



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

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

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

BIÓLOGA

P R E S E N T A :

LORENA ASTRID CONTRERAS ROSALES

TUTORA:

DRA. MARÍA LUISA MACHAIN CASTILLO



2008

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, por apoyarme siempre en el largo trayecto que me condujo a este momento.

A mi hermana, Diana, por ser mi mejor amiga en el mundo.

A mi familia, porque siempre conté con su apoyo y entusiasmo incondicionales.

A mi asesora, por compartir conmigo su experiencia, no solo académica sino humana, y por su invaluable amistad.

A mis sinodales, por su atinada guía y consejo.

A Lupita Figueroa, por su inestimable apoyo y paciencia, sin los cuales nunca hubiera podido concluir esta tesis, y por su entrañable amistad.

A mis amigos, Karla, Cecilia, Adrián, Bárbara, Adrianita, Elsa, Antonio, Humberto, y todos aquéllos que compartieron conmigo esta larga aventura, por llenarla de alegría y momentos inolvidables.

A Jasper, por darle un maravilloso giro a mi vida y llenarme de motivación.

ÍNDICE GENERAL

1. RESUMEN	1
2. INTRODUCCIÓN	3
2.1. Hipótesis.	4
2.2. Objetivos específicos.	4
3. MARCO CONCEPTUAL	5
3.1. Características generales de los foraminíferos y su importancia como indicadores paleocenográficos.	5
3.2. Los foraminíferos planctónicos y su utilidad como herramientas de reconstrucción paleoclimática y paleoceanográfica.	6
3.3. Eventos climáticos durante el último período glacial.	8
3.3.1. Fenómenos astronómicos que afectan el clima de la Tierra.	8
3.3.2. Los ciclos glaciares.	11
3.3.3. Oscilaciones climáticas a escala milenaria.	13
3.3.4. La circulación termohalina y su papel en la regulación del clima.	15
3.3.5. Las oscilaciones climáticas a corto plazo: la Oscilación del Sur.	18
4. ANTECEDENTES	22
5. ÁREA DE ESTUDIO	26
5.1. Aspectos geológicos.	27
5.1.1. Tectónica.	27
5.1.2. Sedimentología.	28
5.2. Aspectos meteorológicos.	29
5.3. Aspectos oceanográficos.	32
5.3.1. Química del agua.	32
5.3.2. Masas de agua.	33
5.3.3. Circulación oceánica.	33
5.4. Surgencia eólica.	35

5.5. Los vientos estacionales y su relación con la profundidad de la termoclina en el Golfo de Tehuantepec.	38
6. MATERIALES Y MÉTODOS	43
6.1. Procesamiento de muestras en el laboratorio.	43
6.1.1. Colecta.	43
6.1.2. Muestreo.	44
6.1.3. Lavado.	44
6.1.4. Secado.	45
6.1.5. Extracción.	45
6.1.6. Identificación.	46
6.2. Métodos estadísticos.	46
6.2.1. Análisis de factores.	46
6.2.2. Fundamento teórico del análisis de factores	46
6.3. Análisis de isótopos estables.	47
6.3.1. Curva de $\delta^{18}\text{O}$.	47
6.3.2. Curva de $\delta^{13}\text{C}$.	49
6.4. Datación con isótopos radiactivos	51
6.4.1. ^{14}C .	51
6.4.2. Cálculo de la tasa de sedimentación.	56
6.4.3. Construcción del modelo de edad para el núcleo MD02-2520.	56
6.5. Contenido de carbono y nitrógeno orgánicos.	58
7. RESULTADOS	59
7.1. Descripción del núcleo MD02-2520.	59
7.2. Marco cronoestratigráfico.	61
7.3. Registros de isótopos estables y carbono y nitrógeno orgánicos.	64
7.4. Especies de foraminíferos planctónicos.	66
7.5. Ecología de las comunidades de foraminíferos planctónicos en el Golfo de Tehuantepec con base en las especies más abundantes.	68
7.5.1. <i>Globigerinita glutinata</i> .	69
7.5.2. <i>Globigerina bulloides</i> .	69

7.5.3. <i>Globigerinoides ruber</i> .	70
7.5.4. <i>Neogloboquadrina dutertrei</i> .	70
7.5.5. <i>Globorotalia menardii</i> .	71
7.6. Abundancias relativas de foraminíferos planctónicos.	72
7.7. Distribución estratigráfica de las comunidades de foraminíferos planctónicos.	73
7.8. Correlación entre los resultados micropaleontológicos, curvas de isótopos estables y contenido de carbono y nitrógenos orgánicos.	76
8. DISCUSIÓN	84
8.1. Distribución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos a lo largo del núcleo estratigráfico y sus implicaciones paleoceanográficas y paleoclimáticas.	84
8.1.1. Los foraminíferos planctónicos y su relación con la dinámica océano-atmósfera en la actualidad.	84
8.1.2. Los foraminíferos planctónicos y su relación con la dinámica océano-atmósfera en el pasado.	87
8.1.2.1. Factor 1.	88
8.1.2.2. Factor 2.	88
8.1.2.3. Factor 3.	93
8.2. La productividad local en el Golfo de Tehuantepec durante los últimos 44 ka.	95
8.3. Los isótopos estables y sus implicaciones paleoclimáticas y paleoceanográficas en el Golfo de Tehuantepec.	98
9. CONCLUSIONES	101
10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	104
11. ANEXOS	110

1. RESUMEN

El núcleo MD02-2520 extraído del centro del Golfo de Tehuantepec, abarca un lapso de 44 ka, que incluye los estadios isotópicos marinos MIS-1, MIS-2 y MIS-3, los cuales corresponden a los períodos geológicos Holoceno y Pleistoceno Tardío. La posición del núcleo MD02-2520 en el Golfo de Tehuantepec es estratégica, ya que se encuentra justo por debajo del eje de acción de la surgencia eólica, que opera durante los meses de invierno y principio de la primavera, y constituye uno de los rasgos oceanográficos más importantes de esta región; por ello, la información que el núcleo nos proporciona está directamente relacionada a la evolución de este fenómeno a través del tiempo.

En el Golfo de Tehuantepec, las cinco especies dominantes de foraminíferos planctónicos actualmente son *Globigerinita glutinata*, *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globorotalia menardii* y *Globigerinoides ruber*; estas especies se encontraron dominando las asociaciones de foraminíferos planctónicos a lo largo de todo el núcleo sedimentario, identificándose tres factores faunísticos: el Factor 1 (*G. glutinata* y *G. bulloides*) indicaría una actividad intensa de las surgencias y un alta productividad biológica; el Factor 2 (*N. dutertrei* y *G. menardii*) indicaría condiciones de termoclina dentro de la zona fótica, columna de agua estratificada y masas de agua cálida, con una surgencia probablemente inactiva; el Factor 3 (*G. ruber*, *G. menardii* y *G. bulloides*) una capa de mezcla profunda probablemente en otoño, invierno y primavera, y una termoclina somera, durante el verano, un período de alta productividad que se presentaría probablemente durante los meses de invierno, y la posible presencia de masas de agua cálida y lluvias intensas durante una gran parte del año. En forma general, la distribución estratigráfica los factores faunísticos indica que durante el Holoceno predomina la acción constante de las surgencias, mientras que en el Pleistoceno Tardío la acción de las surgencias se vuelve un poco más errática; en tanto que a escala más fina, la señal de su acción durante las oscilaciones climáticas milenarias (eventos Dansgaard-Oeschger y Heinrich) que tuvieron lugar durante la Deglaciación y el MIS-3 no es del todo concluyente, ya que se encuentra mezclada en la mayoría de los casos.

Las variaciones en el contenido de carbono y nitrógeno orgánicos a lo largo del núcleo parecen no reflejar la actividad de las surgencias, indicada por las asociaciones de foraminíferos planctónicos, aunque sí registran cambios en la productividad con resolución a escala milenaria; y muestran que, en general, la productividad biológica en el Golfo de Tehuantepec parece ser alta independientemente de hayan o no surgencias. El $\delta^{18}\text{O}$ da una

indicación precisa de la transición Pleistoceno/Holoceno, al presentar una disminución de aproximadamente 1.5‰ al principio de la Deglaciación. La diferencia de valores registrados entre la termoclina y la capa de mezcla, también parecen sugerir que la termoclina era más somera durante el Pleistoceno en comparación con el Holoceno. El $\delta^{13}\text{C}$ se mantuvo, en general, con valores altos a lo largo de todo el núcleo ($> 0.0 \text{ ‰}$) y no parece responder a las grandes transiciones climáticas; una hipótesis para explicar este fenómeno ha sido la diferente procedencia de las masas de agua intermedia en el Pacífico Tropical Noreste entre los períodos climáticos cálidos y fríos.

2. INTRODUCCIÓN

Durante el Período Cuaternario se han presentado una serie de etapas glaciares e interglaciares que han tenido repercusión en el clima y en las biotas de todo el planeta. La variación de las condiciones climáticas ocasiona que las asociaciones en las comunidades de organismos se modifiquen según las preferencias ambientales de cada especie; esto ocurre igualmente con los foraminíferos planctónicos que han sufrido diversos cambios en su distribución en relación con las variaciones en la temperatura, la salinidad, las corrientes, la productividad y otros factores determinantes para su vida.

