distinguen dos tipos de protoplasma: el endoplasma, de color oscuro, restringido al interior de las cámaras, y el ectoplasma, de color más claro, que se extiende hacia el exterior de la testa, dando lugar a los pseudópodos granuloreticulosos característicos de este grupo; estos son extensiones finas que

se bifurcan y anastomosan, formando una red con gránulos plasmáticos que se desplazan a través de los filamentos. Las funciones principales de los pseudópodos son capturar y digerir el alimento, deshacerse de los desechos, formar uniones temporales o semipermanentes con el sustrato, construir la testa y, en algunos casos, formar quistes (Loeblich y Tappan, 1988).

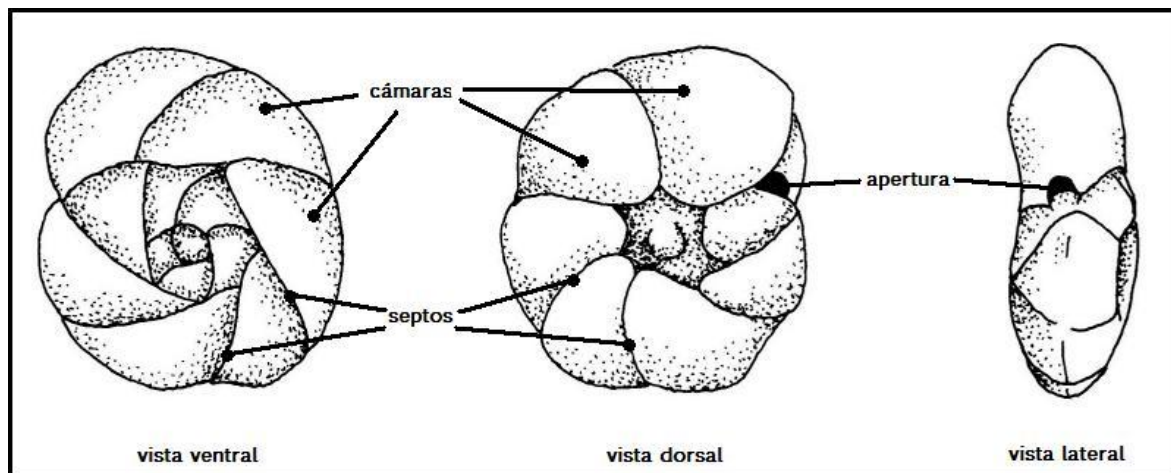


Figura 1.1 Estructura general de la testa

La testa es una secreción del ectoplasma generalmente compuesta de calcita, aunque también puede ser de tectina, partículas aglutinadas, aragonita o sílice; consiste en una cámara, o varias que se van incorporando a medida que crece el organismo. El citoplasma puede desplazarse hacia el interior o exterior de la testa por medio de aperturas y poros que varían en número, tamaño, posición y forma, dependiendo de cada especie. Cuando se agrega una nueva cámara, la apertura anterior permanece, permitiendo la comunicación con las cámaras anteriores; a este conducto se le denomina foramen. En 1826, d'Orbigny hace referencia a esta estructura y es el primero en proponer el término "foraminífero" para referirse al grupo (Loeblich y Tappan, 1988; Armstrong y Brasier, 2005).

El ambiente determina, en gran medida, la morfología de la testa, ya que esta se adapta a las condiciones particulares de su entorno (Marszalek *et al.*, 1969; Armstrong y Brasier, 2005); con base en lo anterior, reconocemos dos grandes grupos: planctónicos y bentónicos.

Las asociaciones de foraminíferos bentónicos son útiles en la reconstrucción de parámetros físicos como la profundidad, o químicos como la concentración de oxígeno, de flujo orgánico y/o de nutrientes, que pudieran interpretarse en función de la productividad. No obstante, se debe tener cuidado con estas interpretaciones, ya que la señal puede estar afectada por la formación de

microambientes dentro del sustrato, o bien por procesos tafonómicos (Jorissen *et al.*, 1999).

Por otro lado, los foraminíferos planctónicos son los principales portadores de información paleoceanográfica, ya que sus testas contienen una gran cantidad de *proxies*, tanto en su composición química, como en su estructura poblacional y características morfológicas. A partir de su estudio es posible reconocer masas de agua y patrones biogeográficos, así como otras características ambientales (Kucera, 2007). El uso de asociaciones de foraminíferos planctónicos para estudios paleoclimáticos es muy extenso desde que Murray (1897) reconoció su relación con la temperatura superficial. En general, la proporción entre asociaciones cálidas/frías se ha utilizado ampliamente para trazar la historia de la temperatura superficial; esta técnica depende de la identificación correcta y el conteo de la abundancia de especies cuyas afinidades ecológicas se conocen (Wefer *et al.*, 1999; Kucera, 2007 y referencias ahí citadas).

1.2 Paleoindicadores físicos y geoquímicos

Otra manera de obtener información paleoceanográfica es a través de la composición química del material que conforma el registro geológico, ésta puede ser mediante la presencia o la proporción de determinadas especies químicas como isótopos, tanto estables como radiactivos y elementos traza; o bien mediante el análisis de ciertos atributos físicos del archivo natural, como la conformación del sedimento o propiedades magnéticas, entre muchos otros (Cronin 1999). El uso de distintos paleoindicadores juntos nos permite complementar y corroborarla información para realizar reconstrucciones paleoceanográficas más confiables. A continuación se presenta una visión general de los paleoindicadores relevantes para este estudio.

Isótopos radiactivos.- el uso de elementos radiactivos es esencial para determinar la edad de los registros y conocer el momento geológico que estamos trabajando. En el caso del Cuaternario, el ^{14}C es el isótopo más socorrido para realizar fechamientos, si bien este método sólo es aplicable a los últimos 50000 años, periodo relativamente corto (Walker, 2005). El principio de este método radiométrico es el decaimiento del isótopo inestable ^{14}C a ^{14}N ; este decaimiento disminuye a una tasa constante (*i. e.* vida media, la mitad de los átomos decaen cada 5730 años), es posible calcular cuánto tiempo ha transcurrido desde que cierto material comenzó a decaer (Walker, 2005). Para calibrar estos resultados a

fechas calendarizadas se ha desarrollado un método que compara las dataciones de radiocarbono con dataciones dendrocronológicas, al tiempo que considera las características propias del archivo geológico, de forma que podemos referirnos a años calendarizados (años cal) que se corresponden más adecuadamente a los periodos de tiempo que manejamos cotidianamente (Stuvier *et al.*, 2005).

Isótopos estables.- Se basa en la proporción de dos especies del mismo elemento en comparación con un estándar, usualmente expresado como "δ". Por ejemplo, el δ¹⁸O es la proporción de isótopo pesado de oxígeno (¹⁸O), con respecto a la cantidad de isótopo ligero (¹⁶O) presente en la muestra, en comparación con el estándar de Viena del agua marina media (VSMOW, por sus siglas en inglés), y se calcula mediante la fórmula:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(\text{}^{18}\text{O}/\text{}^{16}\text{O})_{\text{muestra}} - (\text{}^{18}\text{O}/\text{}^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}}{(\text{}^{18}\text{O}/\text{}^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}}} \times 1000$$

El fraccionamiento de los isótopos de oxígeno depende de distintas circunstancias, como *i)* el régimen de precipitación y evaporación, debido a que el isótopo pesado se evapora con mayor dificultad y precipita más fácilmente, *ii)* la temperatura, a mayor temperatura mayor δ¹⁸O, y *iii)* en el caso compuestos orgánicos, el metabolismo, ya que los organismos tienden a integrar preferentemente el isótopo ligero, pues consume menos energía (Lea, 2003; Wejnert *et al.*, 2010).

De la misma manera se puede calcular el δ¹³C (entre los isótopos ¹²C y ¹³C), con la diferencia de que el estándar corresponde al VPDB (Pee Dee Belemnite de Viena). Entre los factores que afectan el fraccionamiento de este elemento se encuentra: *i)* la productividad primaria del ambiente, nuevamente debido a la preferencia de los organismos por consumir el isótopo ligero y, por lo tanto, enriquecer su medio con el isótopo pesado, *ii)* la actividad humana en escalas de tiempo más recientes, debido a la quema de combustibles fósiles que ha aumentado la proporción de ¹²C en la atmósfera (Tyson, 1995; Wagner y Dupont, 1999; Cronin, 1999, 2010).

Carbono orgánico.- puede usarse como indicador de paleoproduktividad debido a que este elemento se encuentra en todas las formas de vida. La presencia de este elemento en los sedimentos refleja los cambios en la productividad superficial; no obstante, el uso de este proxy presenta ciertas dificultades debido a los procesos diagenéticos (Berger y Herguera, 1992).

Susceptibilidad magnética.-Mediante este método se examina la concentración de minerales ferromagnéticos presentes en los sedimentos. Esta información puede

interpretarse en función de flujo de partículas terrígenas al lecho marino, así como origen de estas (Opdyke y Channell, 1996).

1.3 Sitio de Estudio

1.3.1 Pacífico Tropical Oriental

Circulación oceánica superficial.- En el océano Pacífico la circulación atmosférica determina, en gran medida, la formación de dos grandes giros anticiclónicos que conforman la circulación general de esta gran extensión de agua (Garrison, 2005). En la región oriental, la presencia del continente americano representa el factor de forzamiento predominante, ya que interrumpe y redistribuye el flujo de las corrientes, al tiempo que influye en los patrones de vientos al modificar la localización de los centros de alta y baja presión atmosférica. En el Pacífico Tropical Oriental (PTO) la convergencia de los grandes giros y la topografía del continente generan complejas estructuras tridimensionales en la circulación marina (Kessler, 2006).

A continuación se describen brevemente las corrientes que componen la circulación del PTO (Figura 1.2): La Corriente de California (CC) es una corriente fría que fluye bordeando la costa occidental de Norteamérica hacia el Ecuador; su contraparte en el hemisferio sur es la corriente de Humboldt (CH), que recorre la costa de Sudamérica hacia el norte. En la zona donde convergen ambos flujos se encuentra el Sistema Ecuatorial de Corrientes (SEC), formado por la Corriente Norecuatorial (CNE) y la Corriente Sudecuatorial (CSE) que fluyen hacia el oeste, separadas entre sí por la Contracorriente Norecuatorial (CCNE) que fluye en dirección contraria. Cuando la CCNE alcanza las costas de Centroamérica, se desvía hacia el norte y forma la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR), y más al norte al cambiar su velocidad y características físicas se forma la Corriente Mexicana Oriental (CMO), que baña la costa del Pacífico mexicano de sudeste a noreste (Figura 1.2; Hickey, 1979; Parés-Sierra *et al.*, 1997; Kessler, 2006).

Circulación atmosférica y clima.- En el Pacífico tropical, la precipitación es la principal variable ambiental que afecta al clima (Poveda *et al.*, 2006); esta, a su vez, está en función de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). La ZCIT es una banda circumglobal de baja presión atmosférica, y alta precipitación, que se forma donde confluyen los vientos alisios del norte y del sur, y fuerzan al aire a ascender. Su posición varía estacionalmente, siguiendo al hemisferio más cálido, en el PTO se

le puede encontrar hasta los 10°N en agosto–septiembre y cerca de 3°N en febrero–marzo. Esta migración cíclica está acompañada por cambios en la temperatura superficial del mar de hasta 5° C (Koutavas y Lynch-Stieglitz, 2005; Sachs *et al.*, 2009 y 2011).

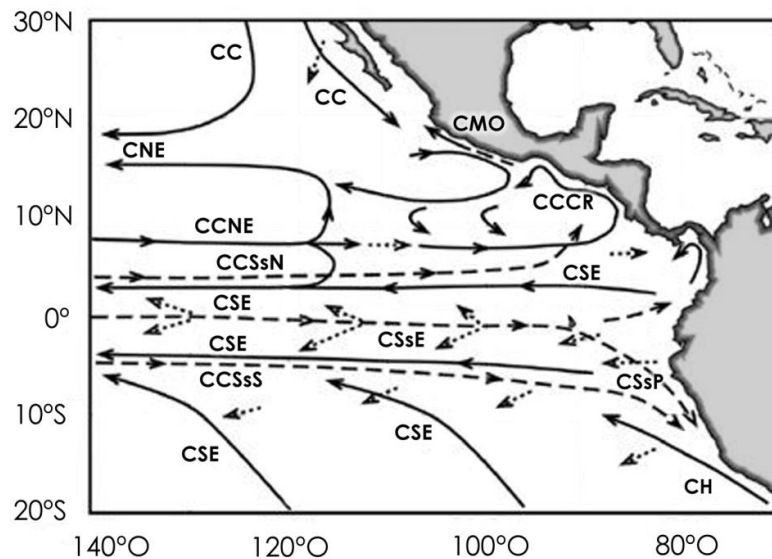


Figura 1.2 Circulación oceánica del Pacífico Oriental. CC=Corriente de California, CNE=Corriente Norecuatorial, CCNE=Contracorriente Norecuatorial, CSE=Corriente Surecuatorial, CCCR= Contracorriente Costera de Costa Rica, CH= Corriente de Humboldt, CSsE=Contracorriente Subsuperficial Ecuatorial, CMO=Corriente Mexicana Oriental, CSsP=Corriente Subsuperficial de Perú, CCSsN= Contracorriente Subsuperficial del Norte y CCSsS=Contracorriente Subsuperficial del Sur. → Corrientes superficiales ···> Corrientes cercanas a la superficie --> Corrientes subsuperficiales. (Tomado de Kessler, 2006).

Además de la variabilidad anual, el clima en el PTO es afectado por fenómenos interanuales como la Oscilación Austral “El Niño”, también conocida como ENSO (por sus siglas en inglés), este es un fenómeno recurrente que se presenta en ciclos irregulares de 2-7 años. Se caracteriza por un calentamiento anómalo en el Pacífico occidental que se desplaza hacia América y permanece de 12 a 18 meses; durante esta etapa la temperatura superficial del PTO aumenta y los gradientes térmicos disminuyen, la termoclina se encuentra más profunda y las surgencias son inhibidas. Durante la fase fría de esta oscilación, “La Niña”, el efecto es inverso (Duarzo y Baumgartner, 2002; Mantua *et al.*, 2002; Koutavas y Lynch-Stieglitz, 2005).

Zonas de Oxígeno Mínimo.- La concentración de oxígeno en el océano depende del intercambio de gases con la atmósfera y del equilibrio entre fotosíntesis y respiración, producto de la actividad biológica. En general, las aguas intermedias se encuentran deficientes en oxígeno debido a que no han estado en contacto con la atmósfera en mucho tiempo; adicionalmente la respiración de los organismos y la descomposición de sus residuos al precipitarse hacia el fondo, consumen el poco oxígeno disponible, y así se forma lo que se conoce como Zonas de Oxígeno Mínimo (ZOM); estos procesos son especialmente intensos en las desembocaduras de grandes ríos, fiordos y zonas de alta productividad (Sen Gupta y Machain-Castillo, 1993; Bernhard y Sen Gupta, 1999; Karstensen *et al.*, 2008).

En el PTO los vientos soplan hacia el ecuador prácticamente paralelos a la costa, forzando al agua superficial a alejarse del continente (por efecto del transporte de Ekman), esta es reemplazada por agua subsuperficial rica en nutrientes; lo cual estimula la productividad primaria en la superficie, el resultado es una ZOM muy intensa a lo largo de la costa occidental de América (Wyrтки, 1967; Bernhard y Sen Gupta, 1999; Karstensen *et al.*, 2008).

1.3.2 Golfo de Tehuantepec

El golfo de Tehuantepec es una extensión del océano Pacífico de aproximadamente 125 000 km², que se adentra sobre el territorio mexicano, al Sur de los estados Chiapas y Oaxaca. Se extiende latitudinalmente entre los 14° 30' hasta los 16° 12' N; y longitudinalmente de los 92° 17' a los 96° 00' O (Lavín, 1992; Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

Geología.- La estructura tectónica del golfo de Tehuantepec es compleja debido a la presencia de una triple unión entre las placas de Cocos, Norteamérica y del Caribe; entre las dos primeras se genera una zona de subducción paralela a la costa conocida como la Trinchera Mesoamericana, en la cual la corteza oceánica se desliza por debajo del continente. Por otro lado, el deslizamiento lateral de la placa del Caribe con respecto a la de Norteamérica genera un sistema de fallamientos que originan la fractura de Tehuantepec, la cual se localiza paralela a la costa sobre la plataforma continental. Una fractura en la placa de Cocos da lugar a la dorsal de Tehuantepec que se extiende perpendicular a la costa hacia el océano Pacífico (Figura 1.3; Carranza-Edwards *et al.*, 1998).

Geomorfología de la cuenca.- La plataforma continental de esta región tiene un promedio de 100 km, siendo más estrecha en el extremo occidental y aumentando

su amplitud hacia el lado oriental; se extiende hacia el sur hasta terminar abruptamente en la trinchera Mesoamericana, donde la placa de Cocos se desliza bajo la placa de Norteamérica; en esta plataforma se presentan lagunas, barras de arena y planicies aluviales. Se reconocen dos provincias: una frente a las costas de Oaxaca, donde la plataforma es más estrecha, y otra del lado oriental, frente a la costa de Chiapas (Carranza-Edwards *et al.*, 1998).

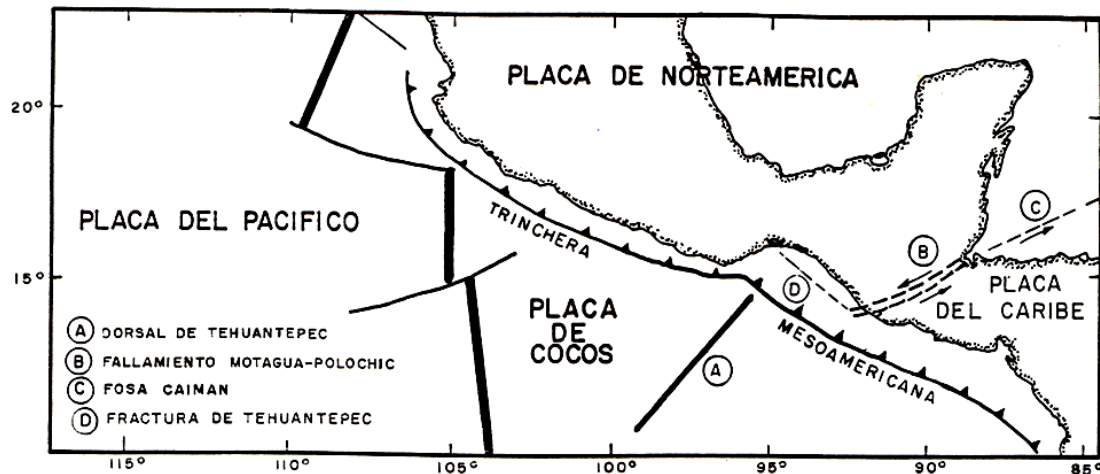


Figura 1.3 Estructura tectónica del Golfo de Tehuantepec (tomado de Carranza-Edwards *et al.*, 1998)

Sedimentología.- las playas del golfo reciben sedimentos procedentes de cuerpos rocosos del Paleozóico y Precámbrico, de rocas intrusivas del Mesozóico, Terciario y Cuaternario así como suelos del Cuaternario. Según la clasificación de Folk, la composición corresponde a feldsarenitas. Existe un alto contenido de feldespatos provenientes de los afloramientos de rocas plutónicas y metamórficas de la región. La proporción de feldespato/cuarzo es menor en las costas oaxaqueñas que en la chiapanecas posiblemente debido al aporte de sedimentos provenientes del volcán Tacaná, en Chiapas (Carranza-Edwards *et al.*, 1998). En cuanto a la granulometría, las playas de Oaxaca presentan una tendencia por arenas medias moderadamente bien clasificadas, simétricas y mesocúrticas; en las playas de Chiapas los parámetros texturales son similares, excepto por un menor grado de clasificación y una tendencia a la asimetría en las partículas más finas, siendo la distribución de estas platicúrticas y mesocúrticas. En la mesoplaya hay una mayor tendencia a sedimentos mejor clasificados y arenas mesocúrticas (Carranza-Edwards *et al.*, 1998).

En el lecho marino, las arenas lodosas y los sedimentos oscuros son más comunes en el lado oriental del golfo; cerca de las lagunas costeras se aprecian extensiones de lodos arenosos en aguas someras que sugieren un importante aporte de sedimentos lagunares hacia la plataforma (Carranza-Edwards *et al.*, 1998), así mismo Morales-de-la-Garza y Carranza-Edwards (1995) reportan que la fracción arenosa está principalmente constituida por cuarzo y partículas biogénicas (foraminíferos, micromolúscos, ostrácodos, briozoarios y restos de conchas), y que estas últimas guardan una relación directamente proporcional con la profundidad.