Los foraminíferos planctónicos producen testas carbonatadas que, tras la muerte del organismo, se preservan en el sedimento. Las asociaciones de especies presentes en una localidad sientan las bases para inferir las condiciones ambientales imperantes en dicho sitio durante la vida de los organismos, con lo cual es posible hacer reconstrucciones paleoceanográficas.

Uno de los rasgos oceanográficos más distintivo del Golfo de Tehuantepec es la surgencia eólica que tiene lugar durante el otoño-invierno como producto del forzamiento de los vientos del norte en las masas de agua superficiales (Lavín *et al.* 1992). Como resultado de trabajos previos en la zona se ha observado que la acción e intensidad de la surgencia está fuertemente registrada en los sedimentos a través de microorganismos indicadores durante los últimos 23000 años (23 ka) (Arellano-Torres, 2005). El núcleo MD02-2520, analizado en el presente trabajo, fue extraído del centro del Golfo de Tehuantepec y tiene una longitud de treinta y siete metros; su importancia radica en que es una de las primeras secuencias en esta área con una longitud suficiente para rastrear la actividad de los eventos de surgencia con un alcance estratigráfico considerablemente amplio. Tomando en cuenta que las dataciones con ^{14}C arrojan una edad de alrededor de 42673 años (42.6 ka) cerca de la base del núcleo, la antigüedad del registro sedimentario contenido en él se remonta hasta el Pleistoceno Tardío cuyas condiciones climáticas glaciares eran sustancialmente diferentes al clima del Holoceno que es de carácter cálido. Esto conlleva a suponer que existirá una diferencia marcada en la distribución estratigráfica de los foraminíferos planctónicos entre las secciones correspondientes a cada uno de estos dos períodos.

En propósito de este estudio es conocer la variación en la composición de las asociaciones de foraminíferos planctónicos del Golfo de Tehuantepec preservadas en el registro sedimentario durante el Pleistoceno Tardío (a partir de la segunda mitad del MIS-3) y el Holoceno, y

compararla con la composición de las poblaciones recientes de las diferentes masas de agua presentes en el Golfo de Tehuantepec. Asimismo se pretende analizar las variaciones que haya tenido la surgencia eólica en el Golfo de Tehuantepec desde el Pleistoceno Tardío hasta el presente. Para todo ello, se realizó un análisis micropaleontológico de las muestras de sedimento del núcleo MD02-2520. Los resultados serán comparados con las reconstrucciones paleoceanográficas de trabajos realizados con otros núcleos y con los registros de isótopos estables y contenidos de carbono y nitrógeno orgánicos obtenidos del núcleo mismo para obtener mayor información sobre el efecto de los cambios ambientales en Golfo de Tehuantepec y su interpretación paleoclimática.

2.1. HIPÓTESIS

Si la surgencia eólica es el proceso oceanográfico más importante del Golfo de Tehuantepec, entonces la composición general de las asociaciones de foraminíferos planctónicos a largo plazo está principalmente determinada por la presencia e intensidad de la misma.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar cómo cambia la distribución estratigráfica de los foraminíferos planctónicos del Golfo de Tehuantepec en los períodos Pleistoceno Tardío y Holoceno.
- Identificar las asociaciones de foraminíferos planctónicos presentes a lo largo del núcleo MD02-2520, así como la composición de especies dominantes en cada asociación.
- Determinar cómo se relaciona la distribución estratigráfica de los foraminíferos planctónicos con las características oceanográficas y los cambios climáticos en el Golfo de Tehuantepec, particularmente la surgencia eólica, durante el Pleistoceno Tardío (a partir de la segunda mitad del MIS-3) y el Holoceno.

3. MARCO CONCEPTUAL

3.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LOS FORAMINÍFEROS Y SU IMPORTANCIA COMO INDICADORES PALEOCEANOGRÁFICOS

Los foraminíferos (Clase Sarcodina, Orden Foraminiferida) son protistas similares a las amebas excepto porque éstos poseen una concha externa. A pesar de su tamaño constituyen un elemento clave en la cadena alimenticia, son consumidores oportunistas que capturan microorganismos más pequeños y detritus. En términos taxonómicos se han descrito más de 3600 géneros y alrededor de 60 000 especies están reconocidas actualmente (Prothero, 1998). Las testas o conchas de los foraminíferos están construidas principalmente de carbonato de calcio (calcita o aragonita) o aglutinadas de diferentes materiales, aunque todos los foraminíferos planctónicos poseen testas carbonatadas. La función de las testas es probablemente múltiple incluyendo protección contra los depredadores y condiciones ambientales desfavorables, el control de la flotación, hundimiento y la posición del organismo en la masa de agua (Kennett, 1982).

Los foraminíferos se dividen básicamente en dos grandes grupos: foraminíferos bentónicos y foraminíferos planctónicos, los primeros viven en el fondo de los océanos y su hábitat puede ser superficial o intersticial, llegando a vivir en profundidades de hasta 10 cm bajo la superficie. Los segundos viven flotando libremente en la columna de agua, la mayoría se ubica dentro del límite de la zona fótica por encima de 200 m; sin embargo, su densidad es mucho mayor en los primeros 100 m de profundidad (Prothero, 1998).

Los foraminíferos son de gran importancia geológica y oceanográfica debido a su gran diversidad y su presencia en todos los ambientes marinos. Su abundancia relativa en los sedimentos ha sido un instrumento para que la paleoecología marina tenga bases cuantitativas firmes (Kennett, 1982). Los foraminíferos planctónicos son el estándar global de correlación de los estratos marinos durante el Mesozoico y el Cenozoico. Los foraminíferos son también muy sensibles a los cambios en la temperatura y química del agua en el océano abierto, de manera que son una de las herramientas principales de los paleoceanógrafos y paleoclimatólogos (Kennett, 1982; Prothero, 1998).

Los paleoclimatólogos utilizan los isótopos de oxígeno y carbono en las conchas calcáreas de los foraminíferos para leer los cambios climáticos y la circulación oceánica. Gracias a su sensibilidad a las condiciones del ambiente son útiles para inferir algunas propiedades físico-

químicas de la masa de agua, así como problemas de ecología y zoogeografía (Boltovskoy, 1965).

Los foraminíferos bentónicos son sensibles los parámetros ambientales que son controlados por la profundidad del agua, de manera que son poderosos indicadores de la paleobatimetría y los ambientes de depósito. (Prothero, 1998). Los foraminíferos planctónicos se encuentran ampliamente distribuidos por toda la superficie de las aguas de los océanos del mundo. Su excelente representación en los sedimentos marinos del Cenozoico es una de las principales razones para su uso extensivo en investigaciones tanto bioestratigráficas como paleoecológicas (Chapman, 2000).

3.2. LOS FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS Y SU UTILIDAD COMO HERRAMIENTAS DE RECONSTRUCCIÓN PALEOCLIMÁTICA Y PALEOCEANOGRÁFICA

Los foraminíferos planctónicos se desarrollaron durante el Jurásico Tardío apareciendo como formas globigerinoides simples. Desde entonces, durante 130 millones de años, han evolucionado más de 40 géneros y, al menos, 400 especies. Durante este tiempo el grupo ha sufrido grandes cambios en su evolución, extinción y diversidad que los ha llevado a ser ampliamente utilizados en correlaciones y dataciones de secuencias sedimentarias. (Kennett, 1982).

En la actualidad existen alrededor de 30 especies de foraminíferos planctónicos en los océanos del mundo y están agrupadas en dos familias: la Globigerinidae (formas espinosas) y la Globorotalidae (formas no-espinosas). Viven, como ya se mencionó, dentro de la zona eufótica en aguas oceánicas de salinidad normal (>35 ups) y son muy raros en aguas salobres, por lo tanto se caracterizan por ser estenohalinos. Son poco comunes en aguas someras cercanas a la costa, exceptuando regiones insulares y regiones de poca afluencia de agua dulce tales como Baja California (Kennett, 1982). Se pueden encontrar tres tipos de faunas actualmente identificadas: las de aguas someras —menos de 50 m de profundidad—, las de aguas intermedias —entre 50 m y 100 m de profundidad—, y las de aguas profundas —entre 100 m y 200 m de profundidad (Chapman, 2000). La mayor abundancia de ejemplares se produce en latitudes tropicales y polares, y el valor absoluto mínimo de ejemplares se da en latitudes medias, proliferando en aquellas regiones cercanas al talud continental donde afloran aguas frías ricas en nutrientes. La diversidad de especies es mayor

en los ambientes más cálidos de latitudes tropicales y subtropicales decreciendo la diversidad hacia los polos (Molina, 2002).

En general las especies pequeñas de globigerínidos bullados y *Neogloboquadrina* son más abundantes en aguas frías de altas latitudes, mientras que en aguas cálidas de bajas latitudes proliferan las especies más grandes de *Globorotalia*, *Globigerinoides*, *Globigerinella* y *Orbulina* (Molina, 2002). En la actualidad se encuentran distribuidos en provincias latitudinales según la temperatura del agua, diferenciándose cinco provincias principales: polar, subsolar, templada, subtropical y tropical (Figura 1) (Kennett, 1982; Molina, 2002).

La morfología de las testas ha variado ampliamente durante el Cretácico y el Cenozoico, incluyendo formas biseriales, planoespirales, trocoespirales, estreptoespirales y envolventes. Las tendencias evolutivas han actuado sobre la morfología, resultando en morfotipos de diversa importancia. Algunas especies puede exhibir cambios morfológicos como respuesta a las variaciones de la temperatura, presentan generalmente enrollamiento diestro, pero en aguas más frías de 8° C más del 90% de los especímenes (*Neogloboquadrina pachyderma* es un típico ejemplo) presentan enrollamiento siniestro (Totman, 1998).

Los foraminíferos planctónicos tienen gran utilidad bioestratigráfica debido principalmente a su abundancia y amplia distribución en los ambientes marinos, sumadas a su corta distribución en el tiempo producto de su rápida evolución. Los foraminíferos planctónicos proporcionan una escala biocronológica confiable, debido en parte a la rapidez de la dispersión geográfica del plancton y a que los problemas de tipo taxonómico son menos acusados que en otros organismos (Molina, 2002). Además su pequeño tamaño permite realizar muestreos a escala centimétrica que favorece la realización de estudios de alta resolución.

La aplicación paleoecológica de los foraminíferos planctónicos es más reciente que la bioestratigráfica. Los análisis de isótopos estables que se practican a las conchas están permitiendo establecer curvas de paleotemperaturas para el Mesozoico y el Cenozoico. La utilidad de los foraminíferos planctónicos como paleoindicadores radica principalmente en su condición de estenobiontes y en que su distribución biogeográfica no es homogénea (Molina, 2002).

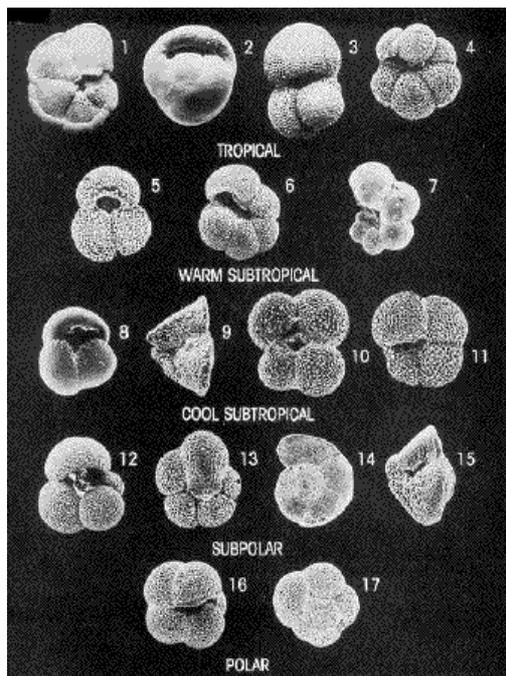


Figura 1. Especies de foraminíferos planctónicos correspondientes a las distintas franjas latitudinales. (Tomada de <http://ethomas.web.wesleyan.edu>)

3.3. EVENTOS CLIMÁTICOS DURANTE EL ÚLTIMO PERÍODO GLACIAR

3.3.1 Fenómenos astronómicos que afectan el clima de la Tierra

El clima del Cuaternario Tardío se ha caracterizado por una serie de ciclos glaciares e interglaciares que ocurren aproximadamente desde hace 800 ka hasta el presente (Hartmann, 1994). Estos ciclos climáticos son el reflejo de los ciclos orbitales que tiene nuestro planeta en su revolución alrededor del sol. Los ciclos orbitales tienen su origen en las tres principales características de la Tierra en el curso de su órbita: la excentricidad de la órbita, la precesión del eje de rotación terrestre y la oblicuidad de este eje respecto al plano de la órbita (Bradley, 1999).

La excentricidad se refiere a la deformación de la órbita terrestre que oscila entre una forma casi circular (baja excentricidad de 0.005) y otra ligeramente elíptica (alta excentricidad 0.058) haciendo que la distancia entre la Tierra y el Sol aumente o disminuya en diversos puntos de la órbita, modificando, por tanto, la intensidad de la insolación recibida (Figura 2). Esta variación se produce en respuesta a las interacciones con los campos gravitacionales de Júpiter y Saturno (Hartmann, 1994). El componente mayor del ciclo de excentricidad se cumple con una periodicidad de aproximadamente 413 ka, con un componente más débil pero bien reflejado en los registros de cambio climático alrededor de 100 ka (Bradley, 1999; Hartmann, 1994).

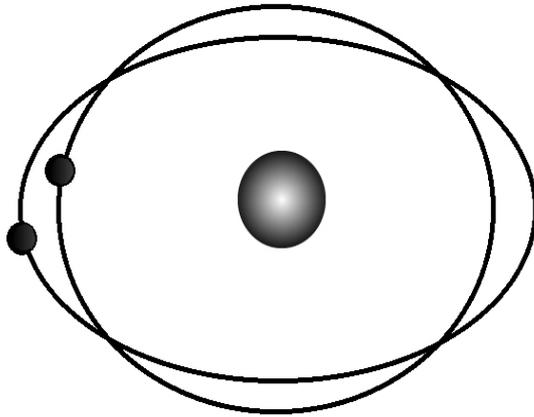


Figura 2.
Excentricidad de la
órbita de la Tierra.
(Tomada de
<http://www.ngdc.noaa.gov/stp/SOLAR/solarda3.html>)

La precesión es el cambio en la dirección del eje de rotación de la tierra en relación con el plano estelar, describiendo un movimiento de bamboleo como el de un trompo. Este movimiento giroscópico es el resultado de fuerzas de marea ejercidas por el Sol, la Luna y la Tierra sólida, asociadas al hecho de que la Tierra no es una esfera perfecta sino que está ensanchada en el ecuador (Figura 3B) (Bradley, 1999; Hartmann, 1994). De esta manera el hemisferio más expuesto al sol en el perihelio cambia de acuerdo al punto al que señale el eje de rotación. La periodicidad de este fenómeno es aproximadamente de 26 ka, aunque también tiene componentes más débiles en ciclos de 19 y 23 ka. El diámetro de la circunferencia descrita por el eje de la tierra sobre el fondo de la esfera celeste es de 47° , es decir, el doble de la inclinación del eje terrestre (Hartmann, 1994).

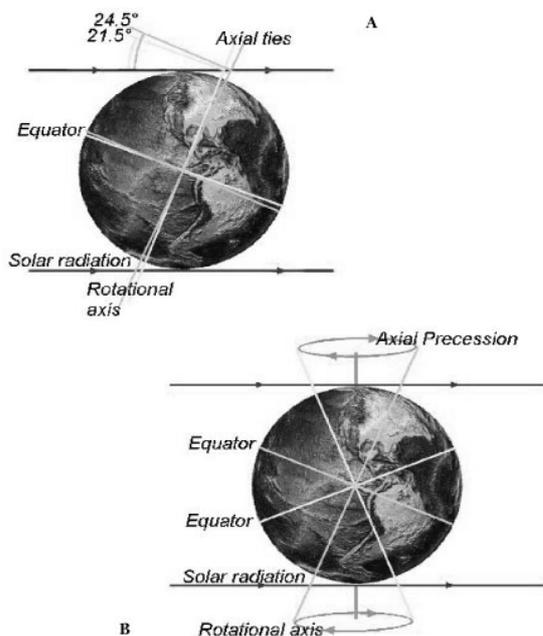


Figura 3. Oblicuidad (A) y precesión (B) del eje de rotación de la Tierra.
(Tomada de
<http://www.ngdc.noaa.gov/stp/SOLAR/solarda3.html>)

Finalmente, los cambios en la oblicuidad del eje terrestre respecto al plano de rotación oscilan entre 22.1° y 24.5° con una periodicidad de aproximadamente 41 ka (Figura 3A) (Bradley, 1999; Hartmann, 1994). Cuando la oblicuidad aumenta también lo hace la amplitud de la cantidad de insolación recibida en el ciclo estacional, por lo que los veranos son más cálidos y los inviernos más fríos. La oblicuidad actual del eje de rotación terrestre es de 23.5° .

La actividad solar, por otra parte, también juega un cierto papel en el cambio climático a corto plazo. Existen varios ciclos solares, siendo el más común el ciclo de los 11 años en que las manchas solares incrementan y disminuyen en número a lo largo de este período, al final del ciclo el polo magnético solar se revierte. El ciclo de los 22 años está relacionado con el regreso del polo magnético solar a la misma posición. Se han detectado otros ciclos con períodos de 90, 210 y 2300 años (ZhiQiang *et al.*, 2007).

Los ciclos orbitales, conocidos como ciclos de Milankovitch en honor a su descubridor, tienen grandes repercusiones en el clima del planeta a largo plazo (Bradley, 1999). El forzamiento orbital se ve reflejando en eventos climáticos a escala glaciario-interglaciario y también a escala milenaria (Hartmann, 1994), mientras que los ciclos de actividad solar pueden observarse más claramente a escala de centurias y décadas.