Masas de Agua.- Dentro del golfo de Tehuantepec se han registrado las siguientes masas de agua (Monreal-Gómez y Salas-de-Leon, 1998):

- Agua Superficial Ecuatorial (ASE).- se caracteriza por temperaturas elevadas de 18 a 30°C y salinidad menor a 34 ups; sus propiedades son determinadas por la advección estacional de corrientes frías y la formación de surgencias ecuatoriales
- Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt).- entra al golfo durante el verano con la CCCR, su temperatura es de 9 a 18°C y su salinidad de 34.5-35 ups. Es el agua que alcanza la superficie durante las surgencias.
- Agua Intermedia del Pacífico (AIP).- es una masa de agua fría (4 a 9°C) y salinidad de 34.5-34.8 ups. su concentración de oxígeno es muy baja (0.0 a 0.5ml/L).
- Agua Profunda del Pacífico. Su temperatura es <4°C y su salinidad >34.5 ups. se encuentra a partir de los 2000 m de profundidad.

Los límites de estas masas de agua varían con el tiempo en función de la estacionalidad y otros fenómenos climáticos como ENSO y los "Tehuano".

Circulación Superficial.- En el golfo de Tehuantepec ocurre un fenómeno océano-atmosférico peculiar, originado por los vientos "Tehuano". Los "Tehuano" son fuertes vientos provenientes del norte que soplan intermitentemente sobre el Golfo de Tehuantepec durante el invierno; estos vientos son consecuencia de la diferencia de presión atmosférica entre el golfo de México (alta presión) y el océano Pacífico (baja presión); como la orografía de América forma una barrera con un promedio de 2000 m de altura, estos vientos son bloqueados a lo largo del continente excepto por un intervalo de 40 km aproximadamente, a la altura del Istmo de Tehuantepec, conocido como el "Paso de Chivela", donde la altura promedio es de 200 m (Figura1.4). El efecto de canal en esta zona acelera los

vientos, que atraviesan con velocidades promedio de 10-20Km/h y alcanzan hasta los 25 km/h (Trasviña y Barton, 1997).

Su efecto sobre el golfo de Tehuantepec es la formación de una surgencia eólica, perpendicular a la costa, que se extiende hasta 650 km en dirección sur-suroeste, con temperaturas superficiales de hasta 6°C menor que el agua circundante. Del lado occidental de la surgencia se forma un giro anticiclónico de 200 km de diámetro que genera hundimiento de la pincoclina hasta los 100 m (Alvarez *et al.*, 1989; Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).



Figura 1.4 Topografía general del istmo de Tehuantepec y mostrando los vientos Tehuanos y su efecto en la circulación del golfo de Tehuantepec (tomado de Machain castillo et al. AGU Fall Meeteng 2003)

Por otro lado, durante los meses cálidos, cuando los Tehuanos están ausentes, la circulación en el golfo es dirigida por la CCCR que fluye hacia el noroeste y luego al suroeste siguiendo el perfil del continente, interrumpida ocasionalmente por el efecto de huracanes y tormentas (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998). Los efectos de "el Niño" se reflejan en una termoclina más profunda debido a la advección de aguas cálidas ecuatoriales, y por lo tanto una menor productividad superficial; durante "La Niña" la termoclina es relativamente somera; no obstante, como los Tehuanos disminuyen tanto en intensidad como en frecuencia, la estructura vertical no llega a romperse y no ocurren surgencias, por lo cual la productividad no aumenta en estos periodos (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998; Trasviña *et al.*, 2003).

1.4 El Clima en el Cuaternario

El Cuaternario es el periodo geológico que comprende los últimos 2.5 millones de años (International Stratigraphic Chart 2012), se caracteriza por una alternancia entre fases frías y cálidas, también conocidas como ciclos glacial-interglacial (G-IG); esta alternancia es el resultado de contextos tectónicos, oceanográficos, biogeoquímicos y atmosféricos particulares (Cronin, 2010), que permitieron la formación de casquetes de hielo en ambos polos, lo cual determina la existencia de un fuerte gradiente térmico polo-ecuador (Shakleton *et al.*, 1995). Cuando los trópicos se calientan y los polos permanecen fríos, se forman diferencias en la presión atmosférica y se intensifican los vientos; a partir de esto, Marlow (2000) sugiere una retroalimentación positiva, en la cual, al aumentar las surgencias eólicas, se incrementa la productividad y se optimiza la bomba de carbono, capturando más CO₂ atmosférico que se exporta hacia los sedimentos. En consecuencia, su concentración en la atmósfera disminuye junto con otros gases invernadero; la temperatura disminuye, las capas de hielo aumentan y se refuerza el gradiente de térmico. No es hasta que la insolación alcanza un punto crítico, cuando se rompe el proceso de retroalimentación y entonces ocurren calentamientos abruptos conocidos como interglaciares (Cronin 2010).

Una de las señales más estudiadas que dejan estos cambios G-IG, se identificó a partir de los cambios en el $\delta^{18}\text{O}$ presente en la testa de foraminíferos. Durante los periodos glaciales, el agua dulce (con alto contenido de ¹⁶O y valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$) se encuentra retenida en el hielo sobre los continentes, de tal modo que el agua marina queda enriquecida con el isótopo pesado, esto se refleja en la composición isotópica de las testas de foraminíferos que muestran valores altos de $\delta^{18}\text{O}$. En contraste, durante los periodos interglaciales, al derretirse los hielos, el isótopo ligero es liberado hacia el mar y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las testas son menores (Shackleton, 1967; Cronin, 2010).

Debido a la poca variabilidad que se presenta en la temperatura y salinidad, la diferencia en el $\delta^{18}\text{O}$ de las testas de foraminíferos del Pacífico Tropical puede llegar a ser de 1.3‰ en G-IG (Sackleton y Opdyke, 1973), no obstante, los valores pueden variar debido a otros factores, como la presencia de simbioses fotosintéticos, tasa de crecimiento del organismo, especie y disolución *post mortem* (Lea, 2003; Wejnert *et al.*, 2010; Cronin, 2010)

El Último Máximo Glacial, o LGM (por sus siglas en inglés), es el último periodo en el cual las capas de hielo avanzaron hasta un nivel máximo, mientras que la

temperatura se encontraba en un mínimo (Cronin, 2010). Se estima que esto ocurrió entre 26500 y 19000 años BP (Denton y Huges, 1981; Clark *et al.*, 2009), aunque la edad varía dependiendo del sitio de estudio, del paleoindicador y del parámetro reconstruido.

La terminación de este periodo se estima en ~11000 años BP y se caracteriza por el derretimiento de un enorme volumen de hielo en el hemisferio norte, un aumento en el nivel del mar de aproximadamente 120 m y un incremento del CO₂ atmosférico de 100 ppmv, aproximadamente (Denton *et al.*, 2010). Este suceso se ha registrado como una disminución drástica del $\delta^{18}\text{O}$ en las testas de foraminíferos en numerosos registros marinos (Sackleton y Opdyke, 1973; Mix *et al.*, 1999; Lea *et al.*, 2000; Mix *et al.*, 2001; Spero *et al.*, 2003, entre muchos otros). Este proceso no fue lineal, sino que resultó interrumpido por calentamientos y enfriamientos de corta duración. Entre estos eventos destaca un calentamiento en dos etapas ocurrido de 14700 a 12700, aproximadamente, conocido como Bølling-Alleröd; y un periodo de enfriamiento abrupto denominado "Younger Dryas", que se desarrolló de 12200 a 11500 años BP aproximadamente, considerado el último gran evento frío, posiblemente resultado de una interrupción en la circulación termohalina que afectó la distribución de calor en todo el planeta (Crowley y North, 1991; Cronin, 1999), o bien resultado del impacto de uno o varios objetos extraterrestres de baja densidad que impactaron sobre Norteamérica, desestabilizando el equilibrio climático en dicha región (Firestone *et al.* 2007)

1.5 Antecedentes

Se han realizado una gran cantidad de estudios sobre la distribución geográfica de los foraminíferos, tanto planctónicos como bentónicos (Parker, 1962; Bandy, 1961; Uchio, 1960; Harman, 1964; Bé y Tolderlund, 1971; Phleger y Soutar, 1973; Matoba y Yamaguchi, 1982, Kennett e Ingram, 1995; entre muchos otros); esta clase de trabajos nos sirven como referencia para determinar las afinidades ecológicas de las diferentes especies, a partir de las cuales podemos inferir posibles ambientes en el pasado al analizar el registro fósil.

Ya como *proxies*, el uso de los foraminíferos en estudios paleoceanográficos se remonta al Siglo XIX, cuando John Murray (1897) determinó que las diferencias en la composición de especies en los sedimentos contenían una relación con la temperatura del agua en la que dichos organismos vivieron (Murray 1897, en

Wefer *et al.*, 1999). Posteriormente Schott (1935), Parker (1958) y Ruddiman (1971), establecieron las primeras bases cuantitativas para relacionar la abundancia y composición de especies con las condiciones paleoambientales (Wefer *et al.*, 1999); a partir de entonces, los estudios paleoceanográficos que utilizan a los foraminíferos como herramienta principal son abundantes en todo el planeta.

En el océano Pacífico Oriental destacan los trabajos de Keigwin (1976), Tunell y Reynolds (1984), Patrick y Tunell (1997), Ganeshram y Pedersen (1998), entre otros, que utilizan a los foraminíferos planctónicos para determinar las características paleoambientales desde la costa de Panamá hasta California, en diferentes etapas del Cenozoico tardío.

Dentro del golfo de Tehuantepec hay información disponible sobre los cambios de productividad desde el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno, lo cual se refleja en cambios de asociaciones de foraminíferos planctónicos y bentónicos (Contreras-Rosales, 2008; Córdoba-Saldaña, 2009; Medina, 2010), fluctuaciones en la Zona de Oxígeno Mínimo (ZOM) asociadas a la ventilación de las aguas intermedias (Hendy y Pedersen, 2006), y cambios en los patrones de desnitrificación (asociados a cambios en la productividad primaria) que coinciden temporalmente con los registros climáticos de Groenlandia (Thunnell y Kepple, 2004; Pichevin *et al.*, 2010). También existen algunos trabajos de carácter ambiental que, por su alcance temporal (<200 años) se enfocan más en los efectos generados por la actividad humana (Ruiz-Fernandez *et al.*, 2004; Vazquez-Bedoya *et al.*, 2008).

Además, existe información disponible sobre las condiciones oceanográficas actuales y la microfauna asociada, especialmente con respecto al efecto de los "Tehuano" en la región occidental del golfo de Tehuantepec (por ejemplo: Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990; Molina-Cruz y Martínez-López, 1994; Fäber-Lorda *et al.*, 2004; Machain-Castillo *et al.*, 2008; Nava-Fernández, 2009; entre otros) que nos permiten comparar las asociaciones fósiles con parámetros ambientales específicos para hacer inferencias paleoambientales confiables.

Por otro lado, Neff y colaboradores (2006) señalan la existencia de sincronía en algunos eventos de sequía en la parte norte de Sudamérica, Centroamérica y el Caribe, por lo que se considerarán los estudios paleoclimáticos desarrollados en esta región para comparar los resultados del presente trabajo. Dichos registros utilizan diferentes asociaciones faunísticas y diversos parámetros geoquímicos y sedimentológicos para documentar los cambios climáticos del Holoceno en el Pacífico Oriental Tropical y la zona de Centroamérica, ente ellos se encuentran

Haug, *et al.* (2001); Moy *et al.*, (2002); Koutavas y Lynch-Stieglitz, (2005), Goñi *et al.* (2006); Conroy *et al.* (2007), Gutierrez *et al.*, (2009). Además existe una gran variedad de registros paleoclimáticos continentales, que contienen información sobre los cambios en el régimen de lluvias y sequías, especialmente en relación con las poblaciones humanas establecidas en la región de Centroamérica (Caballero y Ortega-Guerrero, 1998; Brenner *et al.*, 2002; Hodell *et al.*, 2005, 2008; Neff *et al.*, 2006; Poveda *et al.*, 2006; Lozano-García *et al.*, 2007; Carrillo-Bastos *et al.*, 2010; Correa-Metrio *et al.*, 2012; entre muchos otros).

En el golfo de Tehuantepec, se han realizado diversos estudios, tanto oceanográficos como paleoceanográficos, con el objetivo de comprender lo que ocurre en la región central-occidental, la cual se encuentra bajo la influencia directa de los "Tehuanos", que a su vez, están ligados al efecto de los Nortes y los cambios atmosféricos de Norteamérica (Contreras Rosales, 2008; Córdoba-Saldaña, 2009). En el presente trabajo se pretende profundizar en el conocimiento de los cambios climáticos en relación con la oceanografía del Pacífico Tropical Ecuatorial, con énfasis en la influencia del sistema ecuatorial de corrientes (SEC), para lo cual se escogió un núcleo colectado en la región oriental del golfo, relativamente libre del efecto de los "Tehuanos"; esto nos proporcionará uno de los registros paleoceanográficos más boreales del SEC.

2. OBJETIVOS

General:

Documentar la variabilidad climática de la región oriental del golfo de Tehuantepec, con énfasis en la influencia del Sistema Ecuatorial de Corrientes.

Particulares:

Determinar el alcance cronológico de la secuencia sedimentaria T03E36 recuperada en la región oriental de la plataforma continental del golfo de Tehuantepec.

Determinar cuáles son las asociaciones de foraminíferos planctónicos presentes a lo largo de la secuencia sedimentaria T03E36 y evaluar cambios en la estructura ecológica de dichas asociaciones.

Comparar las comunidades de foraminíferos con las características geoquímicas (carbono, proporción de lodo/arena, isotopía y susceptibilidad magnética) registradas a lo largo de la secuencia.

Proponer posibles escenarios oceanográficos con base en los datos obtenidos y relacionarlos con eventos climáticos documentados dentro del marco cronológico que abarca la secuencia.

3. HIPÓTESIS

Si durante el Pleistoceno se suprimió la surgencia en el centro-occidente del golfo de Tehuantepec, (Contreras Rosales, 2008; Córdoba-Saldaña, 2009), se espera una disminución en las especies características de las zonas de surgencia y en la población general de foraminíferos planctónicos dependientes de este aporte de nutrientes. Asimismo, al encontrarse la ZCIT desplazada hacia el sur (Koutavas y Lynch-Steiglitz, 2005), se espera que la asociación de foraminíferos refleje un ambiente relativamente frío (con respecto al actual) debido a la disminución en el aporte de agua cálida proveniente de la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR).

Por otro lado, durante el Holoceno, al tener la CCCR aportando aguas cálidas dentro del golfo, se espera una asociación de foraminíferos que refleje un ambiente cálido con aguas estratificadas (*i.e.* presencia de *G. menardii* y *G. ruber*) y mayor densidad de organismos debido al aporte de nutrientes provenientes de las surgencias.

4. MATERIALES Y MÉTODO

4.1 Colecta y Muestreo

El núcleo T03E36 fue colectado durante la campaña oceanográfica "TEHUA I" realizada a bordo del B/O El Puma, del 16 al 25 de junio de 2003, en la región oriental del golfo de Tehuantepec. La secuencia sedimentaria se recuperó mediante un nucleador de gravedad conocido como "tepule". De acuerdo con la bitácora de la campaña, las coordenadas fueron: 15° 00.767' N y 93° 05.038' O y la profundidad fue de 44 m.

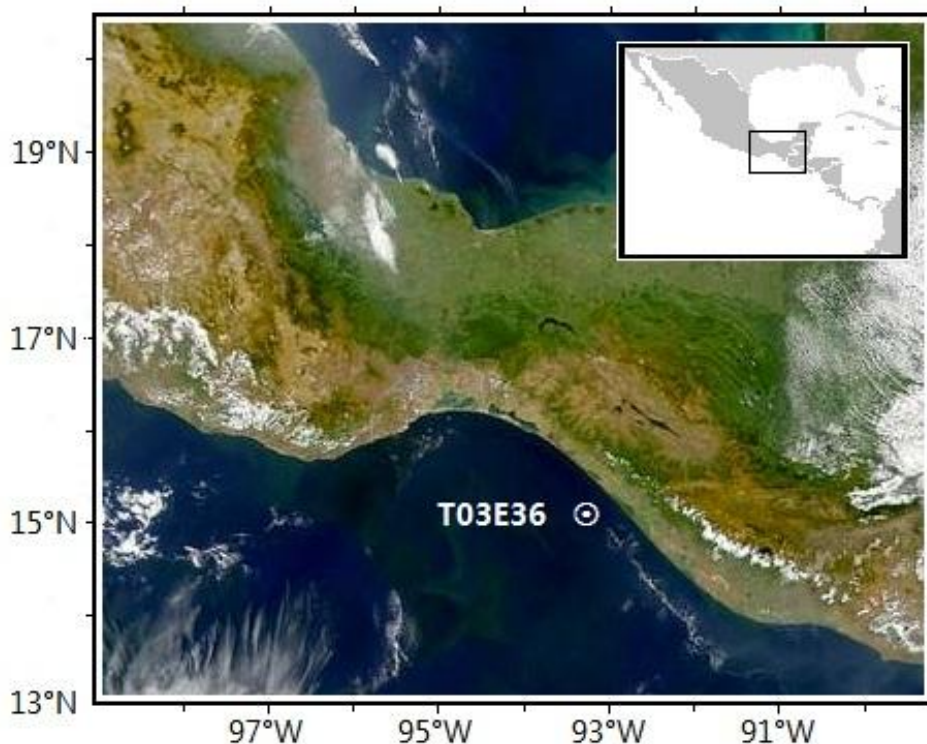


Figura 4.1 Localización del punto de muestreo

Una vez drenado y empaquetado, el núcleo fue transportado al Laboratorio de Micropaleontología del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, donde se cortó longitudinalmente en dos secciones, una de estas fue conservada para su descripción. Se documentó la presencia de estructuras sedimentarias, textura y color de los sedimentos, los colores están definidos por la tabla de colores de Munsell (edición 1975)..

La otra sección del núcleo se muestreó cada centímetro, las fracción fueron secadas y guardadas en bolsas de plástico individuales debidamente etiquetadas.

4.2 Análisis granulométrico

Se tomaron muestras cada cinco centímetros, las cuales se lavaron a través de un tamiz de 63 μ m para eliminar limo y arcilla, y conservar la fracción arenosa que es donde se pueden encontrar los foraminíferos en estado adulto; cada muestra fue secada a temperatura ambiente y pesada con una balanza analítica (SARTORIUS) antes y después de lavarse con el fin de obtener el peso total de la muestra y el peso de la fracción de arena, con estos datos se calculó la proporción de arena presente en cada intervalo de profundidad.

4.3 Modelo de edad

La determinación del alcance cronológico de la secuencia T03E36 se hizo mediante ^{14}C , para lo cual se extrajeron muestras monoespecíficas (15 mg de *Globigerinoides ruber*) que se analizaron mediante espectrometría de masas (AMS por sus siglas en inglés). Se eligieron tres muestras: la superficial, la del fondo, y una intermedia correspondiente al centímetro 90, seleccionada después de un análisis preliminar de foraminíferos plantónicos, que mostró un cambio en la fauna a partir de este intervalo.

Los resultados se calibraron mediante el programa Calib 6.0.1, utilizando la curva Marine09.14c y una edad de reservorio de 225 ± 50 , de acuerdo con lo reportado para las costas de San José de Guate, Guatemala, estación más próxima y similar a nuestra zona de estudio (<http://calib.qub.ac.uk/marine/>). A partir de esta información se hizo una interpolación de datos para estimar la edad de cada intervalo de profundidad y la tasa de sedimentación.

4.4 Análisis Isotópico

Para el análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ se analizaron muestras cada 10 cm, de las cuales se extrajeron 2 mg de *G. ruber*, que fueron enviadas a la Universidad de Carolina del Sur para ser procesadas mediante AMS.

4.5 Análisis faunístico de foraminíferos planctónicos.

Se tomó una muestra cada 5 cm para la extracción de foraminíferos planctónicos; las muestras lavadas y secas, se tamizaron nuevamente a través de una malla de 150µm con el fin de extraer únicamente los organismos adultos. Las muestras se subdividieron con ayuda de un fraccionador de Otto para obtener tamaños poblacionales de 300 a 600 organismos aproximadamente; este procedimiento permite obtener censos faunísticos extensos y confiables de manera más eficiente (Phleger y Parker 1951; CLIMAP, 1976).