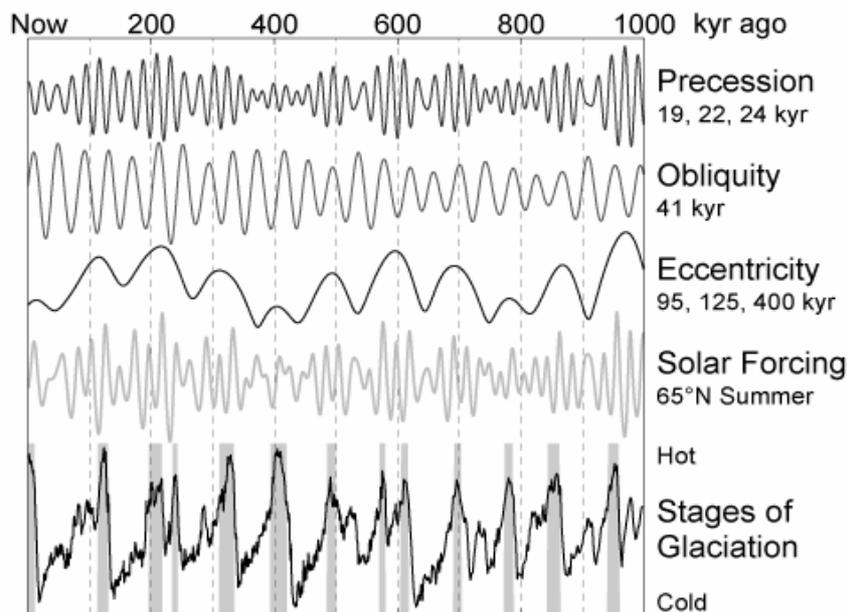


Figura 4. Ciclos orbitales de Milankovitch comparados con la cantidad de radiación solar recibida a 65°N en el verano y con los ciclos glaciares durante el último millón de años. (Tomada de math.ucr.edu/home/baez/week240.html)

3.3.2. Los ciclos glaciares

Los ciclos glaciares han sido observados en una amplia variedad de registros que incluyen registros de origen oceánico, criosférico y continental, con una periodicidad de aproximadamente 100 ka años durante los últimos 400 a 800 ka. Más allá de los 800 ka la periodicidad de los 100 ka ya no es el modo dominante (Hartmann, 1994; Labeyrie *et al.*, 2003).

Gracias a los registros de isótopos estables, polvo y gas encontrados en diversos núcleos de hielo recuperados de los casquetes polares Ártico y Antártico ha sido posible conocer los detalles de los últimos cuatro ciclos glaciares con una resolución máxima bastante buena de 5 ka aproximadamente (Labeyrie *et al.*, 2003). La evidencia arrojada por estos registros indica que los cambios climáticos entre el final de un período glacial y el inicio de un período interglacial son muy abruptos, mientras que los cambios que conducen de un período interglacial a uno glacial son más sutiles y progresivos (Figura 5) (Petit *et al.*, 1999).

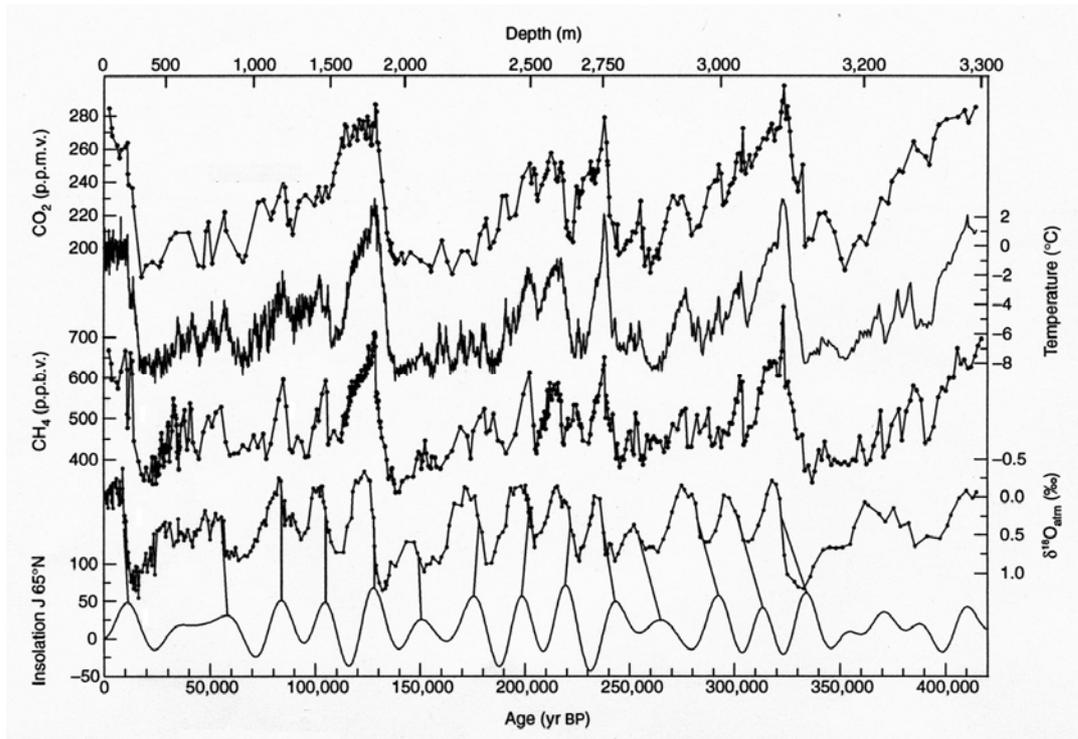


Figura 5. Ciclos glaciares observados en diferentes proxis durante los últimos 400 ka: concentración de CO₂ atmosférico, concentración de CH₄ atmosférico, δ¹⁸O y reconstrucción de paleotemperaturas, comparados con la insulación a 65°N. Datos recuperados del núcleo de hielo extraído de lago Vostok, Antártida. (Tomado de www.nature.com/.../fig_tab/399429a0_ft.)

Los ciclos glaciares se componen de cuatro eventos principales (Petit *et al.*, 1999). Al finalizar la glaciación previa, el clima cambia abruptamente hacia condiciones cálidas y relativamente estables, un período conocido como interglaciar. Después se registra un período de enfriamiento más o menos rápido, seguido por un período caracterizado por condiciones climáticas intermedias reguladas por una serie de oscilaciones milenarias cálidas y frías con una tendencia general al enfriamiento. Esta tendencia al enfriamiento finalmente conduce al máximo glacial que es un período estable de frío extremo. El máximo glacial por lo general es interrumpido abruptamente tanto por cambios en los parámetros orbitales como por cambios en los mecanismos de retroalimentación oceánicos y atmosféricos dentro del planeta, dando lugar al siguiente período interglaciar (Petit *et al.*, 1999).

Por otra parte, se ha observado que las oscilaciones climáticas a escala milenaria siempre se presentan alternando un período cálido, o relativamente cálido, con un período frío, o relativamente frío. Los períodos cálidos reciben el nombre de interestadiales mientras que los períodos fríos reciben el nombre de estadiales (Labeyrie *et al.*, 2003). Estos ciclos estadiales e interestadiales se pueden observar dentro de los más amplios ciclos glaciares, cuyos límites están caracterizados por un ciclo estadal-interestadal extremo. La alternancia de los ciclos estadiales e interestadiales se ha hecho evidente en las curvas de $\delta^{18}\text{O}$ obtenidas de núcleos de sedimento marino, por lo que han recibido el nombre de estadios isotópicos marinos o MIS por sus siglas en inglés (Lowe y Walker, 1998). Éstos se identifican con una numeración que inicia en el presente y que continúa hacia el pasado, identificando los interestadiales con números nones y los estadiales con números pares (Figura 6).

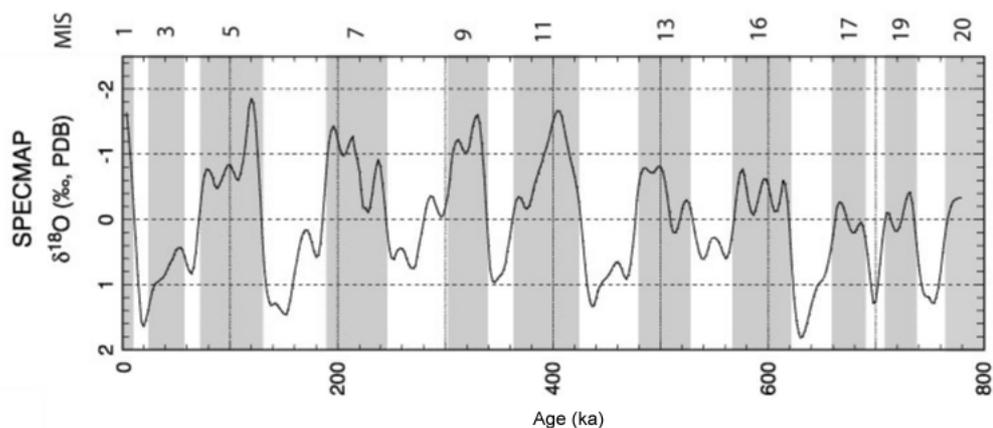


Figura 6. Estadios isotópicos marinos (MIS) observados en la curva de $\delta^{18}\text{O}$ durante los últimos 800 ka. Reconstrucción de datos hecha por el proyecto SPECMAP. (Tomado de www-odp.tamu.edu/.../182_SR/015/015_f4.htm)

3.3.3 Oscilaciones climáticas a escala milenaria

Dentro de las oscilaciones milenarias descritas previamente se encuentran algunos eventos característicos eventos cálidos y fríos bien conocidos en el último período glacial. Los períodos fríos recibieron el nombre de eventos Heinrich, mientras que los períodos cálidos recibieron el nombre de eventos Dansgaard-Oeschger en honor a sus respectivos descubridores (Figura 7).

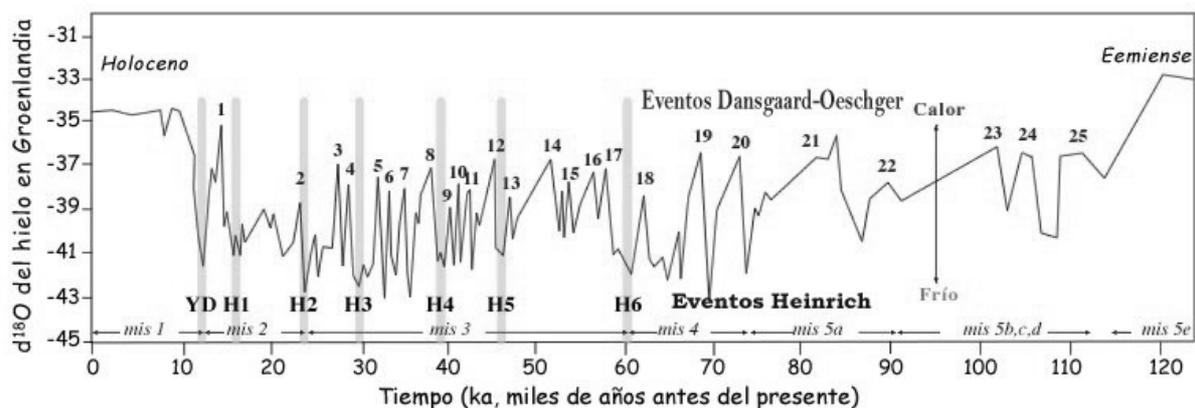


Figura 7. Eventos Heinrich (sección inferior de la gráfica) y Dansgaard-Oeschger (sección superior de la gráfica) observados en la curva de $\delta^{18}\text{O}$ obtenida del núcleo de hielo GRIP extraído de Groenlandia. Se observan también los estadios isotópicos hasta el último período interglaciar (Eemense). (Tomada de homepage.mac.com/uriarte/variabilidadglacial.html)

Los eventos Heinrich fueron descubiertos como los causantes de la deposición de ciertos sedimentos glaciares característicos observados en los registros sedimentarios del Atlántico Norte. Estos sedimentos se componen de rocas y gravas gruesas que el mar nunca podría transportar a grandes profundidades hasta la distancia a la que se encontraban de la costa, por lo que se dedujo que sólo podrían haber sido transportados desde tierra por medio de icebergs desprendidos del enorme casquete polar (Figura 8) (Rahmstorf, 2002). Estos desprendimientos son atribuidos a que el casquete polar Lauréntido creció hasta alcanzar un volumen y masa críticos en los que se volvió inestable y propicio a desprendimientos y derrumbes. Por otra parte, el ingreso de enormes cantidades de agua dulce al Atlántico Norte tras el derretimiento de los icebergs ocasionó la suspensión de la circulación termohalina que transporta calor a esta región durante la formación de aguas oceánicas profundas (Figura 9) (Rahmstorf, 2002). Al suspenderse este aporte de calor, el frío se intensificó aún más sobre los casquetes polares favoreciendo la acumulación de hielo y el crecimiento de los casquetes. Durante la transición Pleistoceno/Holoceno se detectaron dos de estos eventos que tuvieron lugar ligeramente después del final del Último Máximo

Glaciar (UMG) alcanzado hace aproximadamente 18 ka. Estos eventos se denominan Younger Dryas (Heinrich 0) y Heinrich 1 (H1) y ocurrieron hace aproximadamente 11 y 16 ka, respectivamente (Lambeck *et al.*, 2002). Aunque los eventos Heinrich no tienen una periodicidad muy estricta, se ha visto que ocurrieron con intervalos irregulares del orden de 10 ka (Rahmstorf, 2002).

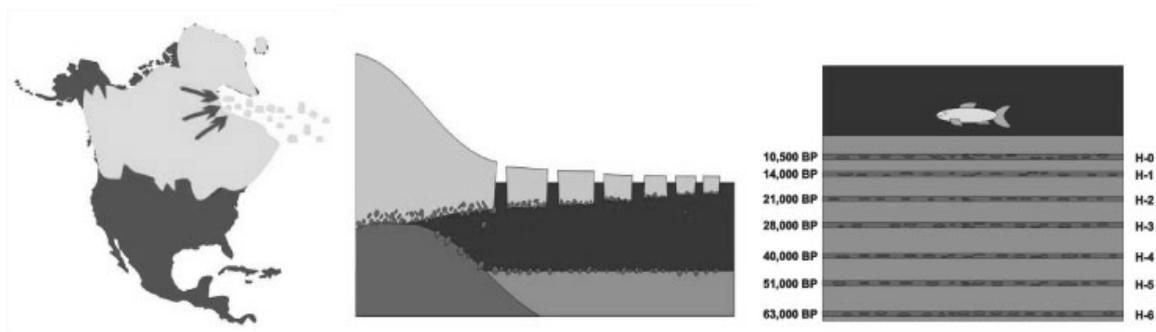


Figura 8. Dinámica de los eventos Heinrich: desprendimiento de icebergs del casquete polar Lauréntido (izquierda), acarreo de grava y sedimentos gruesos por medio de los icebergs y su deposición en el lecho marino (centro), perfil estratigráfico de los eventos Heinrich en los sedimentos (derecha). (Tomada de www.eos.ubc.ca/.../research/HeinrichEvents.html)

Por otra parte, los eventos Dansgaard-Oeschger son cortos sucesos de calentamiento global abrupto que ocurren en medio de períodos glaciares largos. Durante estos eventos se experimenta un aumento en la temperatura de entre 5 y 10° C en unas cuantas décadas, seguido por una fase de meseta con enfriamiento lento que dura algunas centurias y finalmente un rápido retorno a las condiciones estadales frías. Estos eventos presentan una periodicidad de 1500, 3000 y 4500 años, lo que sugiere una resonancia estocástica influyendo en el proceso (Rahmstorf, 2002). La explicación de estos eventos está ligada a la circulación termohalina del Atlántico Norte y al punto de formación de agua profunda en esta región. Los modelos más aceptados indican que el punto de formación de agua profunda se desplaza hacia el norte durante la incursión de estos eventos (Rahmstorf, 2002). En este mecanismo, la fase de calentamiento rápido resulta de la incursión de agua cálida del Atlántico hacia los mares nórdicos, formándose el agua profunda en este lugar durante un par de décadas; luego, poco a poco en el curso de algunas centurias, el punto de hundimiento se va desplazando lentamente hacia el sur durante la fase de meseta. Finalmente, durante la fase de reversión al estadal, el agua profunda deja de formarse en el Mar Nórdico por completo y vuelve a formarse en el Atlántico Norte (Figura 9). Sin embargo, el mecanismo que hace que el punto de hundimiento se desplace hacia el norte es todavía desconocido (Rahmstorf, 2002). El último de estos eventos fue registrado en la transición Pleistoceno/Holoceno hace

aproximadamente 14 ka y recibe el nombre de Bolling-Allerod (DO1). Todos los demás eventos Dansgaard-Oeschger registrados tuvieron lugar antes de alcanzar el UMG, durante el estadio isotópico marino MIS-3 (Rahmstorf, 2002).

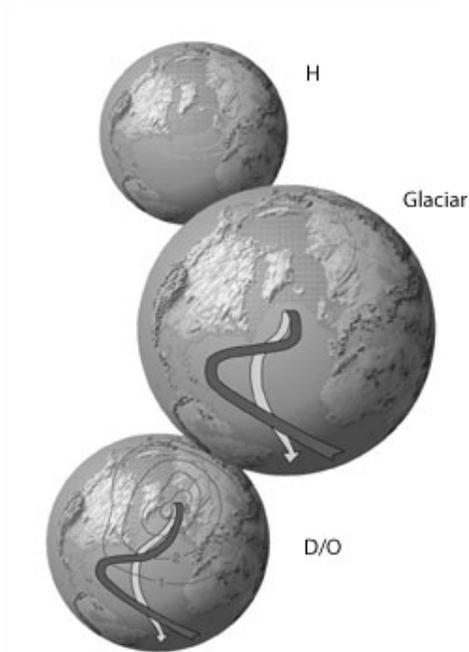


Figura 9. Modelos de circulación termohalina en el Atlántico Norte (AN) durante los eventos Heinrich (H), Dansgaard-Oeschger (D/O) y la normalidad de los períodos glaciares. En los eventos H la circulación termohalina en el AN se suspende, durante los períodos glaciares ésta se recorre hacia el sur; finalmente, en los eventos D/O, al igual que en los interglaciares, la circulación se recorre hacia el norte hasta los mares nórdicos. (Tomada de gaim.unh.edu/Products/News/Summer2002/index.html)

3.3.4 La circulación termohalina y su papel en la regulación del clima

El sistema de circulación termohalina es dirigido por el agua excesivamente salada y densa que resulta del transporte calorífico del océano a la atmósfera a lo largo del recorrido de las masas de agua alrededor del planeta. El rasgo más importante de este sistema de circulación termohalina es la producción de agua profunda en latitudes subpolares y polares, particularmente en el Atlántico Norte y en el Mar del Sur alrededor de la Antártida (Broecker, 1991).