Una vez separados los organismos representativos de cada muestra, se contaron para extraer la abundancia absoluta mediante la fórmula:

$$x = \frac{(\text{no. de orgs})(\text{fracción analizada})}{\text{peso total del sedimento}}$$

Posteriormente, los organismos fueron identificados con ayuda de bibliografía especializada (Kennett y Srinivasan, 1983) y se contaron los individuos de cada especie para obtener abundancia relativa (p_i), riqueza específica (S) e índice de Shannon-Wiener (H') de cada intervalo mediante las fórmulas (Krebs, 1989; Begon *et al.*, 2001):

$$p_i = \frac{\text{no. orgs de la especie } i}{\text{no. organismos total}}$$

$$S = \text{no. de especies presentes}$$

$$H' = - \sum_{i=1}^S p_i \log_2 p_i$$

También se realizó un análisis de factores modo Q (rotación: varimax normalized) con el programa STATISTICA 7.0, con el cual se obtuvo una relación de las variables; inicialmente se consideraron únicamente aquellas especies cuya proporción promedio en toda la secuencia era mayor al 1%, sin embargo, al final se decidió no descartar aquellas especies con afinidades ecológicas conocidas, ya que aportan información importante para la interpretación ecológica. Finalmente, se consideró una matriz compuesta de 33 intervalos de profundidad y 24 especies.

Dado que en asociaciones biológicas es común que una especie dominante opaque la variabilidad de las especies menos abundantes (Begon *et al.*, 2001), se

aplicó una transformación de los datos. Primero se obtuvo el logaritmo natural de la abundancia relativa (x_i), de esta forma, aquellos datos con valores más altos son reducidos en mayor medida que los valores más pequeños. Como el $\ln 0$ no está definido dentro de los números reales, se le sumó 1 a todos los datos, como $\ln 1 = 0$ aquellas las ausencias se mantienen como cero (Watkins *et al.*, 1996), quedando la fórmula:

$$Y = \ln (x_i + 1)$$

Se utilizó el criterio de Kaiser (*eigenvalues* > 1) para determinar el número de factores a interpretar (Tabachnick y Fidell, 2001).

Finalmente, se asignó cada intervalo del núcleo a uno de los factores obtenidos de acuerdo al *factor loading* más alto, y con base en esto se evaluó la existencia de diferencias entre factores de los parámetros medidos (contenido de arena, densidad de organismos, riqueza específica, diversidad ^{13}C y $\delta^{18}\text{O}$). Dado que los datos no presentaron una distribución normal, se aplicó una prueba de Mann-Whitney para comprobar si las diferencias entre factores eran significativas o producto del azar, para lo cual se utilizó el programa R (R Development Core Team, 2009).

5.1 Descripción del Núcleo

La secuencia sedimentaria T03E36 está compuesta por lodo arenoso desde su base hasta la cima. Algunas estructuras sedimentarias presentes, aunque apenas perceptibles, se describen a continuación; las claves de color que se encuentran entre paréntesis corresponden a la tabla de colores de Munsell (edición 1975).

Desde la base del núcleo hasta el centímetro 151, el sedimento es masivo, de color gris-café claro (2.5Y 6/2) con manchas gris claro (2.5Y 6/0) que varían en tamaño de algunos milímetros a un par de centímetros cuadrados. Del centímetro 150 hasta el centímetro 128, se presentan laminaciones de grosor milimétrico escasamente visibles, de color ligeramente más oscuro, las cuales se observan perturbadas. En el intervalo que comprende del centímetro 127 hasta el centímetro 80 se observan franjas con manchas irregulares color gris claro (2.5Y 6/0) de pocos milímetros cuadrados, localizadas en los centímetros 80-83, 93-97, 112-114 y 122-124. Sobre esta sección se presenta un hueco debido a la desecación, en el espacio comprendido en los centímetros 76-80, por encima del cual se vuelven a apreciar laminaciones similares a las anteriores, que terminan en centímetro 58. A partir de este punto hasta el centímetro 40, el sedimento presenta una consistencia pastosa, el color se torna café grisáceo (2.5Y 5/2), con manchas irregulares de color gris claro (2.5Y 6/0), de tamaños variables. Del centímetro 39 al 6, el sedimento cambia a un color gris-café claro (2.5Y 6/2), con bandas de color café grisáceo muy oscuro (5Y 3/2) en los centímetros 6-7, 12, 17, 19, 23, 26, 30, 33 y 35, siendo las dos superiores más intensas y conspicuas. Finalmente, del centímetro 5 hasta la cima del núcleo, el sedimento es de color olivo-café claro (2.5 Y 5/4), poco consolidado, con una mancha de óxido en el centímetro 3 (Figura 5.1).

La presencia de manchas a lo largo de la secuencia y el carácter homogéneo que se presenta en algunas secciones son señales de bioturbación, proceso debido a la existencia de organismos excavadores en la zona béntica que mezclan el sedimento superficial, lo cual disminuye la resolución del registro geológico. Por otro lado, la presencia de laminaciones en dos secciones de la secuencia puede atribuirse a condiciones pobres en oxígeno (Donegan y Schrader, 1982); de acuerdo con Douglas y colaboradores (2007), la preservación de sedimentos laminados en el margen occidental de Norteamérica (golfo de California), ocurre a

concentraciones de oxígeno <0.2 ml/l; la reducción en la concentración de oxígeno impide el desarrollo de organismos excavadores y permite la conservación del sedimento sin alteración. Es posible que se depositaran en periodos de suboxia de 27400 a 22200 y 10700 a 8200 años cal BP, aproximadamente, en nuestro sitio de estudio. La interrupción de las láminas y la presencia de manchas en el sedimento sobre estas zonas, indican que las condiciones volvieron a ser favorables para la colonización de organismos bioturbadores, después de estos periodos de suboxia (Cannariato *et al.*, 1999; Thunnell y Kepple, 2004).

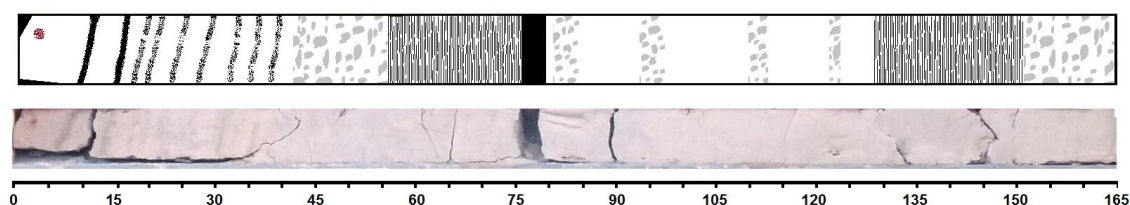


Figura 5.1 Estructuras esquematizadas (arriba), de acuerdo con la descripción y fotografía (abajo) de la secuencia sedimentaria T03E36, indicando la longitud en cm.

5.2 Modelo de edad

La secuencia sedimentaria abarca cerca de 31000 años. Los resultados de la datación mediante ^{14}C , así como la calibración de los datos, se muestran en la tabla 5.1 y figura 5.2 (debido a que el redondeo de las edades se encuentra por debajo del error 1σ , durante el resto de este escrito se hará referencia a edades aproximadas; una relación más detallada de las edades se puede encontrar en el Anexo I). Mediante la interpolación de estos datos, se calculó la tasa de sedimentación a lo largo del núcleo en 0.81 y 0.38 mm/año para la parte superior (intervalo 0-90 cm) e inferior (intervalo 90-165 cm), respectivamente; además, se estimó que, en la parte superior, cada centímetro promedia las condiciones de ~123 años de depósito, mientras que en la parte inferior promedia ~257años.

Tabla 5.1 Muestras fechadas mediante ^{14}C para el modelo de edad, mostrando la edad de radiocarbono, la edad calibrada y el error en unidades de desviación estándar

Profundidad	Edad de ^{14}C	Error $\pm 1\sigma$	Años cal BP	Error $\pm 1\sigma$
0	1497	43	816	70
90	10853	83	11923	195
165	27455	176	31231	101.0

5.3 Isótopos de carbono y oxígeno

Los resultados del análisis isotópico del carbono y oxígeno se muestran en el Anexo II y se ilustran en la figura 5.3.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ muestran poca variación (de 0.983 en el intervalo 120 a 2.095 en el intervalo 160), sin ninguna tendencia aparente. En general concuerdan con valores reportados en estudios paleoceanográficos para *Globigerinoides ruber*, en el océano Atlántico -últimos 5000 años- (Bevrige y Shakleton 1994), y el Antártico- últimos 36000 años- (Spero *et al.*, 2003).

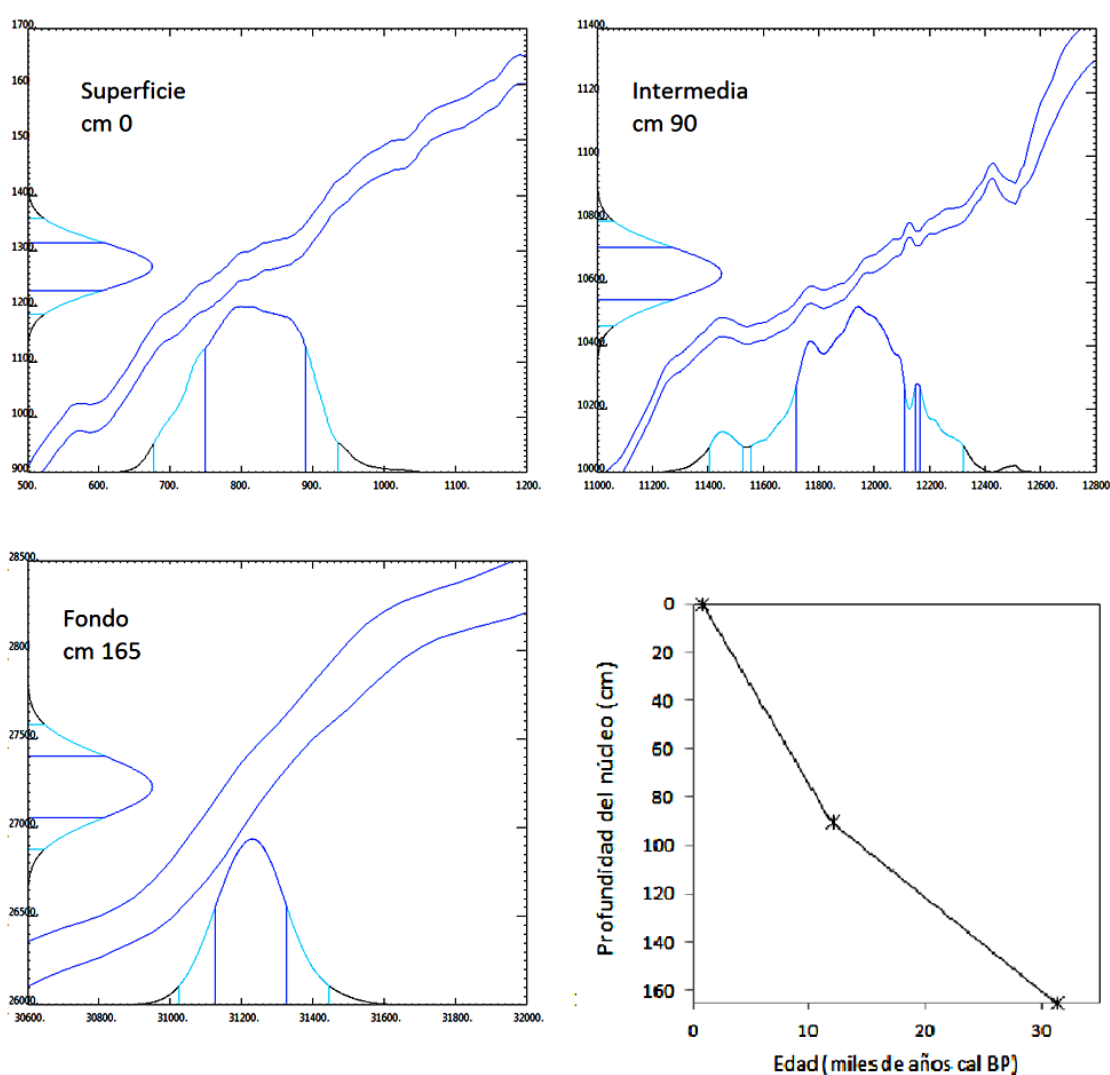


Figura 5.2 Calibración de la edad de radiocarbono vs edad BP de los tres intervalos (superficie e intermedia -arriba-, y fondo -abajo izq.-); y relación entre profundidad del núcleo y la edad calibrada de la secuencia sedimentaria T03E36, mostrando las profundidades en las que se tomaron datos de ^{14}C (abajo der).

Los resultados del $\delta^{18}\text{O}$ oscilan de -2.23‰ en el centímetro 100, a -0.98‰ en la base del núcleo. En general, los valores son relativamente altos de la base del núcleo hasta el centímetro 110 (~31200 a 17100 años BP), una disminución importante en los centímetros 100 y 90 (~14500 a 11900 años BP), seguidos por una etapa estable que abarca desde el centímetro 80 hasta la cima del núcleo (~10700 a 800 años BP; Figura 5.3).

La diferencia entre el máximo y el mínimo del $\delta^{18}\text{O}$ es de 1.3‰ , en congruencia con la diferencia que se ha encontrado en testas de foraminíferos del Pacífico tropical entre periodos glaciales e interglaciales (Shakleton, 1974; Cronin, 1999). Cabe recalcar que, en este estudio, los valores máximo y mínimo del $\delta^{18}\text{O}$ se encontraron en la edad de ~19600 y ~14500 años BP, respectivamente, lo que indica que el cambio más intenso en el volumen de hielos y, por lo tanto en el nivel del mar, ocurrió durante este intervalo de tiempo. No obstante, los valores vuelven a aumentar en cierto grado a partir de este momento, por lo que es posible que otros fenómenos estén modificando la señal isotópica. Lea (2003) hace una revisión sobre diferentes factores que pueden alterar la composición isotópica del medio; de los cuales, en este estudio se descartó el nicho ecológico y la especie de foraminífero como elementos de error, debido a que el análisis isotópico se realizó sobre una muestra monoespecífica (*G. ruber*) de la cual se sabe que solo habita la masa de agua superficial y tiene una buena correlación con la temperatura superficial del agua (Wejnert *et al.*, 2010). Por otro lado, la salinidad sí puede jugar un papel importante en la alteración de los valores de $\delta^{18}\text{O}$, ya que el PTO se encuentra bajo un régimen de precipitación variable, estacional e interanual (Poveda *et al.*, 2006), que a su vez influye sobre el aporte fluvial; al mismo tiempo, *G. ruber* es una especie reconocida por su alta tolerancia a bajos niveles de salinidad (Tabla 6.1), por lo tanto, la señal isotópica puede ser una respuesta mezclada del volumen de hielos en los polos y la salinidad en el golfo de Tehuantepec.

5.4 Contenido de arenas

A lo largo de toda la secuencia predominan los lodos (limo + arcilla) sobre las arenas (Figura 5.3; Anexo II), las cuales componen menos del 20% del sedimento a lo largo de toda la secuencia (excepto por el intervalo superficial, donde la proporción de arena sobrepasa el 60% como consecuencia de la acumulación de residuos de PVC derivados del método de muestreo, por lo que dicho resultado no

se interpretará). En la misma área, Machain Castillo y colaboradores (2008) reportan una gran cantidad de materia orgánica y sedimentos continentales, seguramente acarreados por el río Suchiate, lo cual puede diluir la cantidad de arenas en esta región.

5.5 Estructura ecológica

Densidad de organismos.- La densidad de foraminíferos planctónicos a lo largo de la secuencia es >1000 orgs/g, menos en los centímetros 0, 115, 120 y 125 (Anexo II). La abundancia absoluta es relativamente alta en la parte superior del núcleo, excepto por el intervalo superficial (posiblemente por efecto de dilución, como se mencionó en la sección anterior), alcanza un máximo calculado de 3007 orgs/g en el centímetro 95, profundidad a partir de la cual se nota una drástica disminución hasta llegar al centímetro 120 en el que se registra la densidad mínima (Figura 5.3).

La densidad de organismos se puede interpretar en función de la productividad, (Watkins *et al.*, 1996); a lo largo de la secuencia se observa un patrón claro en el que la productividad fue relativamente baja, de ~31000 a 15800 BP y se incrementó notablemente a partir de esta edad y durante todo el Holoceno. A pesar de que se sabe que la densidad de organismos carbonatados se ve afectada por efectos de disolución y dilución (Contreras Rosales y Machain Castillo 2005) se descartaron ambas posibilidades, pues las testas recuperadas a lo largo de toda la secuencia T03E36, no revelaron señales de fragmentación y/o erosión excesivas que pudieran indicar afectación por disolución; de hecho, la especie dominante en todas las muestras (*G. ruber*) se considera como una de las más susceptibles a la disolución, de acuerdo con la escala de Parker y Berger (1971). Por otro lado, si estuviera ocurriendo un efecto de dilución por otro tipo de materiales, encontraríamos una tasa de sedimentación mayor en los intervalos que presentarían menor densidad de organismos; sin embargo, los datos indican todo lo contrario (como se mencionó en la sección 5.2).

En la misma zona, Machain Castillo y colaboradores (2008) mencionan una densidad de 111 orgs/g, cifra muy baja en comparación con lo encontrado a lo largo de la secuencia T03E36.

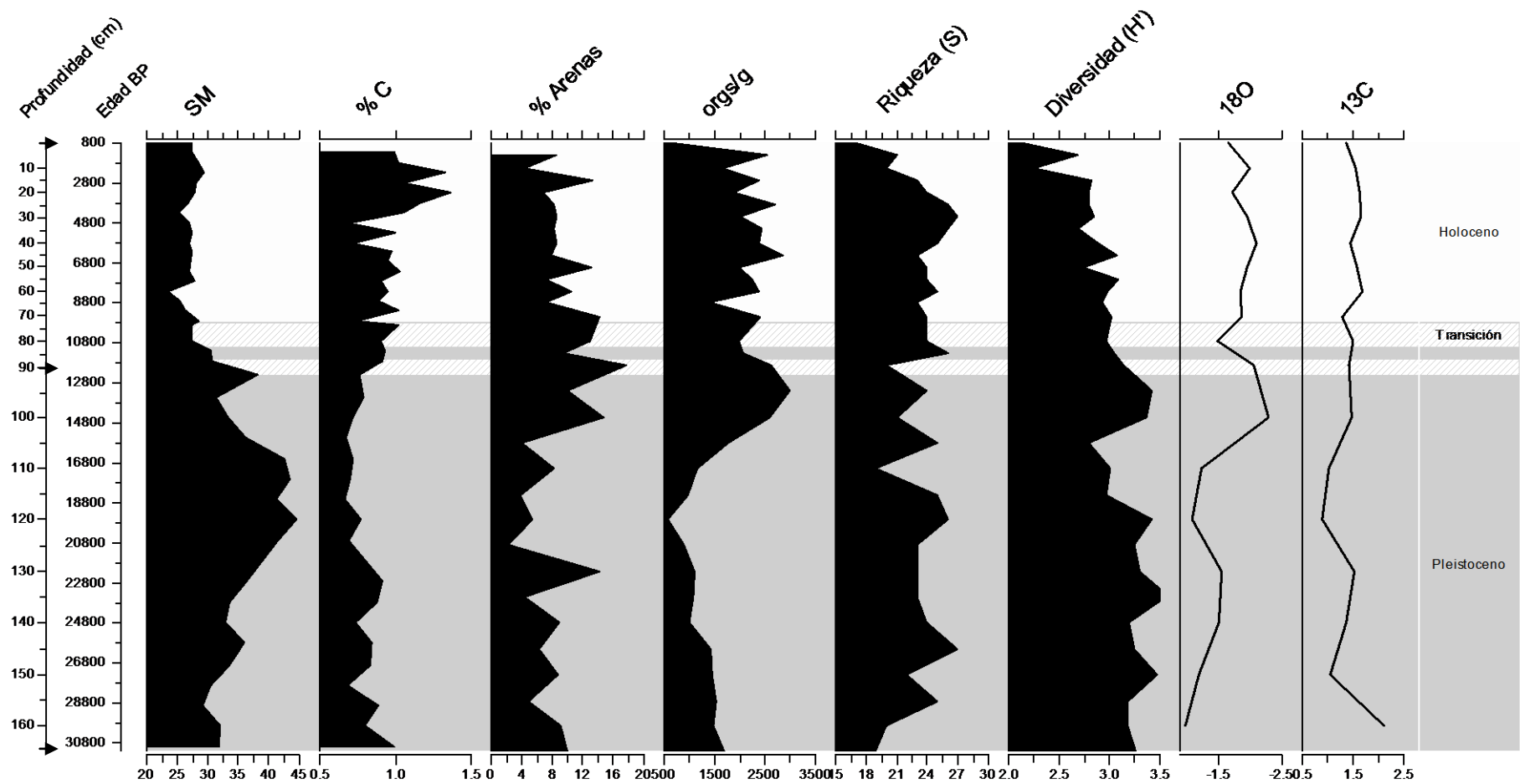


Figura 5.3 Profundidad, edad cal BP (las flechas indican las muestras fechadas mediante ^{14}C), SM*(susceptibilidad magnética en unidades $\text{CGS} \times 10^{-6}$), %C*(porcentaje de carbono total), contenido de arena, densidad de organismos (orgs/g), Riqueza (S), Diversidad (H') $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$. Anexo II. * Proporcionados por la Dra. Elsa Arellano Torres (datos sin publicar).