El mecanismo de funcionamiento es simple, las masas de agua cálida viajan en grandes corrientes superficiales hacia los polos, al alcanzar estas altas latitudes entran en contacto con las masas de aire polares extremadamente frías que toman el calor de esta agua superficial en forma de vapor de agua. Al enfriarse y perder vapor de agua estas masas de agua se vuelven más densas y salinas, hasta el punto en que pueden hundirse a profundidades abisales y fluir a través de las cuencas oceánicas alrededor de todo el planeta (Figura 10)

(Broecker, 1991). Las masas de agua profunda formadas son el Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW por sus siglas en inglés) y el Agua de Fondo de la Antártida (AABW por sus siglas en inglés). No hay formación de agua profunda en el Pacífico Norte puesto que la salinidad promedio de esta agua respecto a las aguas del Atlántico Norte es de aproximadamente 2 o 3 ups menor. Esta diferencia en la salinidad es suficiente para impedir que el agua en el Pacífico Norte se hunda más allá de unos cuantos cientos de metros incluso cuando es enfriada hasta su punto de congelamiento (-1.8°C) (Broecker, 1991). Las masas de agua profunda vuelven a la superficie en el norte de los océanos Índico y Pacífico tras una ausencia de un par de miles de años.

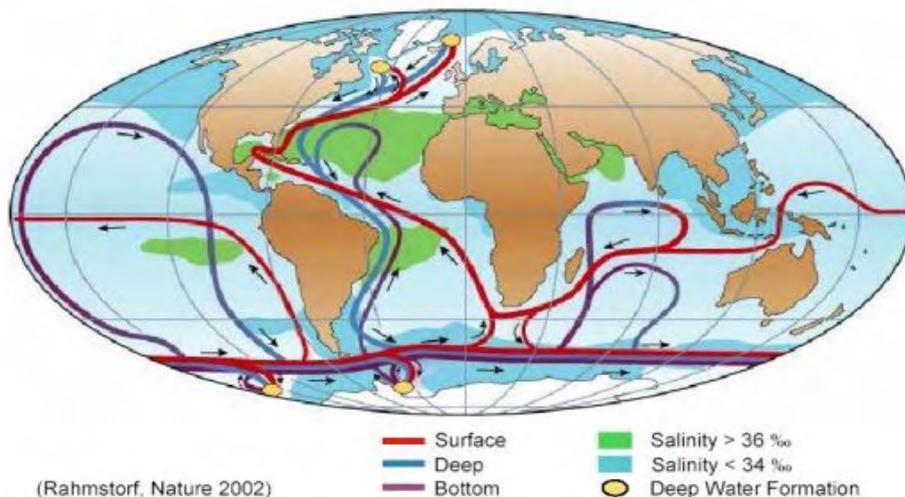


Figura 10. Modelo global de circulación termohalina. Se aprecian en rojo las masas superficiales de agua cálida, en azul y morado respectivamente las masas profundas y de fondo de agua fría. Se señala con círculos amarillos los puntos de formación de agua profunda. (Tomada de www.pik-potsdam.de/~stefan/thc_fact_sheet.html)

Uno de los principales beneficios que ofrece el sistema de circulación termohalina es la liberación de calor hacia la atmósfera en el Atlántico Norte. La cantidad de calor liberado es producto del flujo de la corriente y el cambio de temperatura (Figura 11) requerido para formar agua profunda (Broecker, 1991). Cuando el sistema está en operación, la temperatura de las aguas superficiales del Atlántico Norte es en promedio 5°C mayor que cuando el sistema está inactivo (Broecker, 1991). La adición de agua dulce al Noratlántico constituye una amenaza constante al sistema de circulación termohalina dado que ésta disminuye la salinidad de la masa de agua y en grandes cantidades puede llegar al punto de hacer imposible su hundimiento e impedir asimismo la advección de nuevas masas de agua cálida.

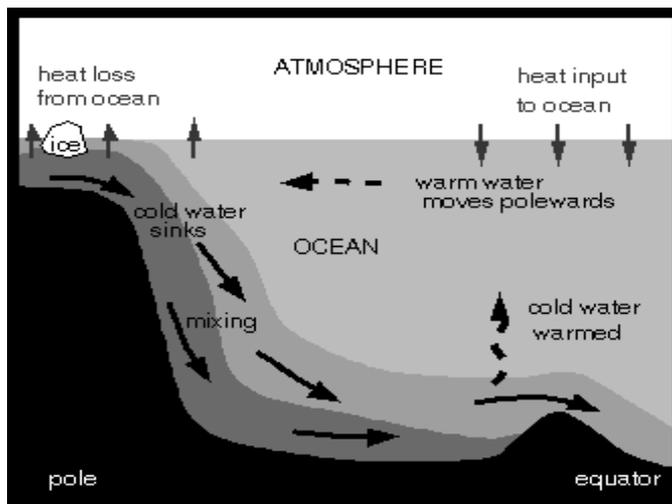


Figura 11. Transporte de calor latente entre el ecuador y el Polo Norte por las aguas superficiales en el Océano Atlántico; tras liberar el calor latente en forma de vapor de agua, el agua densa por el frío y el exceso de sal se hunde hacia las profundidades. (Tomada www.liv.ac.uk/physocean/research.html)

Durante los períodos glaciares, los grandes casquetes polares constituyen una barrera importante para el proceso de circulación termohalina, haciendo que el punto de hundimiento sea desplazado hacia el sur (Broecker, 1991); por lo que la cantidad de calor latente transportado por las masas de agua hasta las altas latitudes disminuye considerablemente y las condiciones de frío extremo se intensifican. Por otra parte, cuando se desprenden de los casquetes enormes masas de hielo en forma de icebergs, el aporte de agua dulce al océano es tan grande que el ya debilitado sistema de circulación termohalina se suspende por completo. Esto a su vez hace que el frío se intensifique todavía más y se caiga en un ciclo de retroalimentación positivo, el cual sólo se rompe cuando aumenta suficientemente la salinidad en las aguas del Noratlántico y vuelve a formarse agua profunda, reactivando el sistema de advección de masas de agua cálida a la región (Figura 12).



Figura 12. Detalle del modelo actual de circulación termohalina en el Atlántico Norte. Se observan dos puntos de hundimiento de las aguas densas: al norte de los países nórdicos y al sur de Groenlandia. (Tomada de <http://www.greenfacts.org/glossary/tuv/thermohaline-circulation.htm>)

©2004, ACIA / Map ©Clifford Grabhorn

3.3.5. Las oscilaciones climáticas a corto plazo: la Oscilación del Sur

En el océano tropical, los vientos alisios que soplan desde el noreste y el sureste hacia el oeste, crean una corriente oceánica superficial de este a oeste a lo largo del Ecuador. El agua más caliente se acumula en una capa profunda a lo largo de Indonesia y la costa oriental de Australia. La acumulación de agua es tal que el nivel del mar es 40 cm más alto en Indonesia que en las costas de América del Sur (Álvarez *et al.*, 2001). Esto hace también que la termoclina — la profundidad en la columna de agua en la cual la temperatura cambia drásticamente — sea mucho más profunda en el Pacífico Occidental que en la vecindad de América del Sur. El calor del agua intensifica las lluvias convectivas en la región del Pacífico Occidental, bombeando la humedad y energía a niveles altos de la atmósfera. La Oscilación del Sur está asociada con la disminución (“El Niño”) o el aumento (“La Niña”) en la magnitud de los alisios tropicales, especialmente los alisios del sureste, los cuales ocurren sobre el flanco oriental del giro anticiclónico del Pacífico Sur (Álvarez *et al.*, 2001).

La circulación atmosférica normal produce vientos fuertes, los cuales arrastran el agua superficial hacia el oeste y su lugar es reemplazado por aguas frías del fondo, ricas en nutrientes y altamente productivas, a lo largo de las costas tropicales de América del Sur y sobre la banda ecuatorial del Pacífico Oriental (Álvarez *et al.*, 2001). Estos vientos transportan vapor de agua oceánica hacia las áreas de convergencia tropical atmosférica donde se precipitan las lluvias. Estas zonas de convergencia, o baja presión, se localizan alrededor de regiones de máxima temperatura oceánica superficial, como son el Pacífico Tropical Suroccidental. A finales del siglo diecinueve fue descubierto el hecho de que cuando la presión atmosférica es alta sobre el Pacífico Tropical Oriental, es baja en la región del Pacífico Tropical Occidental y viceversa. Este fenómeno es conocido como la Oscilación del Sur, que tiene un período aproximado de cuatro años (Philander, 1999). En la primera fase de esta oscilación los vientos alisios son intensos y la precipitación sobre el Pacífico Occidental es intensa, pero escasa en el Pacífico Oriental. Durante la fase complementaria, los vientos alisios son débiles mientras que la lluvia es escasa en el occidente e intensa en la región oriental. La segunda fase es considerada menos común que la primera y recibe el nombre de “El Niño”.

La menor fuerza de los vientos alisios durante los eventos “El Niño” no puede retener la masa de agua caliente que normalmente se encuentra acumulada en el Pacífico Occidental y,

por tanto, ésta empieza a migrar hacia el este. Esta masa de agua caliente desplaza a las aguas frías de surgencia en el Pacífico Oriental, al evitar su afloramiento. El flujo hacia el este de las aguas cálidas provenientes de Indonesia forman un cinturón de agua cálida que puede abarcar un tercio de la distancia alrededor de la Tierra (Álvarez *et al.*, 2001). A su vez, esta situación induce cambios en la circulación atmosférica con alcances a nivel global.

Durante los eventos de “El Niño” se registran elevadas temperaturas oceánicas superficiales y lluvias muy intensas en la región de América del Sur, aunque algunas veces los efectos de “El Niño” en América llegan a extenderse hasta las costas de México, sobre todo al norte del país; mientras tanto, se registran sequías extremas en el sureste de Asia y el Norte de Australia (Philander, 1999). Usualmente “El Niño” es seguido por su complemento conocido como La Niña, un período caracterizado por bajas temperaturas oceánicas superficiales y condiciones de aridez extraordinarias en la región del Pacífico Oriental, y un período de lluvias inusualmente intensas en la región del Pacífico Occidental. Actualmente se ha observado que las repercusiones climáticas de la Oscilación del Sur repercuten a nivel global, Frauenfeld (2005) explica que durante los fenómenos “El Niño”, la circulación Walker (longitudinal) de los vientos, es más débil de lo normal, en tanto que la circulación Hadley (latitudinal) se ve fortalecida; por otra parte, durante los fenómenos “La Niña” dicho escenario se revierte, intensificándose la circulación Walker y debilitándose la circulación Hadley.

La causa de la Oscilación del Sur es el cambio de la temperatura superficial del océano. En áreas de altas temperaturas superficiales, el agua tiende a evaporarse en grandes cantidades, creando torres de cúmulos nubosos que proveen de gran cantidad de lluvia local. Como el aire sobre estas zonas se encuentra realizando un movimiento de ascenso constante, el viento tiende a confluir hacia estos puntos de baja presión atmosférica. Estos vientos son los vientos alisios, los cuales en su camino hacia las zonas de evaporación intensa arrastran consigo una gran cantidad de humedad recogida en el trayecto, depositándola a su vez en estas zonas de intensa evaporación y formación de nubes. Durante la fase de “La Niña”, estas aguas cálidas que originan la formación de nubes se encuentran confinadas en la sección occidental del Pacífico Tropical, mientras que en la fase de “El Niño” las aguas cálidas que se desplazan a la región oriental, ocasionan que la zona de formación de nubes se desplace junto con ellas hacia el este (Figura 13) (Philander, 1999).

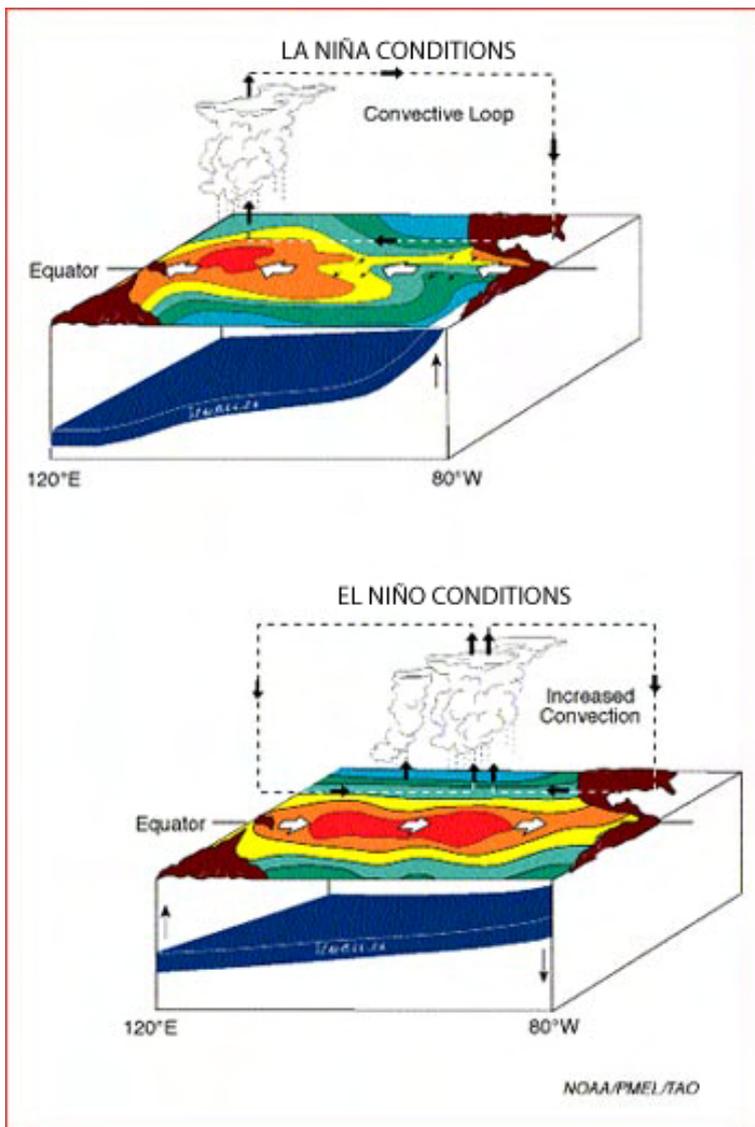


Figura 13. Condiciones oceánicas y atmosféricas durante los eventos La Niña (arriba) y El Niño (abajo) en el Pacífico Tropical. (Tomada de http://whyfiles.org/050el_nino/images/el_nino.jpg)

La termoclina es la capa de agua que separa el agua cálida de la superficie del océano (de aproximadamente 100 m de profundidad) del agua intermedia más fría (aproximadamente 4km de profundidad, aunque dicha profundidad es variable). La termoclina es una zona con un fuerte gradiente vertical de temperatura. En ausencia de vientos la termoclina es horizontal y las aguas cálidas se extienden uniformemente sobre la capa fría, estas son las condiciones que imperan durante la fase de “El Niño” cuando los vientos alisios son débiles. Por otra parte, bajo la acción de vientos intensos, durante la fase de “La Niña”, las aguas superficiales tienden a acumularse en la zona hacia la que sopla el viento puesto que son empujadas por él. Como los vientos alisios soplan desde el Este, las aguas cálidas se acumulan en el Oeste, causando que la termoclina se hunda en este lado de la cuenca y se

levante en el lado opuesto, donde las aguas frías quedan expuestas en la superficie (Philander, 1999).

Como se explicó previamente, todos estos cambios, que incluyen modificaciones en la precipitación, el patrón de vientos y la posición de la termoclina, son conducidos por el cambio de temperatura superficial en las diferentes regiones del Pacífico Tropical. Al parecer, la Oscilación del Sur presenta modulaciones a largo plazo, siendo más prominente y energética en algunas décadas y menos en otras, según se ha observado en registros de coral que cubren más de una centuria (Philander, 1999).

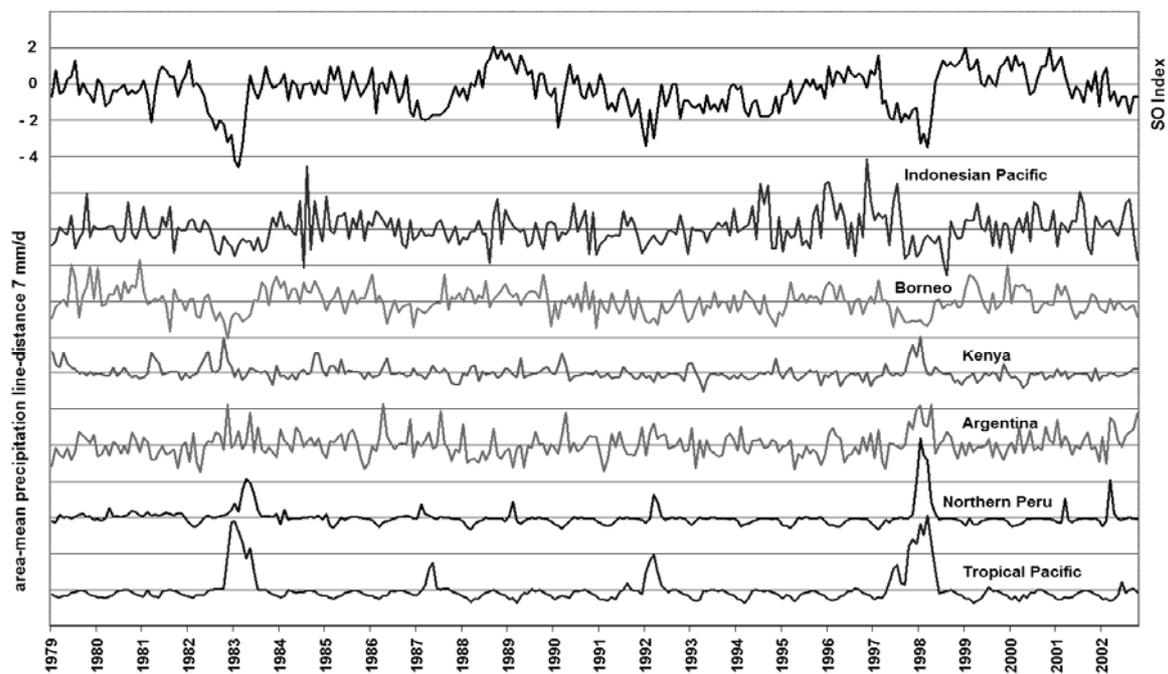


Figura 14. Precipitación media anual desde 1979 en varias regiones afectadas por la Oscilación del Sur, comparadas con el Índice de la Oscilación del Sur. Se pueden apreciar cambios relativamente periódicos. (Tomada de www.enso.info/globaus.html)

4. ANTECEDENTES

En el Golfo de Tehuantepec han predominado, desde principios de siglo, trabajos enfocados a aspectos físicos y geológicos efectuados por muy diversos autores. En 1978 la Secretaría de Marina publicó tres tomos de carácter oceanográfico abarcando temas como distribución de nutrientes, masas de agua y datos sedimentológicos de manera muy general. En 1998 la UAM Iztapalapa publicó un libro titulado *El Golfo de Tehuantepec: el Ecosistema y sus recursos*, que es una recopilación de trabajos multidisciplinarios de corte geológico, físico, químico y biológico.