Diversidad.- Se identificaron 32 especies diferentes de foraminíferos planctónicos (Anexo III); no obstante, el promedio de especies presentes en cada intervalo de profundidad fue de 23, oscilando de 17 a 27, sin mostrar cambios muy evidentes. El índice de Shannon-Wiener (H') a lo largo de la secuencia muestra valores de 2.25 (centímetro 2) a 3.58 (centímetro 135). Las diferencias no son grandes, pero sí se observa una tendencia a menor diversidad en los intervalos más recientes del núcleo (Figura 5.3; Anexo II).

5.6 Abundancia de especies

La abundancia absoluta por gramo de sedimento de las especies más representativas a lo largo del núcleo se muestra en la Figura 5.4 y los valores de todas las especies encontradas se muestra en los Anexos IV y V.

5.7 Análisis de factores

El análisis aplicado sobre los datos transformados de las 24 especies y 33 profundidades nos permitió extraer un total de tres factores responsables del 88% de la varianza total de los datos (Tabla 5.2). Los factores se nombraron de acuerdo al periodo geológico o evento climático con el que se relacionan, lo cual será más ampliamente abordado en la discusión.

Tabla 5.2 Eigenvalues obtenidos mediante el análisis de factores modo Q

Factor	<i>Eigenvalue</i>	% de la varianza explicada	<i>Eigenvalue</i> acumulativo	% acumulativo
Pleistoceno	24.513	74.283	24.513	74.282
Holoceno	3.472	10.524	27.986	84.807
Transición	1.004	3.042	28.990	87.849

En la parte inferior de la secuencia, desde la base hasta el centímetro 85 –excepto por el centímetro 90– claramente domina el factor “Pleistoceno”, que corresponde al periodo comprendido de ~31200 a 11300 años BP. El peso más alto de este factor se registra en el intervalo 125 (~20900 años cal BP), con un factor de carga de 0.89274 (figura 5.5; Anexo VI); esto significa que en dicho intervalo encontramos la mejor representación de la asociación faunística que distingue a

este factor. De acuerdo con los puntajes (*factor scores*), las especies que constituyen a este factor son *Globigerinoides ruber*, *Globigerina falconensis*, *Globorotalia inflata*, *Globigerinita glutinata* y *Globorotalia crassaformis* (Anexo VI).

En la parte media de la secuencia se encuentra el factor "Transición", el cual es dominante únicamente en los intervalos 80 y 90, que corresponden a las edades aproximadas de 10700 y 11900 BP, con valores de 0.647174 y 0.68095, respectivamente (figura 5.5; Anexo VI). Las especies que mejor representan este factor son *Globigerinoides quadrilobatus*, *Neogloboquadrina dutertrei* y *Neogloboquadrina pachyderma*, con *factor scores* >1, y en menor medida *G. crassaformis*, *G. truncatulinoides* y *Globigerinoides sacculifer* con puntajes >0.7 (Anexo VI).

Entre ambos intervalos se presenta un periodo (~11300 años BP) cuya asociación faunística coincide con aquella representativa del Pleistoceno. Esta aparente regresión a condiciones frías puede ser efecto del periodo conocido como Younger Dryas.

El factor "Holoceno" se distribuye desde el centímetro 70 hasta la cima de la secuencia, esto es, de ~9500 a 800 años BP, alcanza su máximo valor en el intervalo 15 con una carga factorial de 0.92277 (figura 5.5; Anexo VI). Los *factor scores* indican que las especies: *G. ruber* y *Globorotalia menardii* son las más representativas dentro de este factor; no obstante, *Puleniatina obliquiloculata* y *Globorotalia truncatulinoides*, también contribuyen con puntajes >0.7 (Anexo V).

Una vez establecidos los factores con base en su composición faunística, se evaluó por separado el contenido de arena, $\delta^{18}\text{O}$, densidad de organismos, riqueza y diversidad, de aquellas muestras correspondientes a Holoceno y Pleistoceno; dado que los datos no se distribuyen de manera normal, se utilizó una prueba de Mann-Whitney para determinar si existe diferencia significativa entre ambos grupos (Tabla 5.4; Figura 5.6), se excluyó el intervalo superficial de este análisis para eliminar el error que pudiera generar la menor consolidación del sedimento. Los intervalos correspondientes a la etapa de Transición también se excluyeron debido a que dicho factor solo abarca dos intervalos y la diferencia en el número de observaciones sesga la prueba; no obstante, sí se ilustran en la figura.

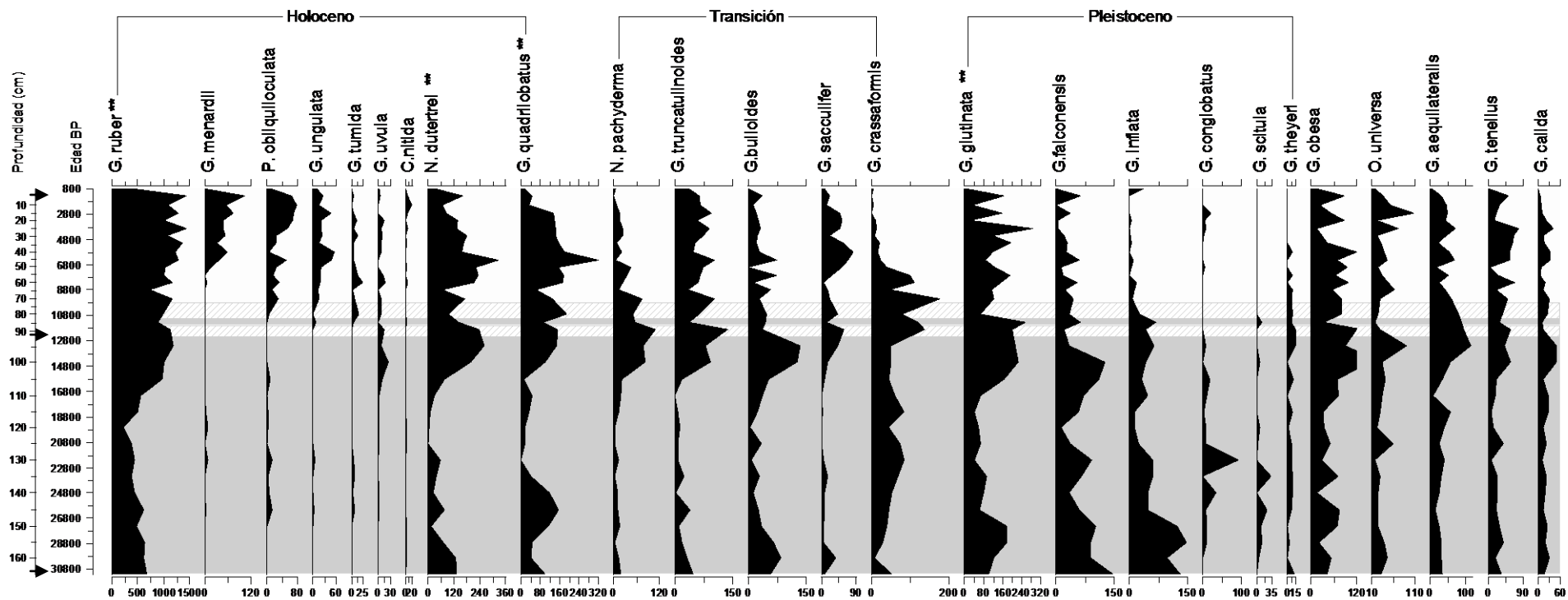


Figura 5.4 Abundancia absoluta (organismos/gramo de sedimento) de las especies más importantes. Las especies marcadas con ** no se encuentran en proporción debido a su gran abundancia, véase escala en el eje inferior. Las flechas en el eje vertical indican las muestras que se fecharon. Las zonas sombreadas corresponden a la descripción de la fig. 5.3

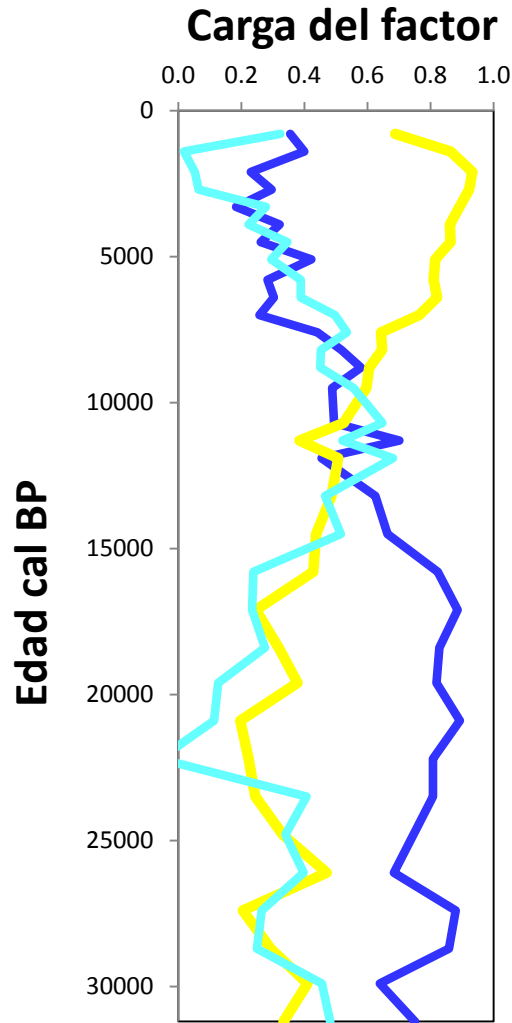


Figura 5.5 Grafica de la carga de factoredominantes, mostrando los factores Holoceno (amarillo), Etapa de transición (cian) y Pleistoceno (azul), con relación al modelo de edad.

Tabla 5.4 valores de U calculados para la prueba de Mann-Witney y p-value asociado. EL valor críticos de la prueba de Wilcoxon/Mann-Witney para el Oxígeno y Carbono es: $U_{0.05(2)7,7} = 8$; y para el resto de los atributos: $U_{0.05(2)14,16} = 64$.

	Orgs/g	$\delta^{18}\text{O}$	Diversidad	% de arena	$\delta^{13}\text{C}$	Riqueza
Valor de U	39	7	18	129	37	96
<i>p value</i>	0.001756	0.02622	0.0001007	0.4984	0.1282	0.5144

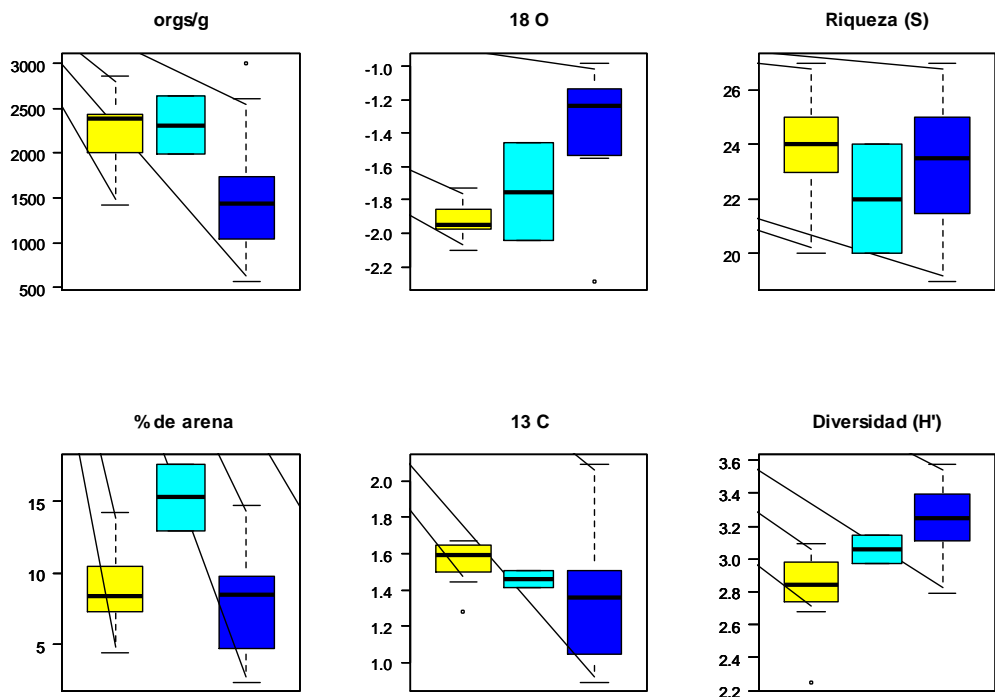


Figura 5.6 Diagramas de dispersión de distintos atributos evaluados para los factores Holoceno (amarillo), Etapa de transición (cian) y Pleistoceno (azul). La línea horizontal indica la media, la caja indica la desviación estándar y las líneas punteadas el intervalo de confianza.

5.8 Interpretación paleoceanográfica

La estructura oceanográfica inferida a partir de las asociaciones de foraminíferos planctónicos indica tres etapas en la historia sedimentaria del núcleo T03E36; esta información se enriquece con los resultados obtenidos de densidad, diversidad e isótopos de oxígeno. Por otro lado, la presencia de laminaciones en ciertas secciones del núcleo no parece tener relación con ningún otro parámetro medido; de igual forma, la riqueza específica y el contenido de arena no se consideraron relevantes para la descripción de las condiciones oceanográficas, debido a que no presentaron diferencias significativas entre factores.

De acuerdo con el modelo de edad, la parte más antigua de la secuencia concuerda con la última etapa del Pleistoceno, esto es de ~31200 a ~13200 años cal BP. El $\delta^{18}\text{O}$ indica alta proporción de isótopos pesados, lo cual se relaciona con un gran volumen de hielo acumulado en los polos y regiones altas, lo anterior reafirma que se trata de un periodo glaciario. La asociación característica de este periodo (*G. ruber*, *G. falconensis*, *G. inflata*, *G. glutinata* y *G. crassaformis*) sugiere

que predominó un ambiente templado y oligotrófico (según las afinidades ecológicas resumidas en la tabla 6.1). El *Factor loading* más alto registrado corresponde a la edad de 20900, muy cercano a los 21000 años BP, edad establecida para el UGM por Mix y colaboradores (2001), y de hecho se mantiene alto hasta aproximadamente 17100 años BP, lo cual coincide con el inicio de la deglaciación (Clark *et al.*, 2009; Cronin, 2010). La productividad, inferida a partir de la tasa de sedimentación y el flujo de foraminíferos planctónicos hacia el sedimento, fue baja con respecto a lo registrado en el "Holoceno". La coexistencia de dos especies típicas de condiciones contrapuestas (*G. ruber* y *G. glutinata*) apunta a condiciones fluctuantes, es posible que durante esta etapa prevaleciera un ambiente estratificado y oligotrófico durante la mayor parte del año con surgencias ocasionales en pulsos de corta duración. Los altos valores de diversidad pueden atribuirse a una acumulación de especies propias de los distintos escenarios.

Ivanova (2012), en un estudio realizado en el PTO cerca de Costa Rica, reportó la presencia de la especie *G. inflata* en los sedimentos correspondientes al MIS 2 y MIS 3 (Glacial) en proporciones <4%; y la desaparición de la misma durante la Terminación 1. Un fenómeno similar se puede apreciar en la secuencia T03E36, donde la misma especie alcanza una abundancia relativa de hasta 9.5% en el Pleistoceno y disminuye a <0.5% en casi todos los intervalos correspondientes al Holoceno (Figura 5.4).

A diferencia de lo que ocurre en latitudes altas, en la zona tropical y subtropical los cambios climáticos más importantes entre G-IG ocurren en la precipitación, de manera que durante los periodos fríos se registran condiciones de sequía (Goudie, 1983; Peterson *et al.*, 2000; Mayewski *et al.*, 2004; Wang *et al.*, 2004; Hodell *et al.*, 2008; Correa Metrio *et al.*, 2012). Esto se asocia con el desplazamiento de la posición media de la ZCIT hacia el Sur (Koutavas y Lynch-Steiglitz, 2005), de forma que no sólo la precipitación disminuye, sino también la intensidad de los vientos, lo que se traduce en bajos niveles de productividad superficial debido a que no se produce la surgencia eólica.

Otros trabajos también documentan una disminución en la productividad durante los periodos glaciares, como consecuencia de un debilitamiento en el gradiente térmico océano-continente que atenúa los vientos y, por consiguiente, las surgencias (Ganeshram y Pedersen, 1998). En el golfo de Tehuantepec, los bajos niveles de productividad durante el UMG se han reportado anteriormente para

regiones ubicadas debajo del eje de surgencia (Arellano Torres, 2003; Contreras Rosales, 2008; Córdoba-Saldaña, 2009), y atribuyen este fenómeno al debilitamiento de la celda de alta presión en el Pacífico Norte y a la separación y desviación de la corriente de chorro que origina los vientos Tehuanos (COHMAP, 1988).

Tabla 5.7 Resumen de las afinidades ecológicas y algunos aspectos biológicos de las especies importantes en el núcleo T03E36. Entre paréntesis se encuentran las referencias: a) Schott, 1935; b) Wiseman y Ovey, 1950; c) Schott, 1952; d) Phleger et al., 1953; e) Bradshaw, 1959; f) Thiede, 1983; g) Auras-Schudnagies et al. 1989; h) Hemleben et al., 1989; i) Bijima et al., 1990; j) Ravelo y Fairbanks, 1992; k) Ortiz et al., 1995; l) Watkins et al., 1996; m) Watkins et al., 1998; n) Conan et al., 2002; ñ) Schiebel y Hemleben, 2005; o) Machain Castillo et al., 2008; p) Andersen y Ravelo, 1997; q) Field, 2004

<i>Spp</i>	Biología y ecología documentada
<i>Globigerinella aequilateralis</i> (Brady), 1839	Agua templada/subtropical (e, h). Agua cálida /tropical (b, e, h). Eurihalina (h). Simbiontes facultativos (l). Relativamente profunda-80-150m- (m).
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orbigny, 1826	Transicional a fría o polar (b, c; e; h, l; m). Surgencias y/o alta productividad (h; l, k, o). Superficial (h, m). Zona de turbulencia (m). Busca el máximo de clorofila (q).
<i>Globigerinella calida</i> (Parker), 1962	Tropical (h). Superficial (j).
<i>Globigerinoides conglobatus</i> (Brady), 1879	Zona fótica (h). Agua cálida/tropical (b, e). Subtropical/templada (l). Ambiente oligotrófico (j, l, m). Simbiontes obligados (l, m). Omnívoro (l). Termoclina relativamente profunda (j). Superficial (m).
<i>Globigerina falconensis</i> Blow, 1959	Zona fótica, con simbiontes facultativos (h), agua templada (b)
<i>Globigerinita glutinata</i> Egger, 1893	Tropical/cálida (e, h, l, m). Subtropical/ templada (e, h). Subpolar/fría (e, h). Herbívora (i). Simbiontes facultativos (l). Alta productividad (l). Superficial (l, o). Periferia de la surgencia (f). Zona de turbulencia superficial (o).
<i>Globorotalia inflata</i> (d'Orbigny) 1839	Tropical/ cálida (e). Subtropical/templada (b, d, e, h). Subpolar/fría (e, h).
<i>Globorotalia menardii</i> (Parker, Jones and Brady), 1865	Tropical/cálida (b, c, d, e, h, l, m). Herbívora (l). Simbiontes facultativos (l). Alta productividad (m). Termoclina somera (p).
<i>Globigerinoides ruber</i> d'Orbigny) 1839	Agua cálida (c, e, h, m, o). Muy superficial (h, p). Eurihalina (h). Agua templada/subtropical (e, l). Termoclina relativamente profunda (j, l). Con simbiontes obligados (l). Omnívora (l). Ambiente oligotrófico (g, j, l, m, n, o). Oportunista (i).
<i>Globigerinoides sacculifer</i>	Tropical/cálida (a, d, e, h). Subtropical (l, m). Simbiontes (h).

(Brady), 1877	Zona fótica (h). Eurihalina (h). Ambiente oligotrófico (j, l). Termoclina relativamente profunda (j, l), Simbiontes obligados (l). Omnívora (l).
<i>Globorotalia scitula</i> (Brady), 1882	Tropical/cálida (e). Subtropical/ templado (d, h). Habita debajo de la termoclina (q).
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (d'Orbigny), 1839	Tropical (c, e). Subtropical/templada (b, d, h). Ambiente óxico (ñ). Ausente durante ENOA (l).
<i>Globorotalia tumida</i> (Brady), 1877	Tropical/cálida (b, c, d, e, l, m). Alta productividad (m).
<i>Globorotalia unguolata</i> Bermudez 1960	Tropical/cálida (h).
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (d'Orbigny), 1939	Tropical/cálida (h, l, m). Subtropical/templada (h, m). Herbívora (l). Alta productividad (l, m, p). Eurihalina (h).
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (Erenberg), 1861	Polar, subpolar/fría (b, d, e, h). Subtropical/templado (d, h).
<i>Orbulina universa</i> d'Orbigny, 1839	Tropical /cálida (b, c, e, h). Subtropical/templada (e, h). Subpolar/fría (h). Eurihalina (h).
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> (Parker and Jones), 1865	Tropical /cálida (b, d, e, l, m). Herbívora (l). Simbiontes facultativos (l). Alta productividad (l, m).
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i> (Parker & Jones) 1865	Agua profunda (h). Tropical /cálida (b, e).

El periodo denominado "Transición" se registra en las muestras correspondientes a los ~11900 a ~10700 años BP. El cambio más drástico del $\delta^{18}\text{O}$ ocurre durante esta etapa; del mismo modo, la densidad de organismos y su diversidad también presentan una transición. La predominancia de especies como *G. quadrilobatus*, *N. dutertrei*, *N. Pachyderma*, y *G. sacculifer* y, en menor grado, *G. crassaformis*, *G. truncatulinoides* y *G. bulloides*, sugiere condiciones con una termoclina somera dentro de la zona fótica, de alguna forma también sujeto a cambios estacionales. El aumento en la densidad de organismos sugiere un aumento en la productividad, y se relaciona con el alto contenido de arena en el sedimento, ya que la gran parte de la fracción arenosa en esta región es biogénica (Morales-de-la-Garza y Carranza-Edwards, 1995). Nuestros resultados concuerdan con lo reportado frente a las costas de Panamá por Martínez y colaboradores (2006), quienes sugieren un periodo de deglaciación con alta productividad. Durante esta transición también documentaron una sucesión de las especies *G. inflata*, *G. bulloides* y *N. pachyderma*, similar a lo que observamos a nuestros datos.

Entre los intervalos correspondientes a la Etapa de transición se presenta un periodo (~11300 años BP) cuya asociación faunística coincide con aquella representativa del Pleistoceno. Esta aparente regresión a condiciones frías puede

indicar el periodo conocido como Younger Dryas en el cuál se registra una disminución en la temperatura global, posiblemente resultado de una interrupción en la circulación termohalina que afectó la distribución de calor en todo el planeta (Crowley y North, 1991).

Finalmente, los últimos ~9500 años corresponden al Holoceno, periodo interglacial que se caracteriza por presentar condiciones relativamente cálidas y menos variables con respecto al Pleistoceno (Cronin, 1999); este escenario causó el derretimiento de gran parte de las capas de hielo, lo cual generó una disminución de la proporción de ^{18}O en el agua marina, fenómeno que se refleja en el registro isotópico del núcleo T03E36 (Figura 5.2).

La asociación faunística predominante en este periodo está compuesta por las especies *G. ruber*, *G. menardii*, y *P. obliquiloculata*. De hecho, las dos últimas especies muestran valores muy negativos en los factores anteriores (Anexo VI). Dichos organismos son propios de aguas cálidas y estratificadas, donde la termoclina se encuentra predominantemente por debajo de la zona fótica, impidiendo que el agua profunda y nutritiva fertilice el agua superficial. Esto genera un ambiente oligotrófico bien representado por la predominancia de *G. ruber* (Tabla 6.1). Sin embargo, la presencia de dicha especie también puede ser producto del aumento en la precipitación y consecuente disminución de la salinidad regional, resultado a su vez de la migración hacia el norte de la ZCIT (Koutavas y Lynch-Steiglitz, 2005); tales condiciones poco favorables de nutrientes y salinidad concuerdan bien con una baja diversidad de especies, ya que sólo algunas presentan adaptaciones que les permiten tolerar rangos extremos de estas variables. Por otro lado, *N. dutertrei* y *G. truncatulinoides* también son importantes dentro de este periodo, aunque sus *factor scores* son mayores durante el periodo de Transición, su presencia sugiere etapas productivas donde la termoclina se aproxima a la superficie, sin generar surgencia; o bien, puede indicar eventos de La Niña (Tabla 5.7; Watkins *et al.*, 1998).

Por otro lado, la densidad de organismos indica un aumento en la productividad durante el Holoceno con respecto al Pleistoceno, lo cual puede ser producto de la advección de nutrientes provenientes de *i)* la surgencia del golfo de Tehuantepec debida a los vientos "tehuanos", por medio del giro ciclónico que se genera al este del eje de la surgencia; *ii)* de la surgencia producida en el golfo de Papagayo, Costa Rica vía CCCR (Gonzalez-Silvera *et al.* 2004; Machain-Castillo *et al.* 2008). De esta forma se puede explicar el mayor flujo hacia el sedimento de organismos

propios de un ambiente estratificado y oligotrófico, sin la presencia de especies propias de surgencias.

Es importante destacar que otros trabajos registran condiciones distintas en esta etapa, pues indican que, durante el Holoceno, las surgencias se intensifican en el centro y oeste del golfo de Tehuantepec y sugieren que esto se debe a la configuración de los centros de alta y baja presión que permiten el desarrollo completo de los tehuanos (Arellano Torres, 2003; Contreras Rosales, 2008; Córdoba-Saldaña, 2009). Cabe recalcar que nuestra zona de estudio se encuentra lejos de la influencia directa del eje de surgencia, y posiblemente esto explique las condiciones oligotróficas que se reflejan en los sedimentos correspondientes al Holoceno, si bien, la advección de nutrientes desde la zona de alta productividad es posible. Por otro lado, un estudio realizado con foraminíferos planctónicos y cocolitoforidos cerca de Costa Rica, también registra una disminución de la productividad durante el Holoceno con respecto a la etapa anterior (Ivanova *et al.*, 2012).

Al realizar un análisis más específico del sitio de estudio y el área de colecta, se observó que las coordenadas y la profundidad registradas para el núcleo T03E36 no concuerdan con la información biológica y geoquímica extraída del mismo; recordemos que, de acuerdo con la información recopilada por Clark y Mix (2002), durante el UMG el nivel del mar debió ser de 118 a 135 m más bajo que hoy en día. Si la profundidad del núcleo fue, efectivamente, de 44 m como se indicó en el método, cuando el volumen de hielo fue mayor durante la etapa glacial, este sitio junto con gran parte de la plataforma continental debió quedar por arriba del nivel del mar, expuesto a la atmósfera. Sin embargo, las asociaciones de foraminíferos planctónicos, indicaron que, en todo momento, se trata de un ambiente marino; esto es congruente con el alto contenido de lodo acumulado en la secuencia, el $\delta^{18}\text{O}$ y la ausencia de estructuras sedimentarias propias de ambiente costero a lo largo del núcleo. Machain Casitllo y colaboradores (2008) indican que la acumulación de lodo en esta región tan somera puede ser producto del acarreo fluvial de materia orgánica proveniente del río Suchiate; dicho fenómeno también podría explicar el bajo contenido de carbonatos encontrado por Arellano Torres (comunicación personal 2012; Figura 5.3).

Con el fin de conciliar los datos disponibles con la teoría, a continuación se presentan tres panoramas en los que se explora la posibilidad de que alguno de

los factores (teoría, datos biogeoquímicos o sitio de estudio) se encuentre equivocado.

Si suponemos que tanto las coordenadas como la profundidad anotadas para la secuencia T03E36 son correctas, al igual que los datos biogeoquímicos extraídos, se puede especular que no hubo disminución del nivel del mar durante el UMG, al menos en esta zona; o bien que su efecto fue de alguna forma mitigado por otro proceso. Por ejemplo, en el Pleistoceno, el sitio de estudio pudo encontrarse cerca de 80m más profundo que en la actualidad, y emerger durante el Holoceno hasta su posición actual de 44m bajo el nivel del mar. De esta forma se explicaría la continuidad condiciones marinas a lo largo de toda la secuencia. Sin embargo, este panorama parece poco factible debido a la enorme velocidad a la que debió ocurrir el levantamiento del terreno (al menos 8mm al año); además, no se cuenta con evidencia que corrobore esta hipótesis; sería necesario realizar análisis sobre la historia geológica de la región y evaluar mediante sismología la posibilidad de un fenómeno tectónico local abrupto en épocas recientes.

Por otro lado, se contempló la posibilidad de que los datos extraídos de la secuencia fueran incorrectos, especialmente los de ^{14}C , ya que en una escala de tiempo menor (*i. e.*, que no alcanzara la glaciación), encontraríamos concordancia entre los datos y la teoría. Debido a esta incertidumbre, se fechó nuevamente la muestra del fondo en un laboratorio distinto (Beta Analytic Inc, Miami, Florida, USA), esta vez utilizando una muestra de 2mg de foraminíferos planctónicos (de distintas especies), y el resultado fue consistente con el periodo glacial (22310 ± 90 años). Así mismo, el fechamiento con radiocarbono es congruente con los valores de $\delta^{18}\text{O}$, los cuales corroboran que se alcanza la etapa glacial (MIS II).

Por último, existe la posibilidad de que la secuencia analizada no corresponda con el sitio de estudio, resultado de una confusión al etiquetar, transportar o muestrear el núcleo; en este caso, los datos corresponderían a otra localidad. Con el fin de identificar el posible origen de la secuencia T03E36, se realizó una comparación de las asociaciones de foraminíferos con otras localidades donde se ha reportado abundancia relativa las cuales se describen a continuación (tabla 5.8 y figura 5.7).

De las localidades analizadas, no hay ninguna cuya asociación faunística concuerde totalmente con la del presente estudio; sin embargo, sí se puede observar una mayor afinidad con las asociaciones del mar Caribe que con las demás. Lo anterior no necesariamente se debe interpretar como una cercanía geográfica, sino como condiciones ambientales similares, en este caso pudiera tratarse de un ambiente

cálido de alta salinidad, similar a lo que encontramos en el trabajo de Schmuker (2000).

Tabla 5.8 Datos de las muestras utilizadas para la comparación de asociaciones de foraminíferos planctónicos. Loc (Localidad), Prof (profundidad), Tehua (Tehuantepec), PTO (Pacífico Tropical Oriental), Pan (Panamá).

Muestra	Loc	Tipo	Longitud	Latitud	Prof	Referencia
a) 36-TI	Tehua	superficial	93°04.80' W	15°00.60' N	44	Machain <i>et al.</i> 2008
b) 23-TI	Tehua	superficial	94°24.60' W	15°06.60' N	283	Machain <i>et al.</i> 2008
c) 30-V	Tehua	superficial	94°20.00' W	15°34.91' N	235	Machain <i>et al.</i> 2008
d) MDO2-2529	Pan	Núcleo	84°07.32' W	8°12.33' N	1619	Ivanova 2012 aprox*
e) JGOFS	PTO	Arrastre, Feb-mayo	140° W	9°N	0-100	Watkins y Mix 1998
f) JGOFS	PTO	Arrastre, feb-mayo	140° W	0°	0-100	Watkins y Mix 1998
g) JGOFS	PTO	Arrastre, feb-mayo	140° W	12° S	0-100	Watkins y Mix 1998
h) JGOFS	PTO	Arrastre, ago-sep	140° W	9°N	0-100	Watkins y Mix 1998
i) JGOFS	PTO	Arrastre, ago-sep	140° W	0°	0-100	Watkins y Mix 1998
j) JGOFS	PTO	Arrastre, ago-sep	140° W	12° S	0-100	Watkins y Mix 1998
k) IM-1-4	Caribe	superficial	67°02.83'W	17°87.4'N	435	Schmuker 2000
l) IM-5-2	Caribe	superficial	67°04.82'W	17° 86.32'N	645	Schmuker 2000
m) M35026	Caribe	superficial	67° 04.6'W	17°50.6'N	3815	Schmuker 2000

Para un acercamiento más acertado, se recomienda realizar un análisis sobre las asociaciones de foraminíferos bentónicos, el cual aportaría mayor información sobre la profundidad aproximada a la que realmente corresponde la secuencia sedimentaria. De igual forma, sería útil realizar análisis de isotopía de carbono sobre muestras de foraminíferos bentónicos, con lo cual se podría conocer la naturaleza del agua de fondo y comparar con datos existentes de otras regiones. Los datos obtenidos en el presente estudio de *G. ruber* no pueden proporcionarnos esta información, dado que registran la proporción de ^{13}C del agua superficial que presenta poca variación en los océanos.

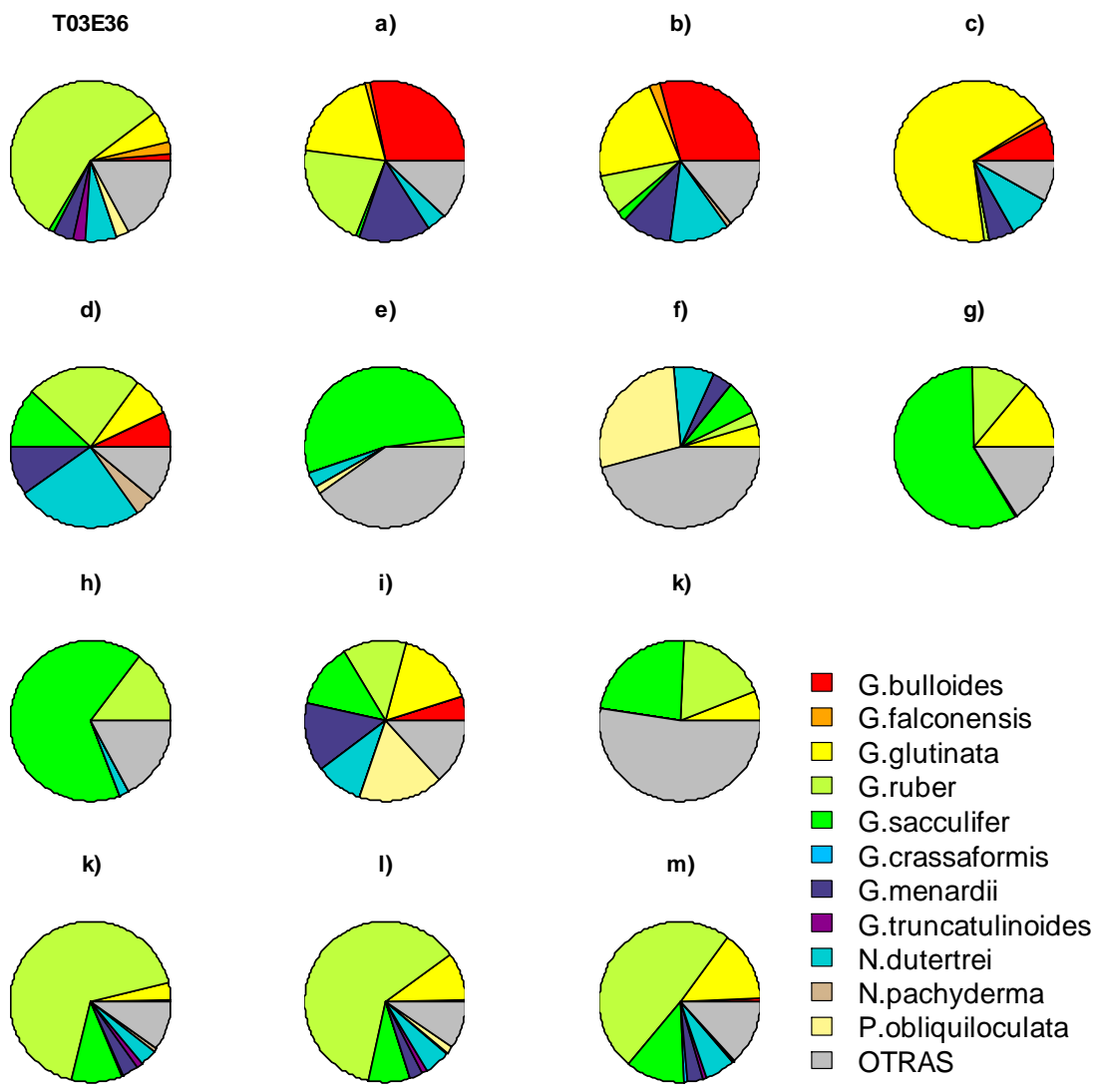


Figura 5.7 Abundancias relativas de foraminíferos planctónicos reportadas en otras localidades de acuerdo con los datos mostrados en la tabla 6.2)

6. CONCLUSIONES

La secuencia sedimentaria T03E36 contiene un registro sedimentario que abarca de 800 a 31000 años cal BP, lo cual nos permite realizar interpretaciones paleoceanográficas desde el final del Pleistoceno al reciente.

El análisis de factores realizado sobre las asociaciones de foraminíferos planctónicos nos permite reconocer tres factores principales, responsables de cerca del 88% de la varianza total de los datos. De acuerdo con su distribución temporal, cada factor se asocia con un evento paleoclimático; estos factores también se asocian con diferencias significativas en la densidad y diversidad de foraminíferos planctónicos y en el $\delta^{18}\text{O}$ de las testas de *G. ruber*.

Durante la parte final del Pleistoceno (de ~31200 a ~13200 años cal BP) el $\delta^{18}\text{O}$ indica un mayor volumen de hielo, lo cual reafirma que se trata de un periodo glacial. La asociación característica de este periodo (*G. ruber*, *G. falconensis*, *G. inflata*, *G. glutinata* y *G. crassaformis*) sugiere que predominó un ambiente relativamente frío (con respecto al actual) y oligotrófico. La productividad en la región y la tasa de sedimentación fueron bajas durante este periodo con respecto a las del Holoceno. La coexistencia de dos especies típicas de condiciones contrapuestas (*G. ruber* y *G. glutinata*) apunta a condiciones fluctuantes, con un estratificado y oligotrófico que prevalecía durante la mayor parte del año interrumpido por pulsos de surgencias de corta duración. Los altos valores de diversidad pueden atribuirse a una acumulación de especies propias de los distintos escenarios.

Dentro de la deglaciación, en el núcleo se registra una etapa de Transición de ~11900 a ~10700 años BP. Durante la cual ocurre el cambio más drástico del $\delta^{18}\text{O}$, del mismo modo, la densidad de organismos y su diversidad presentan valores intermedios. No obstante la cantidad de arenas es mayor. La predominancia de especies como *G. quadrilobatus*, *N. dutertrei*, *N. Pachyderma*, y *G. sacculifer* y, en menor grado, *G. crassaformis*, *G. truncatulinoidea* y *G. bulloides*, sugiere condiciones con una termoclina somera dentro de la zona fótica, también sujeto a cambios estacionales en los que pudieron ocurrir surgencias de mayor intensidad.

Entre los intervalos correspondientes a la etapa de transición se presenta una muestra que corresponde a los ~11300 años BP cuya asociación faunística coincide

con aquella representativa del Pleistoceno. Esta aparente regresión a condiciones frías puede ser efecto del evento frío conocido como Younger Dryas.

Finalmente, los últimos ~9500 años corresponden al Holoceno, en este periodo el derretimiento de los hielos se produce una disminución en el $\delta^{18}\text{O}$ en el agua marina, fenómeno que se refleja en el registro isotópico del núcleo T03E36. La asociación faunística predominante en este periodo está compuesta por las especies *G. ruber*, *G. menardii*, y *P. obliquiloculata*, las dos últimas especies muestran valores muy negativos en los factores anteriores, y su abundancia relativa se aproxima a cero en el Pleistoceno; dichos organismos son propios de aguas cálidas y estratificadas, donde la termoclina se encuentra por debajo de la zona fótica, impidiendo que el agua profunda y nutritiva fertilice el agua superficial. La predominancia de *G. ruber* también puede ser producto del aumento en la precipitación y consecuente disminución de la salinidad regional, resultado a su vez de la migración hacia el norte de la ZCIT (Koutavas y Lynch-Steiglitz, 2005); tales condiciones poco favorables de nutrientes y salinidad concuerdan bien con una baja diversidad de especies, ya que sólo algunas se han adaptado para tolerar rangos extremos de estas variables.

En general estas etapas coinciden con lo que se ha encontrado en otros trabajos paleoceanográficos realizados en el Golfo de Tehuantepec, excepto por el periodo correspondiente al Holoceno, donde se ha reportado un aumento en las surgencias y en la productividad. Lo anterior, puede deberse a que nuestra zona de estudio se encuentra fuera del eje de surgencia; no obstante, la advección puede llevar nutrientes a la zona y, de esta forma, aumentar la densidad de organismos sin que se presenten especies indicadoras de surgencia, ya que el ambiente permanece estratificado.

Desafortunadamente, la información obtenida de la secuencia T03E36 (edad, isótopos de oxígeno, asociaciones faunísticas) no concuerda con las coordenadas registradas, especialmente con la profundidad de 44m, ya que, de acuerdo con Clark y Mix (2002), el nivel del mar durante el UMG debió ser de 118 a 135 m más bajo que hoy en día y el sitio de estudio debió quedar por arriba del nivel del mar cuando el volumen de hielo aumentó. Para obtener una aproximación de la posible ubicación de la secuencia T03E36 se recomienda hacer un análisis de las asociaciones de foraminíferos bentónicos, tomando en cuenta sus afinidades ecológicas que pueden indicar profundidad, cercanía con zonas costeras y presencia de zona de oxígeno mínimo; además, análisis isotópicos (C y N) pueden aportar pistas sobre la masa de agua en el fondo y patrones de desnitrificación.

- Alvarez, L. G., A. Badan-Dangon y A. Valle 1989. On coastal Currents off Tehuantepec. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 29: 89-96.
- Andersen, D. J. y A. C. Ravelo. 1997. Tropical Pacific Ocean thermocline depth reconstructions for the last glacial maximum. *Paleoceanography*. 12:395-413
- 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 de Maestría. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. UNAM. 68pp.
- Armstrong, V. y M. D. Brasier. 2005. *Microfossils*. Blackwell Sci. Publ. Ltd. Australia 295 pp.
- Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last glaciation. *Nature* 402: 511-514.
- Auras-Schudnagies, A., Kroon, D., Ganssen, G., Hemleben, C. y Van Hinte, J.E., 1989. Distributional pattern of planktonic foraminifers and pteropods in surface waters and top core sediments of the Red Sea, and adjacent areas controlled by the monsoonal regime and other ecological factors. *Deep-Sea Research* 36: 1515-1533.
- Bandy, O. L., 1961. Distribution of foraminifera, radiolaria and diatoms in sediments of the Gulf of California. *Micropaleontology*, 7:1-26.
- Bandy, O. L., 1961. Distribution of foraminifera, radiolaria and diatoms in sediments of the Gulf of California. *Micropaleontology*, 7:1-26.
- Barry, Roger Graham; Richard J. Chorley. 1987. *Atmosphere, weather, and climate*. Routledge. 460pp.
- Bé, A. W. H. 1977. An ecological, zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. En: A. T. S. Ramsay (Ed.), *Oceanic Micropaleontology*, Academic Press, Londres, pp. 1-100.
- Bé, A. W. H. y D. S. Tolderund, 1971. Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. En: B. M. Funnell y W.R. Riedel (Eds.), *The Micropalaeontology of Oceans*, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., pp. 105-149.
- Begon, M., J. L. Harper y C. R. Townsend. 2001. *Ecology. Individuals populations and communities*. Third Edition. Black Well Science. USA.
- Berger, W. H. y J.C Herguera. 1992. Reading the sedimentary record of the ocean's productivity. En: Falkowsky, P. F. Woodhead Eds. *Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea*. Plenum press. Nueva York pp 455-486.
- Berger, W. H. y J. V. Gardner. 1975. On the determination of Pleistocene temperatures from planktonic foraminifers. *Journal of Foraminiferal Research* 5:102-113.
- Bernhard, J. M., y B. K. Sen Gupta. 1999. Foraminifera of oxygen depleted environments. En: B. K. Sen Gupta (Ed.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht. pp. 201-216.
- Beveridge, N. A. S. y N. J. Shackleton. 1994 Carbon isotopes in recent planktonic foraminifera: A record of anthropogenic CO₂ invasion of the surface ocean. *Earth and Planetary Research* 126: 259-273
- Bijma, J., W. W. Faber y C. Hemleben. 1990. Temperature and salinity limits for growth of some planktonic foraminifers in laboratory cultures. *Journal of Foraminiferal Research*, 20: 95-116.
- Bradley, R.S., 1999. *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press, San Diego, 610 pp.
- Bradshaw, J. S. 1959. Ecology of living planktonic foraminifera in the north and equatorial Pacific Ocean. *Cushman foundation for foraminiferal research*. 10: 25-64.
- Brenner, M., M. F. Rosenmeier, D.A. Hodell y J. H. Curtis. 2002. Paleolimnology of the Maya Lowlands. Long-term perspectives on interactions among climate, environment, and humans. *Ancient Mesoamerica* 13: 141-157.

- Caballero M. y B. Ortega-Guerrero. 1998. Lake levels since about 40,000 Years Ago at Lake Chalco, near Mexico City. *Quaternary Research* 50: 69-79.
- Cannariato, K. G., J. P. Kennen y R. J. Behl. 1999. Biotic response to late Quaternary rapid climate switches in Santa Barbara Basin: Ecological and evolutionary implications. *Geology*, 27:63-66.
- Carranza-Edwards, A., Morales De La Garza, E., Rosales Hoz, L. 1998. Tectónica, sedimentología y geoquímica. En: Tapia-García, M., (Ed.) El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos. Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México.
- Carrillo-Bastos A., G. A. Islebe, N. Torrescano-Valle, N. E. González. 2010. Holocene vegetation and climate history of central Quintana Roo, Yucatán Peninsula, Mexico. *Review of Paleobotany and Palynology* 160: 189-196.
- Clark, P. U., y A. Mix. 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*. 21: 1-7
- Clark, P. U., A. S. Dyke, J. D. Shakun, A. E. Carlson, J. Clark, B. Wohlfarth, J. X. Mitrovica, S. W. Hostetler y A. Marshall McCabe. 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325:710-714 DOI: 10.1126/science.1172873
- CLIMAP, 1976. The surface of the ice-age Earth. 191: 1131-1144.
- COHMAP Members. 1988. Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations. *Science* 241:1043-1052
- Conan S.M., E.M. Ivanova y G.J. Brummer, 2002. Quantifying carbonate dissolution and calibration of foraminiferal dissolution indices in the Somali Basin, *Marine Geology*, 182:325-349
- Conroy, J. L., J. T. Overpeck, J. E. Cole, T. M. Shanahan y M. Steintz-Kannan. 2008. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record. *Quaternary Science Reviews*, 27: 1166-1180
- Contreras-Rosales A. 2008. Reconstrucción paleoceanográfica 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 de licenciatura. Facultad de Ciencias UNAM. 110 pp.
- Contreras Rosales y Machain Castillo. 2005. El registro sedimentario de los foraminíferos planctónicos del golfo de Tehuantepec: el efecto de la disolución. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*. 2: 78-90
- Córdoba Saldaña L. P. 2009. Variación en el patrón de circulación superficial del Golfo de Tehuantepec durante el Último Máximo Glacial por medio de las asociaciones de foraminíferos planctónicos. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias UNAM 67 pp.
- Correa Metrio A., M. B. Bush, K.R. Cabrera, S. Sully, M. Brenner, D. A. Hodell, J. Escobar y T. Guilderson. 2012. Rapid climate change and no-analog vegetation in lowland Central America during the last 86,000 years. *Quaternary Science Reviews*. Elsevier. doi:10.1016/j.quascirev.2012.01.025
- Cronin T. M., G. S. Dwyer, T. Kamiya, S. Schwede y D. A. Willard 2003. Medieval Warm Period, Little Ice Age and 20th century temperature variability from Chesapeake Bay. *Global and Planetary Change*, 36:17-29
- Cronin, T. M. 2010. Paleoclimates. Understanding climate change past and present. New York: Columbia University Press. 441 pp
- Cronin, T. M. 1999. Principles of Paleoclimatology. Perspectives in Paleobiology and Earth History Series. New York: Columbia University Press. 560 pp.
- Crowley, T. J, y G. R. North. 1991. Paleoclimatology. Oxford University Press. 339 pp.
- Denton, G.H., R.F. Anderson, J.R. Toggweiler, R.L. Edwards, J.M. Schaefer y A. E. Putnam. 2010. The last glacial termination. *Science* 328: 1652-1656
- Denton, G.H. y T.J. Hughes. 1981. The Last Great Ice Sheets. Wiley, New York, 484 pp.
- Donegan, D. y H. Schrader. 1982. Biogenic and abiogenic components of laminated hemipelagic sediments in the central Gulf of California. *Marine Geology*, 48: 215-237.

- Douglas, R. G., O. Gonzalez-Yajimovich, J. Ledesma-Vazquez y F. Staines-Urias. 2007. Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews*, 26: 115-129.
- Duarzo, R. y T. R. Baumgartner. 2002. Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progress in Paleooceanography*, 54: 7-31
- Fäber-Lorda, J., M. F. Lavín y M. A. Guerrero-Ruiz. 2004. Effects of wind forcing on the trophic conditions, zooplankton biomass and krill biochemical composition in the Gulf of Tehuantepec. *Deep Sea Research*. 51:601-614.
- Field, D. B. 2004. Variability in vertical distributions of planktonic foraminifera in the California Current: Relationships to vertical ocean structure. *Paleoceanography*, 19, PA2014, doi:10.1029/2003PA000970, 2004
- Firestone, R.B., A. West, J. P. Kennett, L. Becker, T. E. Bunch, Z. S. Revay, P. H. Schultz, T. Belgya, D. J. Kennett, J. M. Erlandson, O. J. Dickenson, A. C. Goodyear, R. S. Harris, G. A. Howard, J. B. Kloosterman, P. Lechler, P. A. Mayewski, J. Montgomery, R. Poreda, T. Darrah, S. S. Que Hee, A. R. Smith, A. Stich, W. Topping, J. H. Wittke, y W. S. Wolbach. 2007. Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. *PNAS USA*. 104: 16016- 16021
- Ganeshram R. S. y T. F. Pedersen. 1998. Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary paleoclimate. *Paleoceanography*. 13: 634-645
- Ganeshram R. S., T. F. Pedersen, S. E. Calvert y R. François. 2002. Reduced nitrogen fixation in the glacial ocean inferred from changes in marine nitrogen and phosphorous inventories. *Nature* 415: 156-159.
- Garrison, T. 2005. *Oceanography: An Invitation to Marine Science*. 5th ed. Thomson Brooks/Cole. 522 pp.
- Gonzalez-Silvera, A., E. Santamaría-del-Angel, R. Millan-Nuñez y H. Manzano-Monroy. 2004. Satellite observations of mesoscale eddies in the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo (Eastern Tropical Pacific). *Deep Sea Research II* 51: 587-600
- Goñi, M. A., R. C. Thunell, M. P., Woodworth y F. E. Müller-Karger. 2006. Changes in wind driven upwelling during the last three centuries: Interocean teleconnections. *Geophysical Research Letters*, 33: 1-4.
- Goudie, A. S. 1983. Dust storms in space and time. *Progress in Physical Geography* 7:502-30.
- Gutierrez, D., A Sfeddine, D. B. Field, L. Ortileb, G. Vargas, F. P. Chávez, F. Velazco, V. Ferreira, P. Tapia, R. Salvattecí, H. Boucher, M. C. Morales, J. Valdés, J. L. Reyes, A. Campusano, M. Boussafir, M. Mandeng-Yogo, M. García y T. R. Baumgartner. 2009. Rapid reorganization in ocean biogeochemistry off Peru towards the end of the Little Ice Age. *Biogeosciences*, 6: 835-848.
- Harman. R. A. 1964. Distribution of foraminifera in Santa Barbara Basin, California. *Micropaleontology*, 10: 81-96.
- Haugh, G. H., K. A. Hughen, D. M. Sigman, L. C. Peterson y U. Röhl. 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 29: 1304-1308.
- Hemleben, C, M. Spindler y O.R. Anderson. 1989. *Modern Planktonic Foraminifera*. Springer-Verlag. New York Inc. 363 pp.
- Hendy, I. L. y T. F. Pedersen. 2006 Oxygen minimum zone expansion in the Eastern tropical North Pacific during deglaciation. *Geophysical Research Letters* 33: doi: 10.1029/2006GL025975
- Hickey, B. M. 1979. The California Current System hypotheses and facts. *Progress in Oceanography*, 8:191- 279.
- Hillaire Marcel C. y A. de Vernal. 2007. *Methods in late Cenozoic Paleooceanography: Introduction*. En: Hillaire Marcel C. y A. de Vernal (Eds.), *Proxies in Late Cenozoic paleoceanography*. First edition. Elsevier, 1-15.

- Hodell D. A., F. S. Anselmetti, D. Ariztegui, M. Brenner, J. H. Curtis, A. Gilli, D. A. Grzesik, T. J. Guilderson, A. D. Müller, M. B. Bush, A. Correa-Metrio, J. Escobar, S. Kutterolf. 2008. An 85-ka record of climate change in lowland Central America. *Quaternary Science Reviews* 27: 1152-1165.
- Hodell D. A., M. Brenner y J. H. Curtis. 2005. Terminal Classic drought in the northern Maya lowlands inferred from multiple sediment cores in Lake Cichancabab (Mexico). *Quaternary Science Reviews* 24:1413-1427.
- Imbrie, J., y N.G. Kipp. 1971. A new micropaleontological method for Quantitative Paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean Core, in *The Late Cenozoic Glacial Ages*, edited by K.K. Turekian, pp. 71-181, Yale Univ. Press, New Haven, CT, 1971.
- Ivanova, E.V., L. Beaufort, L. Vidal y M. Kucera. 2012. Precession forcing of productivity in the Eastern Equatorial Pacific during the last glacial cycle. *Quaternary Science Reviews*. 40: 64-77
- Jorissen F. 1999. Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment-water interface. See Sen Gupta, pp. 161-79
- Jorissen F. J., C. Fontanier y E. Thomas. 2007. Paleooceanographical Proxies based on deep-sea benthic foraminiferal Assemblage Characteristics. En: Hillaire Marcel C. y A. de Vernal (Eds.), *Proxies in Late Cenozoic paleoceanography*. First edition. Elsevier, 263-326.
- Karstensen, J., L. Stramma y M. Visbeck. 2008. Oxygen minimum zones in the eastern tropical Atlantic and Pacific oceans. *Progress in Oceanography*, 77: 331-350.
- Keigwin, L. D. 1976. Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoceanography of the Panamá Basin. *Micropaleontology*. 22:419-422
- Kennett, J.P. y B. L. Ingram. 1995 A 20,000-year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara Basin. *Nature*. 377: 510-514
- Kennett J. P., K. Elmstrom y N. Penrose. 1985. The last deglaciation in orca basin, gulf of Mexico: High-resolution planktonic foraminiferal changes. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 50:189-216
- Kennett, J.P. y M. S. Srinivasan. 1983. *Neogene Planktonic Foraminifera A phylogenetic atlas*. Hutchinson Ross Publishing Company, New York. 263 pp.
- Kessler, W. S. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review, *Progress in Oceanography*, 69: 181-217.
- Koutavas A., y J. Lynch Stieglitz. 2005. Variability of the marine ITCZ over the eastern Pacific during the past 30,000 years: Regional perspective and global context. En: Bradley R. y H. Diaz (Eds.), *The Hadley Circulation: Present Past and Future*. Springer, 347-369.
- Krebs, C. 1989 *Ecological Methodology*. HarperCollins, New York.
- Kucera, M. 2007. Planktonic foraminifera as tracers of past Oceanic Environments. En: Hillaire Marcel C. y A. de Vernal (Eds.), *Proxies in Late Cenozoic paleoceanography*. First edition. Elsevier, 213-262.
- Lavin, M., J. M. Robles, M. L. Argote, E. D. Barton, R. L. Smith, J. Brown, P. M. Kosro, A. Trasviña, H. S. Velez Munoz y J. Garcia. 1992. Física del Golfo de Tehuantepec. *Ciencia y Desarrollo*, 103: 97-108
- Lea, D.W., D. K. Pak y H. J. Spero. 2000. Climate impact of late Quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations. *Science* 289: 1719-1724.
- Lea, D.W., 2003. Elemental and isotopic proxies of past ocean temperatures. En: Elderfield, H. (Ed.), *The Oceans and Marine Geochemistry*. Elsevier, New York, NY, pp. 365-390.
- Lea, D.W., Pak, D.K., Peterson, L.C. y Hughen, K.A. 2003. Synchronicity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the Last Glacial termination. *Science* 301: 1361-1364
- Loeblich, A. R. y H. Tappan. 1988. *Foraminiferal Genera and Their Classification*, v. 1-2. Van Nostrand Reinhold, Nueva York, 970 pp.
- Lozano-García S., M. Caballero, B. Ortega, A. Rodríguez, y S. Sosa. 2007. Tracing the effects of the Little Ice Age in the tropical lowlands of eastern Mesoamerica. *PNAS* 104: 1-4

- Machain-Castillo, Monreal-Gómez, Arellano-Torres, Merino-Ibarra, González-Chávez 2008. Recent planktonic foraminiferal distribution patterns and their relation to hydrographic conditions of the Gulf of Tehuantepec, Mexican Pacific. *Marine Micropaleontology*. 66 p. 103-119.
- Mantua, N., D. Haidvogel, Y. Kushnir y N. Bond. 2002. Making the climate connections: Bridging scales of space and time in the U.S. GLOBEC program. *Oceanography*, 15: 75-86.
- Marlow, J.R., Lange, C.L., Wefer, G., y Rosell-Mele, A., 2000, Upwelling intensification as part of the Pliocene-Pleistocene climate transition: *Science*, 290: 2288-2291, doi: 10.1126/science.290.5500.2288.
- Marszalek, D. S., R. C. Wright y W. W. Hay. 1969. Function of the test in foraminifera. *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies*, 19: 341-352
- Martínez, I., D. Rincón, Y. Yokoyama y T. Burrows. 2006. Foraminifera and coccolithophorid assemblage changes in the Panama Basin during the last deglaciation: Responses to sea-surface productivity induced by a transient climate change. *Paleoceanography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 234:114-126
- Martínez, I., D. Rincon, Y. Yokoyama y T. Barrows. 2006 Foraminifera and coccolithophorid assemblage changes in the Panama Basin during the last deglaciation: Response to sea-surface productivity induced by a transient climate change *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 234: 114-126
- Matoba, Y. y A. Yamaguchi. 1982. Late Pliocene to Holocene planktonic foraminifera of the Guaymas Basin, Gulf of California: Sites 477 through 481. parte 2. *En*. Curray, J.R., y D. C. Moore, *et al.*, (Eds.) U.S. Govt. Printing Office: Initial Reports of DSDP. Washington, 1027-1056.
- Mayewski, P. A., E. E. Rohling, J. C. Stager, W. Karlén, K. A. Maasch, L. D. Meeker, E. A. Meyerson, F. Gasse, S. van Kreveling, K. Holmgren, J. Lee Thorpe, G. Rosqvist, F. Racki, M. Staubwasser, R. R. Schneider y E. J. Steig. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62: 243-255.
- Medina, A. N. 2010. Diferencia entre faunas glaciares y recientes de foraminíferos bentónicos y su relación con Zonas de Oxígeno Mínimo en el Golfo de Tehuantepec, México. Tesis de licenciatura. Facultad de Ciencias UNAM 93 pp.
- Mix, A. C., E. Bard y R. Schneider. 2001. Environmental processes of the ice age land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*. 20: 627-657
- Molina-Cruz, A., Martínez-López, M. 1994. Oceanography of the Gulf of Tehuantepec, Mexico, indicated by Radiolaria remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110: 179-195.
- Monreal-Gómez M. A. y D. A. Salas-de-León, 1998. Dinámica y estructura termohalina. En: Tapia-García, M (ed.) El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos. UAM-Iztapalapa, México, pp 13-26.
- Morales de la Garza, E. A. y A. Carranza Edwards. 1995. Sedimentos fosfatados en el Golfo de Tehuantepec. *Revista Hidrobiológica de la Universidad Autónoma Metropolitana*, 5:25-36.
- Moy, C. M., G. O. Seltzer, D. T. Rodbell y D. M. Anderson. 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 420: 162-165.
- Murray, J. W. 1991. Ecology and Paleoecology of Benthic Foraminifera. Longman, Harlow, 397 pp.
- Murray, J., 1897. En: Wefer, G., W. H. Berger, J. Bijma y G. Fischer. 1999. Clues to ocean history: a brief overview of proxies. En: Fischer, G., Wefer, G. (Eds.), *Uses of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1-68.
- Nava-Fernandez, X. A. 2009. Respuesta de los foraminíferos planctónicos a cambios estacionales del periodo febrero-julio de 2006 en el Noroeste del Golfo de Tehuantepec. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM. 73 pp.
- Neff, H., D. M. Pearsall, J. G. Jones, B. Arrollo de Pieters y D. E. Freidel. 2006. Climate change and population history in the Pacific Lowlands of Southern Mesoamerica. *Quaternary Research*, 65: 390-400

- Opdyke, N. D. y J. G. Channell. 1996. Magnetic Stratigraphy. Academic Press, Londres Inglaterra 346 pp
- Pares-Sierra A., M. Lopez y E. Pavia. 1997. Oceanografía Física del Océano Pacífico Nororiental. En: Lavín (Ed), Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3 Geofísica Mexicana, 1-24.
- Parker, F. L. 1962 Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments. *Micropaleontology*. 8: 219-254
- Parker, F. L. y W. H. Berger. 1971. Faunal and solution patterns of planktonic foraminifera in surface sediments of the South Pacific. *Deep-sea Research*, 18: 73-107.
- Parker, W. C. y A. J. Arnold. 1999. Quantitative methods of data analysis in foraminiferal ecology. *En: Sen Gupta (ed.), Modern foraminifera, Kluwer Academic Publishers*, 71-89.
- Patrick, A. y R. Thunell. 1997. Tropical sea surface temperatures and upper water column thermal structure during the last glacial maximum. *Paleoceanography*. 12:649-657
- Pérez-Cruz, L. L. y M. L. Machain-Castillo. 1990. Benthic foraminifera of the oxygen minimum zone, continental shelf of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*, 20: 312-325.
- Peterson, L.C., Haug, G.H., Hughen, K.A. y Röhl, U., 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science* 290: 1947-1951.
- Phleger, F. B. 1951. Ecology of Foraminifera, northwest Gulf of Mexico. Part I. Foraminifera Distribution. Geological Society of America Memoir 46, Parte 1.
- Phleger, F. B. y A. Soutar. 1973. Production of benthic foraminifera in three east Pacific oxygen minima. *Micropaleontology*, 19: 110-115.
- Phleger, F. B., F. L. Parker y J. F. Peirson. 1953. North Atlantic core foraminifera. *Reports of Swedish Deep-Sea Expedition*. 7: 1-122
- Pichevin, L. E., B.C.Reynolds, R. S. Ganeshram, I. Cacho, L. Pena, K. Keefe y R. M. Ellam. 2010. Enhanced carbón pump inferred from relaxation of nutrient limitation in the glacial ocean. *Nature*. 459:1114- 1118
- Poveda, G., P.R. Waylen y R.S. Pulwarty. 2006. Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 234:3-27.
- R Development Core Team, 2009. R: a Language and Environment for Statistical Computing, 2.10 ed. R Foundation for Statistical Computing Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0. <http://www.R-project.org>.
- Ravelo, A. C., y R. G. Fairbanks. 1992 Oxygen isotopic composition of multiple species of planktonic foraminifera: Recorders of the modern photic zone temperature gradient. *Paleoceanography* 7: 815-831.
- Rühlemann, C., Mulitza, S., Müller, P.J., Wefer y G., Zahn, R., 1999. Warming of tropical
- Ruiz-Fernández, A. C., F. Páez-Osuna, M. L. Machain-Castillo y E. Arellano-Torres. 2004. ²¹⁰Pb geochronology and trace metal fluxes (Cd, Cu and Pb) in the Gulf of Tehuantepec, South Pacific of Mexico. *Journal of Environmental Radioactivity*. 76: 161-175.
- Sachs, J. P. y C. L. Myhrvold. 2011. A Shifting Band of Rain. *Scientific American* 304:60-65
- Schiebel, R. y C. Hemleben. 2005. Modern Planktic Foraminifera. *Paläontologische Zeitschrift*, 79: 135-148.
- Schmuker, B. 2000. Recent Foraminifera in the Caribbean Sea: Distribution, Ecology and Taphonomy. Tesis de Doctorado. Diss. Naturwissenschaften ETH Zürich, Nr. 13559.
- Schott, W. (1935) Die Foraminiferen in dem aquatorialen Teil des atlantischen Oceans. *Deutsche Atlantische Expedition 'Meteor' 1925-1927, Wissenschaftliche Ergebnisse*, 3: 43-134.
- Schott, W. 1952. On the sequence in deposits in the ecuatorial Atlantic Ocean: *Goteborgs. Kungl. Vetensk. och Vitterhets-Samhalles Handl. Sjätte Följden Ser.B*. 6:1-15
- Sen Gupta, B. K. 1999. Systematics of modern Foraminifera. *En: Sen Gupta (ed.), Modern foraminifera, Kluwer Academic Publishers*, 7-36

- Sen Gupta, B. K. y M. L. Machain-Castillo. 1993. Foraminifera in oxygen poor habitats. *Marine Micropaleontology*, 20: 183-201.
- Shackleton, N. J. y N. D. Opdyke. 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238 oxygen isotope temperatures and ice volumes of 105 year scale. *Quaternary Research*. 3: 39-55
- Shackleton, N.J., 1967. Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature* 215: 15-17.
- Shackleton, N.J., y Hall, M.A., 1995. Stable isotope records in bulk sediments (Leg 138). En Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., and van Andel, T.H. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 138: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 797-805.
- Spero, H. J., K. M. Mielke, E. M. Kalve, D. W. Lea y D. K. Pak. 2003. Multispecies approach to reconstructing Eastern equatorial Pacific thermocline hydrography during past 360 kyr. *Paleoceanography* 18: 1022, doi:10.1029/2002PA000814, 2003
- Stuiver, M., Reimer, P. J., and Reimer, R. W. 2005. CALIB 6.0. [WWW program and documentation]
- Tabachnick, B. G. y L. S. Fidell. 2001. Principal components and factor analysis. In *Using multivariate statistics* (4th ed., pp. 582 - 633). Needham Heights, MA: Allyn & Bacon.
- Thiede, j. 1983, Skeletal plankton and nekton in upwelling watter masses off norwestern South America an northwest Africa. En: Coastarl upwelling. Its sedimentary record. Responses of the sedimentary regime to present coastal upwelling. Nato, Plenum Press, 183-207
- Thunell, R. y Kepple, A., 2004. Glacial-Holocene nitrogen isotope record from the Gulf of Tehuantepec, Mexico: Implications for denitrification in the eastern equatorial Pacific and changes in atmospheric N2O. *Global Biogeochemical Cycles* 18, 10.1029
- Thunell, R.C. y L.A. Reynolds. 1984. Sedimentation of planktonic foraminifera: seasonal changes in species flux in the Panama Basin. *Micropaleontology* 30: 243-262.
- Trasviña, A. y Barton. 1997. Los "Nortes" del Golfo de Tehuantepe: la circulación costera inducida por el viento. En: M. F. Lavín (Ed.), *Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3 Geofísica Mexicana*, 25-46.
- Trasviña, A., Barton, E. D., Vélez, H. S., Brown, J. 2003. Frontal subduction of a cool surface water mass in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Geofísica Internacional*, 42: 101-114
- Tyson, R. V. 1995. Sedimentary OM: organic facies and palynofacies. *Chapman & Hall*, Londres, 615 pp.
- Uchio, T. 1960. Ecology of living benthonic foraminifera from the San Diego, California, area. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication*, 5: 1-72.
- Vásquez-Bedoya, L. F., T. Radi, A. C. Ruiz-Fernández, A. de Vernal, M. L. Machain-Castillo, J. F. Kiert y C. Hillaire-Marcel. 2008. Organic-walled dinoflagellate cysts and benthic foraminifera in coastal sediments of the last century from the Gulf of Tehuantepec, South Pacific Coast of Mexico. *Marine Micropaleontology*, 68: 49-65
- Wagner, T. y L. M. Dupont. 1999. Terrestrial Organic Matter in Marine Sediments: Analytical Approaches and Eolian-Marine Records in the Central Ecuatorial Atlantic. En: Fischer, G., Wefer, G. (Eds.), *Uses of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 547-574
- Walker, M. 2005 *Quaternary Dating Methods*. John Wiley & Sons Ltd. Chichester & New York, 286 pp
- Wang, X., Auler, A.S., Edwards, R.L., Cheng, H., Cristalli, P.S., Smart, P.L., Richards, D.A. y Shen, C.-C., 2004. Wet periods in northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. *Nature* 432: 740-743.
- Watkins, J. M. y A. C. Mix 1996. Testing the effects of tropical temperature, productivity, and mixed-layer depth on foraminiferal transfer functions. *Paleoceanography*. 13: 96-105
- Watkins, J. M., A.C. Mix y J. Wilson. 1998. Living planktic foraminifera in the central tropical Pacific Ocean articulating the equatorial "cold tongue" during La Niña, 1992. *Marine Micropaleontology*. 33:137-174

- Wefer, G., W. H. Berger, J. Bijma y G. Fischer. 1999. Clues to ocean history: a brief overview of proxies. En: Fischer, G., Wefer, G. (Eds.), *Uses of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 1-68.
- Wejnert, K. E., C. J. Pride y R. 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
- Wiseman, J. D. H. y C. D. Ovey. 1950 Recent investigations of the deep sea floor. *Proceeding in Geological Association*. 61: 28-84
- Wyrski, K. 1967. Circulation and water masses in the Eastern Equatorial Pacific ocean. *Oceanology and Limnology* 2:117-147.

Anexo I: Relación entre profundidad, edades calibradas BP calculadas y redondeadas

Prof.	Edad cal BP	
	calculada	redondeada
0	816	800
5	1433	1400
10	2050	2100
15	2667	2700
20	3284	3300
25	3901	3900
30	4518	4500
35	5135	5100
40	5752	5800
45	6370	6400
50	6987	7000
55	7604	7600
60	8221	8200
65	8838	8800
70	9455	9500
80	10689	10700
85	11306	11300
90	11923	11900
95	13210	13200
100	14497	14500
105	15785	15800
110	17072	17100
115	18359	18400
120	19646	19600
125	20933	20900
130	22221	22200
135	23508	23500
140	24795	24800
145	26082	26100
150	27369	27400
155	28657	28700
160	29944	29900
165	31231	31200

Anexo II: Valores de los atributos medidos

Profundidad (cm)	Edad (años cal BP)	Arenas %	Densidad Orgs/g	Riqueza S	Diversidad H'	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^{13}\text{C}$ ‰
0	800	63.00	634.70	17	2.133	-1.651	1.370
5	1400	8.57	2554.08	21	2.684		
10	2100	4.43	1663.08	20	2.246	-1.995	1.559
15	2700	13.35	2391.32	23	2.817		
20	3300	6.87	1869.34	24	2.795	-1.729	1.625
25	3900	8.19	2695.31	26	2.793		
30	4500	8.54	2017.87	27	2.855	-1.950	1.666
35	5100	8.32	2425.11	26	2.693		
40	5800	8.51	2384.38	25	2.890	-2.099	1.446
45	6400	7.85	2863.89	23	3.074		
50	7000	13.21	1998.89	24	2.740	-1.957	1.589
55	7600	7.19	2245.34	24	3.088		
60	8200	10.51	2394.89	25	2.980	-1.840	1.674
65	8800	7.27	1415.38	23	2.924		
70	9500	14.20	2398.62	24	3.026	-1.875	1.283
80	10700	12.99	1983.07	24	2.975	-1.480	1.509
85	11300	9.55	2058.33	26	3.052		
90	11900	17.67	2635.20	20	3.144	-2.061	1.411
95	13200	9.91	3007.42	24	3.427		
100	14500	14.73	2609.72	21	3.369	-2.286	1.480
105	15800	3.99	1780.56	25	2.793		
110	17100	8.18	1161.71	19	3.007	-1.233	1.032
115	18400	3.80	980.92	25	2.971		
120	19600	5.47	571.86	26	3.420	-1.081	0.893
125	20900	2.35	897.78	23	3.247		
130	22200	14.18	1099.34	23	3.305	-1.552	1.537
135	23500	4.39	1088.92	23	3.578		
140	24800	8.94	1006.40	24	3.201	-1.510	1.360
145	26100	6.28	1422.60	27	3.248		
150	27400	8.70	1455.46	22	3.472	-1.191	1.054
155	28700	4.95	1539.81	25	3.188		
160	29900	9.15	1491.97	20	3.175	-0.979	2.095
165	31200	10.02	1692.52	19	3.255		

Anexo III: Listado de especies (Kennett y Srinivasan, 1983).

<i>Beella digitata</i> (Brady) 1879	pl.58, fig. 2
<i>Candeina nitida</i> d'Orbigny, 1839	p. 229, pl.57, fig 6-8
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orbigny, 1826	pl. 6, fig. 4-6;
<i>Globigerina falconensis</i> Blow, 1959	p. 40, pl. 7, fig. 1-3
<i>Globigerina quinqueloba</i> Natland, 1938	p. 41, pl. 5, fig 4-6
<i>Globigerina rubescens</i> Hofker, 1956	P 50, pl. 9, fig 7-9
<i>Globigerinella aequilateralis</i> (Brady), 1839	pl. 60, fig. 4-6.
<i>Globigerinella calida</i> (Parker),1962	pl. 60, fig.4-6.
<i>Globigerinella obesa</i> (Bolli), 1957	pl. 60, fig. 4-6
<i>Globigerinita glutinata</i> Egger, 1893	pl. 56, fig 3-5
<i>Globigerinita parkerae</i> (Bermudez), 1961	pl. 57, fig. 1,3-5.
<i>Globigerinita uvula</i> (Eremberg),1861	pl. 56, fig. 6-8.
<i>Globigerinoides conglobatus</i> (Brady), 1879	pl. 12, fig. 4-6
<i>Globigerinoides quadrilobatus</i> (d'Orbigny), 1846	pl. 14, fig 1-3.
<i>Globigerinoides ruber</i> (d'Orbigny) 1839	pl. 17, fig 1-3
<i>Globigerinoides sacculifer</i> (Brady), 1877	p 66, pl.14, fig 4-6
<i>Globigerinoides tenellus</i> (Parker), 1958	p. 80, pl. 17, fig 7-9
<i>Globorotalia crassaformis</i> (Galloway & Wissler) 1927	p. 146, pl. 34, fig. 6-8
<i>Globorotalia inflata</i> (d'Orbigny) 1839	p. 118, pl. 27, fig. 7-9
<i>Globorotalia menardii</i> (Parker, Jones and Brady),1865	p. 29, fig. 1-3.
<i>Globorotalia scitula</i> (Brady), 1882	p.134, pl 31, fig 1,3,5
<i>Globorotalia theyeri</i> Fleisher, 1974	p. 140, pl. 33 fig 1-3
<i>Globorotalia truncatulinoides</i> (d'Orbigny, 1839	p. 148, pl. 35, fig 4-6
<i>Globorotalia tumida</i> (Brady), 1877	p. 158, pl. 36, fig 1,2
<i>Globorotalia ungulata</i> Bermudez 1960	p. 160, pl. 36, fig 3,4
<i>Globorotaloides hexagona</i> (Natland), 1938	pl. 54, fig. 3-5.
<i>Neogloboquadrina dutertrei</i> (d'Orbigny), 1939	pl. 48, fig. 7-9.
<i>Neogloboquadrina pachyderma</i> (Erenberg), 1861	pl. 47, fig. 6-8.
<i>Orbulina bilobata</i> (d'Orbigny) 1846	p. 88, pl. 20, fig 7-9
<i>Orbulina universa</i> d'Orbigny, 1839	pl. 20, fig. 4-6.
<i>Pulleniatina obliquiloculata</i> (Parker and Jones), 1865	pl. 50, fig. 6-9
<i>Sphaeroidinella dehiscens</i> (Parker & Jones) 1865	p. 212, pl. 52, fig 7-9

Anexo IV: Abundancia relativa de todas las especies

Profundidad	<i>B. digitata</i>	<i>C. nitida</i>	<i>G. bulloides</i>	<i>G. falconensis</i>	<i>G. quinqueloba</i>	<i>G. rubescens</i>	<i>G. aequilaterialis</i>	<i>G. calida</i>	<i>G. obesa</i>	<i>G. glutinata</i>	<i>G. parkerae</i>	<i>G. uvula</i>	<i>G. conglobatus</i>	<i>G. quadrilobatus</i>	<i>G. ruber</i>	<i>G. sacculifer</i>
0	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.36	0.72	0.00	2.54	1.45	0.00	0.36	0.00	2.90	65.58	1.09
5	0.00	0.21	1.44	2.46	2.26	3.08	1.23	0.21	3.49	6.57	0.00	0.21	0.00	1.85	56.06	0.82
10	0.24	1.22	0.73	0.00	0.00	0.49	2.68	0.49	1.46	1.95	0.00	0.00	0.00	1.95	65.61	0.73
15	0.00	0.22	0.89	1.56	0.00	1.34	2.00	0.45	2.23	6.68	0.00	0.00	0.89	5.57	53.90	2.00
20	0.00	0.00	1.39	0.28	0.00	1.11	2.22	1.11	4.72	1.39	0.00	0.83	0.28	7.50	54.17	2.78
25	0.00	0.30	1.20	0.15	0.00	1.20	2.69	1.49	0.60	10.61	0.00	0.30	0.30	5.38	53.21	1.79
30	0.35	0.00	1.22	1.05	0.35	0.17	2.27	0.70	1.40	5.93	0.17	0.52	0.17	7.16	52.36	1.05
35	0.33	0.16	0.81	1.14	1.30	2.44	0.98	0.65	1.79	8.14	0.00	0.33	0.00	6.35	55.86	2.28
40	0.53	0.00	1.25	1.07	0.36	0.18	2.32	1.43	4.99	4.99	0.00	0.36	0.00	7.66	51.69	3.39
45	0.65	0.00	2.59	2.10	0.00	0.81	2.43	1.13	2.43	3.07	0.00	0.00	0.00	11.17	44.82	2.43
50	0.20	0.20	0.00	0.60	0.60	0.00	0.80	0.40	4.83	6.44	0.00	0.00	0.20	7.85	51.11	2.62
55	0.19	0.00	3.27	0.77	0.38	2.31	2.31	0.19	2.88	8.46	0.00	0.58	0.00	7.88	44.42	1.15
60	0.00	0.26	0.51	2.31	0.51	0.77	1.03	0.77	4.10	6.41	0.00	0.77	0.00	7.18	48.72	0.26
65	0.00	0.00	4.12	1.74	0.43	0.22	3.04	0.87	3.90	8.24	0.00	0.00	0.00	4.34	50.98	1.08
70	0.00	0.00	1.22	1.83	0.61	0.92	2.45	1.22	3.36	5.20	0.31	0.31	0.00	5.50	48.32	0.92
80	0.21	0.00	2.34	1.70	0.21	0.21	4.04	1.28	4.04	3.40	0.21	0.43	0.00	9.57	49.57	2.13
85	0.19	0.19	2.14	3.11	0.58	2.33	4.27	0.58	1.75	12.43	0.19	0.00	0.00	4.47	42.72	0.58
90	0.00	0.00	1.37	0.82	0.55	0.00	3.56	0.55	4.66	7.67	0.00	0.55	0.00	5.75	42.47	2.19
95	0.94	0.00	4.47	1.18	1.88	5.88	3.76	1.65	3.06	7.06	0.00	0.24	0.24	4.94	39.29	1.41
100	0.32	0.00	4.81	4.81	2.56	2.24	2.24	1.92	6.41	8.65	0.00	0.96	0.00	3.85	38.78	0.64
105	0.19	0.00	2.91	6.20	0.78	1.55	1.94	0.78	3.88	9.30	0.19	0.58	0.97	0.78	54.07	0.39
110	0.00	0.00	3.21	6.09	0.32	5.45	0.64	2.24	6.09	5.77	0.00	0.32	0.96	4.17	46.79	0.00
115	0.18	0.00	2.53	5.79	0.72	1.99	5.97	2.71	3.25	4.52	0.00	0.36	0.36	3.25	49.55	0.36
120	0.00	0.31	0.93	2.48	0.31	2.48	6.83	2.48	6.21	10.25	0.00	0.31	1.55	3.11	38.20	0.00
125	1.17	0.19	3.70	4.09	0.97	1.95	2.92	2.53	5.64	7.59	0.00	0.39	0.78	1.75	41.63	0.00
130	0.00	0.00	0.74	8.49	1.48	4.06	3.69	1.11	2.58	4.06	0.00	0.00	8.49	0.00	39.11	0.37
135	0.00	0.00	2.77	6.09	0.83	1.94	2.77	1.94	6.65	8.59	0.00	0.00	0.00	3.88	34.63	1.39
140	0.60	0.00	1.19	3.27	0.89	0.60	2.68	1.79	1.49	8.04	0.00	0.30	3.27	11.90	42.56	0.89
145	0.00	0.00	1.89	4.25	0.47	3.77	0.94	0.94	5.19	4.48	0.00	0.24	0.47	11.08	43.40	0.47
150	0.00	0.34	2.36	7.07	3.70	5.05	1.68	1.68	4.71	12.46	0.00	0.00	0.67	7.74	32.32	0.34
155	0.28	0.28	4.34	5.73	0.14	2.94	1.96	1.26	1.40	11.61	0.28	0.00	0.70	2.94	41.54	0.28
160	0.00	0.30	5.69	5.99	1.80	0.00	2.10	2.10	3.59	8.38	0.00	0.00	0.00	2.69	41.32	2.40
165	0.00	0.00	3.35	8.76	1.80	1.55	2.06	1.03	2.58	5.93	0.00	0.00	0.00	5.93	39.43	0.52

Anexo IV (cont.): Abundancia relativa de todas las especies

Profundidad	<i>G.tenellus</i>	<i>G.crassaformis</i>	<i>G.inflata</i>	<i>G.menardii</i>	<i>G.scitula</i>	<i>G.theyeri</i>	<i>G.truncatulinoides</i>	<i>G.tumida</i>	<i>G.ungulata</i>	<i>G.hexagona</i>	<i>N.dutertrei</i>	<i>N.pachyderma</i>	<i>O.bilobata</i>	<i>O.universa</i>	<i>P.obliquiloculata</i>	<i>S.dehiscens</i>
0	0.36	0.72	5.80	0.00	0.00	0.00	5.80	0.00	1.81	0.00	5.43	0.72	0.00	2.54	1.81	0.00
5	2.05	0.00	0.00	4.11	0.00	0.00	2.46	0.21	1.03	0.00	6.37	0.00	0.00	1.44	2.46	0.00
10	1.71	0.24	0.00	3.41	0.00	0.00	3.90	0.00	0.98	0.00	3.90	0.49	0.00	3.17	4.63	0.00
15	0.89	0.00	0.00	3.12	0.00	0.00	4.01	0.22	2.00	0.22	3.56	0.67	0.22	4.45	2.90	0.00
20	0.83	0.56	0.28	2.50	0.00	0.00	3.06	0.56	1.11	0.56	7.22	0.83	0.00	1.11	3.61	0.00
25	2.99	0.45	0.00	1.79	0.00	0.00	3.29	0.15	0.75	0.60	4.93	0.90	0.15	2.69	1.94	0.15
30	3.32	0.35	0.17	2.62	0.00	0.00	3.66	0.70	1.22	0.70	8.90	1.22	0.00	1.05	1.22	0.00
35	2.61	0.81	0.16	1.30	0.00	0.00	2.12	0.16	0.65	0.16	6.84	0.33	0.00	1.30	0.98	0.00
40	2.32	0.71	0.00	2.50	0.00	0.36	1.96	0.18	2.32	0.18	6.60	0.89	0.00	1.60	0.18	0.00
45	1.94	0.81	0.32	1.29	0.00	0.00	3.56	0.16	1.62	1.62	11.49	0.16	0.00	1.62	1.78	0.00
50	0.20	2.01	0.20	0.80	0.00	0.00	3.62	0.40	1.01	0.20	11.07	2.21	0.00	1.21	1.21	0.00
55	1.15	4.42	0.00	0.00	0.00	0.38	2.88	0.58	0.77	0.77	10.38	1.54	0.00	1.54	0.77	0.00
60	2.82	4.62	0.77	0.26	0.00	0.00	2.56	1.03	0.77	0.26	8.97	1.03	0.00	2.05	1.28	0.00
65	1.52	3.25	0.87	0.00	0.00	0.65	2.39	0.22	0.87	0.43	4.77	0.87	0.00	4.34	0.87	0.00
70	2.14	7.34	0.31	0.00	0.00	0.31	4.28	0.31	0.61	0.00	7.03	3.06	0.00	1.22	1.22	0.00
80	1.91	4.04	1.28	0.00	0.00	0.43	3.19	0.85	0.00	0.00	4.89	2.55	0.00	1.28	0.21	0.00
85	1.36	5.83	3.30	0.00	0.58	0.39	1.75	0.19	0.39	0.39	6.80	2.72	0.00	0.78	0.00	0.00
90	2.19	5.21	1.64	0.00	0.00	0.55	5.21	0.00	0.00	0.82	9.04	4.11	0.00	1.10	0.00	0.00
95	1.41	1.65	2.12	0.00	0.00	0.47	2.59	0.00	0.00	1.18	8.71	2.59	0.24	3.06	0.00	0.00
100	2.24	1.92	1.60	0.00	0.32	0.00	3.53	0.00	0.00	0.00	7.69	3.21	0.00	1.28	0.00	0.00
105	1.16	2.52	1.74	0.00	0.00	0.58	0.97	0.00	0.00	0.39	4.26	1.16	0.00	2.33	0.39	0.00
110	1.60	5.13	4.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	2.24	1.60	0.00	2.88	0.00	0.00
115	0.90	8.50	1.27	0.18	0.00	0.90	0.90	0.00	0.00	0.18	1.08	1.27	0.00	3.07	0.18	0.00
120	2.17	7.76	2.48	1.24	1.24	0.31	2.48	0.00	0.00	0.31	1.24	0.62	0.31	3.73	0.62	0.00
125	4.47	8.17	2.53	0.00	0.39	0.78	0.78	0.00	0.00	0.78	0.00	0.19	0.00	6.61	0.00	0.00
130	0.74	7.75	5.54	0.74	0.00	0.74	0.74	0.37	0.37	0.00	5.17	1.11	0.00	1.48	1.11	0.00
135	2.22	6.37	5.54	0.00	3.05	0.83	2.22	0.55	0.00	1.11	3.32	0.28	0.00	2.77	0.28	0.00
140	2.38	5.36	4.76	0.00	0.00	0.89	0.30	0.30	0.00	0.00	2.38	1.19	0.00	2.38	0.60	0.00
145	1.42	3.07	3.30	0.24	1.65	0.47	2.83	0.47	0.24	0.00	5.19	0.71	0.00	1.65	0.94	0.24
150	2.02	2.69	8.42	0.00	0.67	0.00	0.67	0.00	0.00	1.68	1.01	1.01	0.00	1.68	0.00	0.00
155	2.52	1.96	9.51	0.00	0.84	0.28	1.26	0.00	0.00	0.84	4.48	0.14	0.00	2.52	0.00	0.00
160	1.20	0.60	6.59	0.00	0.30	0.00	2.10	0.00	0.00	0.30	8.68	0.90	0.00	2.99	0.00	0.00
165	2.06	3.09	7.73	0.00	0.00	0.77	2.84	0.00	0.00	0.00	7.73	1.03	0.00	1.80	0.00	0.00

Anexo V: Abundancia absoluta de las especies por gramo de sedimento

Profundidad	<i>B. digitata</i>	<i>C. nitida</i>	<i>G. bulloides</i>	<i>G. falconensis</i>	<i>G. quinqueloba</i>	<i>G. rubescens</i>	<i>G. oequilateralis</i>	<i>G. calida</i>	<i>G. obesa</i>	<i>G. glutinata</i>	<i>G. parkerae</i>	<i>G. uvula</i>	<i>G. conglobatus</i>	<i>G. quadrilobatus</i>	<i>G. ruber</i>	<i>G. sacculifer</i>
0						2.3	4.599	0	16.1	9.199		2.3	18.4	416.24	6.9	
5		5.24	36.71	62.93	57.7	78.67	31.47	5.24	89.16	167.8		5.24	47.2	1431.8	21	
10	4.06	20.3	12.17			8.113	44.62	8.11	24.34	32.45			32.45	1091.1	12.2	
15		5.33	21.3	37.28		31.96	47.93	10.7	53.26	159.8			21.3	133.1	1288.9	47.9
20			25.96	5.193		20.77	41.54	20.8	88.27	25.96		15.6	5.19	140.2	1012.6	51.9
25		8.06	32.23	4.029		32.23	72.52	40.3	16.12	286		8.06	8.06	145	1434.3	48.3
30	7.04		24.65	21.13	7.04	3.522	45.78	14.1	28.17	119.7	3.5	10.6	3.52	144.4	1056.5	21.1
35	7.9	3.95	19.75	27.65	31.6	59.25	23.7	15.8	43.45	197.5		7.9		154	1354.7	55.3
40	12.8		29.75	25.5	8.5	4.25	55.25	34	119	119		8.5		182.8	1232.6	80.8
45	18.5		74.15	60.24		23.17	69.51	32.4	69.51	88.05				319.8	1283.7	69.5
50	4.02	4.02	0	12.07	12.1		16.09	8.04	96.53	128.7			4.02	156.9	1021.6	52.3
55	4.32		73.41	17.27	8.64	51.82	51.82	4.32	64.77	190		13		177	997.45	25.9
60		6.14	12.28	55.27	12.3	18.42	24.56	18.4	98.25	153.5		18.4		171.9	1166.7	6.14
65			58.33	24.56	6.14	3.07	42.98	12.3	55.26	116.7				61.4	721.51	15.4
70			29.34	44.01	14.7	22.01	58.68	29.3	80.69	124.7	7.3	7.34		132	1159	22
80	4.22		46.41	33.75	4.22	4.219	80.17	25.3	80.17	67.51	4.2	8.44		189.9	983.1	42.2
85	4	4	43.96	63.95	12	47.96	87.93	12	35.97	255.8	4			91.93	879.29	12
90			36.1	21.66	14.4		93.86	14.4	122.7	202.2		14.4		151.6	1119.1	57.8
95	28.3		134.4	35.38	56.6	176.9	113.2	49.5	91.99	212.3		7.08	7.08	148.6	1181.7	42.5
100	8.36		125.5	125.5	66.9	58.55	58.55	50.2	167.3	225.8		25.1		100.4	1012.1	16.7
105	3.45		51.76	110.4	13.8	27.61	34.51	13.8	69.01	165.6	3.5	10.4	17.3	13.8	962.74	6.9
110			37.23	70.75	3.72	63.3	7.447	26.1	70.75	67.02		3.72	11.2	48.4	543.62	
115	1.77		24.83	56.76	7.1	19.51	58.54	26.6	31.93	44.35		3.55	3.55	31.93	486.03	3.55
120	0	1.78	5.328	14.21	1.78	14.21	39.07	14.2	35.52	58.61		1.78	8.88	17.76	218.44	
125	10.5	1.75	33.19	36.68	8.73	17.47	26.2	22.7	50.65	68.12		3.49	6.99	15.72	373.78	
130			8.113	93.3	16.2	44.62	40.57	12.2	28.4	44.62			93.3		430	4.06
135			30.16	66.36	9.05	21.11	30.16	21.1	72.39	93.51				42.23	377.05	15.1
140	5.99		11.98	32.95	8.99	5.99	26.96	18	14.98	80.87		3	32.9	119.8	428.32	8.99
145			26.84	60.39	6.71	53.68	13.42	13.4	73.81	63.75		3.36	6.71	157.7	617.35	6.71
150		4.9	34.3	102.9	53.9	73.51	24.5	24.5	68.61	181.3			9.8	112.7	470.45	4.9
155	4.31	4.31	66.76	88.3	2.15	45.23	30.15	19.4	21.54	178.7	4.3		10.8	45.23	639.61	4.31
160		4.47	84.87	89.34	26.8		31.27	31.3	53.6	125.1				40.2	616.44	35.7
165			56.71	148.3	30.5	26.17	34.9	17.4	43.62	100.3				100.3	667.41	8.72

Anexo V (cont): Abundancia absoluta de las especies por gramo de sedimento

Profundidad	<i>G.tenellus</i>	<i>G.crassaformis</i>	<i>G.inflata</i>	<i>G.menardii</i>	<i>G.scitula</i>	<i>G.theyeri</i>	<i>G.truncatulinoides</i>	<i>G.tumida</i>	<i>G.ungulata</i>	<i>G.hexagona</i>	<i>N.dutertrei</i>	<i>N.pachyderma</i>	<i>O.bilobata</i>	<i>O.universa</i>	<i>P.obliquiloculata</i>	<i>S.dehiscens</i>
0	2.3	4.599	36.8				36.8		11.5		34	4.599		16	11.5	
5	52.45			105			62.9	5.24	26.22		163			37	62.9	
10	28.39	4.056		56.8			64.9		16.23		65	8.113		53	77.1	
15	21.3			74.6			95.9	5.33	47.93	5.326	85	15.98	5.33	107	69.2	
20	15.58	10.39	5.19	46.7			57.1	10.4	20.77	10.39	135	15.58		21	67.5	
25	80.58	12.09		48.3			88.6	4.03	20.14	16.12	133	24.17	4.03	73	52.4	4.03
30	66.91	7.043	3.52	52.8			74	14.1	24.65	14.09	180	24.65		21	24.7	
35	63.2	19.75	3.95	31.6			51.3	3.95	15.8	3.95	166	7.899		32	23.7	
40	55.25	17		59.5		8.5	46.8	4.25	55.25	4.25	157	21.25		38	4.25	
45	55.61	23.17	9.27	37.1			102	4.63	46.34	46.34	329	4.634		46	51	
50	4.022	40.22	4.02	16.1			72.4	8.04	20.11	4.022	221	44.24		24	24.1	
55	25.91	99.31				8.64	64.8	13	17.27	17.27	233	34.54		35	17.3	
60	67.55	110.5	18.4	6.14			61.4	24.6	18.42	6.141	215	24.56		49	30.7	
65	21.49	46.05	12.3			9.21	33.8	3.07	12.28	6.14	68	12.28		61	12.3	
70	51.35	176	7.34			7.34	103	7.34	14.67		169	73.35		29	29.3	
80	37.97	80.17	25.3			8.44	63.3	16.9			97	50.63		25	4.22	
85	27.98	119.9	67.9		11.99	7.99	36	4	7.994	7.994	140	55.95		16		
90	57.76	137.2	43.3			14.4	137			21.66	238	108.3		29		
95	42.46	49.53	63.7			14.2	77.8			35.38	262	77.84	7.08	92		
100	58.55	50.19	41.8		8.364		92			0	201	83.64		33		
105	20.7	44.86	31.1			10.4	17.3			6.901	76	20.7		41	6.9	
110	18.62	59.58	48.4							3.723	26	18.62		34		
115	8.869	83.37	12.4	1.77		8.87	8.87			1.774	11	12.42		30	1.77	
120	12.43	44.4	14.2	7.1	7.104	1.78	14.2			1.776	7.1	3.552	1.78	21	3.55	
125	40.17	73.36	22.7		3.493	6.99	6.99			6.987		1.747		59		
130	8.113	85.19	60.8	8.11		8.11	8.11	4.06	4.057		57	12.17		16	12.2	
135	24.13	69.38	60.3		33.18	9.05	24.1	6.03		12.07	36	3.016		30	3.02	
140	23.96	53.91	47.9			8.99	3	3			24	11.98		24	5.99	
145	20.13	43.62	47	3.36	23.49	6.71	40.3	6.71	3.355		74	10.07		23	13.4	3.36
150	29.4	39.2	123		9.801		9.8			24.5	15	14.7		25		
155	38.76	30.15	146		12.92	4.31	19.4			12.92	69	2.154		39		
160	17.87	8.934	98.3		4.467		31.3			4.467	130	13.4		45		
165	34.9	52.35	131			13.1	48				131	17.45		31		

Anexo VI: Análisis de Factores “Factor Loadings”

Edad cal BP aprox.	Profundidad	Pleistoceno	Holoceno	Deglaciación
800	0	0.35482	0.68785	0.323155
1400	5	0.39996	0.86353	0.018171
2100	10	0.23053	0.93284	0.052284
2700	15	0.29632	0.92277	0.064510
3300	20	0.18365	0.89246	0.278197
3900	25	0.32150	0.86175	0.222944
4500	30	0.26108	0.86396	0.346323
5100	35	0.42201	0.81509	0.295471
5800	40	0.28320	0.80933	0.388951
6400	45	0.30314	0.82112	0.388313
7000	50	0.25785	0.76403	0.496886
7600	55	0.44129	0.64291	0.534938
8200	60	0.51772	0.64636	0.452315
8800	65	0.57977	0.60556	0.450752
9500	70	0.48795	0.59704	0.555868
10700	80	0.49433	0.52427	0.647174
11300	85	0.70150	0.38393	0.520967
11900	90	0.45405	0.50776	0.680950
13200	95	0.62457	0.48577	0.465266
14500	100	0.66364	0.43686	0.515210
15800	105	0.82318	0.42790	0.238111
17100	110	0.88629	0.24638	0.233733
18400	115	0.82761	0.31799	0.274768
19600	120	0.81860	0.37857	0.126461
20900	125	0.89274	0.19650	0.113135
22200	130	0.80749	0.22292	-0.057841
23500	135	0.80750	0.24413	0.406822
24800	140	0.74588	0.33209	0.339402
26100	145	0.68401	0.47107	0.398001
27400	150	0.87993	0.20481	0.265063
28700	155	0.85827	0.29268	0.249836
29900	160	0.63956	0.41010	0.455615
31200	165	0.75056	0.33416	0.481938

Se indican en color los valores más altos de cada factor para cada muestra, en amarillo los correspondientes al Holoceno, en cian los de Etapa de transición y en azul los del Pleistoceno

Anexo VI: Análisis de Factores “Factor Scores”

	PLEISTOCENO	HOLOCENO	TRANSICIÓN
<i>G.bulloides</i>	0.29758	-0.60930	0.52012
<i>G.falconensis</i>	1.48516	-0.91908	-0.42224
<i>G.rubescens</i>	0.81834	-0.31766	-1.35514
<i>G.aequilateralis</i>	0.25717	0.03390	0.00953
<i>G.calida</i>	0.11524	-0.58936	-0.20958
<i>G.obesa</i>	0.47080	0.05824	0.43912
<i>G.glutinata</i>	1.21499	0.45228	0.27221
<i>G.conglobatus</i>	0.17454	-0.59206	-1.72369
<i>G.quadrilobatus</i>	-0.41371	0.65832	1.85131
<i>G.ruber</i>	2.34520	3.02496	0.22597
<i>G.sacculifer</i>	-1.35654	0.25437	0.71056
<i>G.tenellus</i>	-0.02235	0.01175	-0.10141
<i>G.crassaformis</i>	1.00552	-1.27600	0.98626
<i>G.inflata</i>	1.23236	-1.56454	0.15225
<i>G.menardii</i>	-1.09259	1.09956	-1.97546
<i>G.scitula</i>	-0.51042	-1.03581	-0.25759
<i>G.theyeri</i>	-0.56843	-0.98951	-0.03180
<i>G.truncatulinoides</i>	-0.93214	0.74326	0.79663
<i>G.tumida</i>	-1.13553	-0.56100	0.05246
<i>G.ungulata</i>	-1.38295	0.45344	-0.60396
<i>N.dutertrei</i>	-0.61578	1.10062	1.63686
<i>N.pachyderma</i>	-0.77573	-0.68391	1.37659
<i>O.universa</i>	0.45984	0.26291	-0.91175
<i>P.obliquiloculata</i>	-1.07055	0.98463	-1.43727

Los valores más altos se encuentran iluminados, en color intenso aquellos con valor > 1, en color atenuado los valores > 0.7, excepto aquellos cuyo valor es más importante en otro factor. Los valores en gris indican factor scores muy negativos < -1 que indican especies con una relación negativa con dicho factor.

Anexo VI (cont.): Análisis de Factores "Factor Scores"