Los trabajos dedicados al estudio de microfósiles han aparecido en fechas más recientes. Mata-Mendoza (1980) reporta la distribución de foraminíferos bentónicos recientes en algunas estaciones; Pérez-Cruz (1989) y Pérez-Cruz y Machain-Castillo (1990) presentan un análisis de las asociaciones de foraminíferos bentónicos en sedimentos superficiales de la plataforma continental dentro de la zona de oxígeno mínimo; Molina-Cruz y Martínez-López (1994) hicieron reconstrucciones oceanográficas basándose en el estudio de radiolarios.

En 2001, Arellano-Torres efectuó una reconstrucción paleoceanográfica correspondiente al cuaternario tardío, concretamente el final del Holoceno, basándose en el estudio de foraminíferos planctónicos y bentónicos obtenidos de un núcleo de sedimento de 185cm de longitud extraído a 240 m de profundidad en la plataforma externa del centro del Golfo de Tehuantepec, datado en aproximadamente 3630 años. Posteriormente en 2003, analizó la variación que sufría el patrón de circulación superficial del golfo a partir del registro sedimentario de foraminíferos planctónicos obtenidos de otro núcleo de sedimento de 14.04 m de longitud extraído de la parte centro-oeste del golfo a una profundidad de 740 m y que abarcaba todo el Holoceno y parte del Pleistoceno, hasta el Último Máximo Glaciar (UMG), pues fue datado en aproximadamente 23 ka. Sus resultados muestran que durante el UMG los vientos del norte, responsables de la producción de las surgencias en el golfo, se debilitaron al punto de que las surgencias fueron prácticamente suspendidas durante este período, siendo, por otro lado, muy intensas durante el primer tercio del Holoceno y perdurando hasta el presente. Sus conclusiones indican que durante el UMG el registro en los sedimentos de la circulación oceánica del golfo se parece a la que se observa durante el verano en el ciclo anual; es decir, una columna de agua estratificada con predominancia en la influencia de las corrientes cálidas provenientes del sur; mientras que en el Holoceno el registro de la circulación oceánica asemeja a las condiciones de la época invernal; es decir,

masas de agua frías y bien mezcladas influenciadas principalmente por la acción de los vientos del norte y la surgencia eólica que resulta de éstos. En ambos casos (2001 y 2003), Arellano-Torres encontró que las especies dominantes del registro fosilífero de foraminíferos planctónicos son *Globigerina bulloides*, *Globigerinita glutinata*, *Neogloboquadrina dutertrei* y *Globorotalia menardi*; las dos primeras asociadas primordialmente al Holoceno en que la surgencia se encuentra intensamente activa en el golfo; y las dos últimas al UMG en que la surgencia se encontraba debilitada o prácticamente ausente en el golfo.

Contreras-Rosales realizó en 2005 un trabajo para evaluar el efecto de la disolución en el registro sedimentario de los foraminíferos planctónicos obtenidos del núcleo de sedimento de 37 m MD02-2520 datado en aproximadamente 44 ka y analizado en el presente trabajo; encontró que dicho efecto es mínimo, no afectado la representatividad del registro fosilífero puesto que no existía una correlación significativa entre el índice de diversidad y el índice de disolución de los foraminíferos planctónicos. Además se determinó que el efecto de la disolución en el registro sedimentario es moderado no sólo en la actualidad, sino también en el pasado, con excepción de algunos eventos puntuales de disolución intensa que coinciden con períodos de cambio climático importante, como la transición Pleistoceno-Holoceno. Sin embargo, observó que la abundancia tanto de los foraminíferos planctónicos y bentónicos como de los fragmentos de foraminíferos planctónicos en los sedimentos es mayor en el Holoceno que en el Pleistoceno, debido a una mayor productividad regional durante el Holoceno como consecuencia de la intensa surgencia eólica. Finalmente concluyó que durante los períodos de alta productividad (interstadiales muy cálidos), en los cuales la disolución aumenta en intensidad por las condiciones reductoras que se presentan en la columna de agua debido a la gran cantidad de materia orgánica en descomposición, el elevado número de foraminíferos planctónicos logra ocultar los efectos de la disolución en el registro sedimentario; por otra parte, durante los períodos de baja productividad (estadales) la disolución es reducida y los pocos organismos existentes logran superar el trayecto de hundimiento a lo largo de la columna de agua y preservarse bien en los sedimentos, finalmente en los períodos de productividad intermedia (interstadiales moderadamente cálidos y transición glacial/interglacial), la disolución tiende a ser mayor porque se presentan condiciones reductoras en la columna de agua pero la cantidad de organismos producidos no es tal que logre ocultar los efectos de la disolución en el registro sedimentario.

Recientemente Blanchet (2006) efectuó un estudio climático y oceanográfico del último ciclo glacial e interglacial con base en las propiedades magnéticas y geoquímicas de los sedimentos de tres núcleos extraídos del margen noroeste de la América Subtropical, entre

estos núcleos se encontraba el MD02-2520, el cual, como se mencionó anteriormente, se analiza en este trabajo. Blanchet (2006) concluyó que los regímenes de aporte de material litogénico son actualmente influenciados por dos fuentes principales: el río Tehuantepec durante el período estival, y los vientos del norte durante el período invernal. Los estudios magnéticos sobre estos materiales a lo largo del núcleo son mayores durante los estadios glaciares debido, tal vez a la disminución del nivel del mar o a un mayor aporte de terrígenos durante el Pleistoceno Tardío. Por otra parte, los registros isotópicos de oxígeno muestran una clara señal glacial interglacial indicando un calentamiento de las aguas del Golfo de Tehuantepec de aproximadamente 2° C durante el Holoceno. Además, los marcadores biogeoquímicos permitieron mostrar el impacto de la diagénesis en la disolución de los carbonatos y en los registros isotópicos por medio de dos principales procesos: la disolución de los carbonatos y la síntesis de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$) durante la oxidación de la pirita (FeS_2) y la recristalización de la calcita autógena y/o la disolución de la calcita ontogenética que pueden alterar los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos de las testas de los organismos. Finalmente, la síntesis de yeso en los períodos glaciares sugiere que las masas de agua de fondo han estado mejor oxigenadas durante los estadios glaciares que durante el Holoceno, y dado que la oxigenación de las masas de agua depende tanto de la productividad primaria superficial como de la ventilación por la circulación intermediaria, esto indicaría que durante las épocas glaciares la circulación del Océano Pacífico mantiene condiciones permanentes tipo “El Niño” que en esta región implicarían una disminución de la intensidad de las surgencias y de la productividad primaria en consecuencia.

Por último, Machain-Castillo et al. (2008) revisaron los patrones de distribución de los foraminíferos planctónicos recientes en relación con la distribución de las condiciones hidrográficas del Golfo de Tehuantepec. Revisando muestras superficiales de sedimento, encontraron que las abundancias de los foraminíferos planctónicos en los sedimentos están relacionadas con la dinámica y productividad oceánica a lo largo del golfo, encontrándose las mayores abundancias en las zonas directamente influidas por la surgencia y el giro ciclónico frío que se genera a raíz de ésta, y en bajas abundancias bajo la región con circulación anticiclónica cálida. Observaron también que particularmente cerca de los bancos donde hay depósitos de fosforita y después de los 1000 m de profundidad, los efectos de la disolución sobre el registro fosilífero comienzan a ser importantes, mientras que otros factores como la dilución ocasionada por los aportes terrígenos de las descargas fluviales, la topografía del fondo marino y el transporte extensivo que tiene lugar por debajo del eje de la surgencia parecen modificar el patrón detallado de la distribución de los foraminíferos planctónicos en los sedimentos con respecto a las masas de agua. Finalmente, concluyeron que las especies

que dominan las asociaciones de foraminíferos planctónicos en del Golfo de Tehuantepec son *Globigerina bulloides* que tiene presencia cosmopolita en el golfo y es indicadora de alta productividad biológica, evidencia que la influencia de la surgencia se extiende a toda la región; *Globigerinita glutinata* especie oportunista que se encuentra estrechamente unida al eje de la surgencia pues vive preferentemente en masas de agua turbulentas, bien mezcladas y ricas en nutrientes; y la asociación *Neogloboquadrina dutertrei* y *Globorotalia menardii* que son dos especies asociadas a la termoclina y a los máximos profundos de clorofila que indican condiciones de agua cálida y estratificada que se observan bajo el giro anticiclónico cálido.

5. ÁREA DE ESTUDIO

El Golfo de Tehuantepec se localiza al sureste de la República Mexicana en la región conocida como Pacífico Tropical Oriental. Se encuentra dentro del perímetro delimitado por los paralelos $14^{\circ}30'$ y $16^{\circ}12'$ N y los meridianos $92^{\circ}17'$ y $96^{\circ}00'$ O (Figura 15). Abarca una extensión aproximada de 125 000 km² y un radio de casi 200 km (Gallegos-García y Barberán-Facalcón, 1998). Se encuentra enmarcado por la porción sur del Istmo de Tehuantepec.

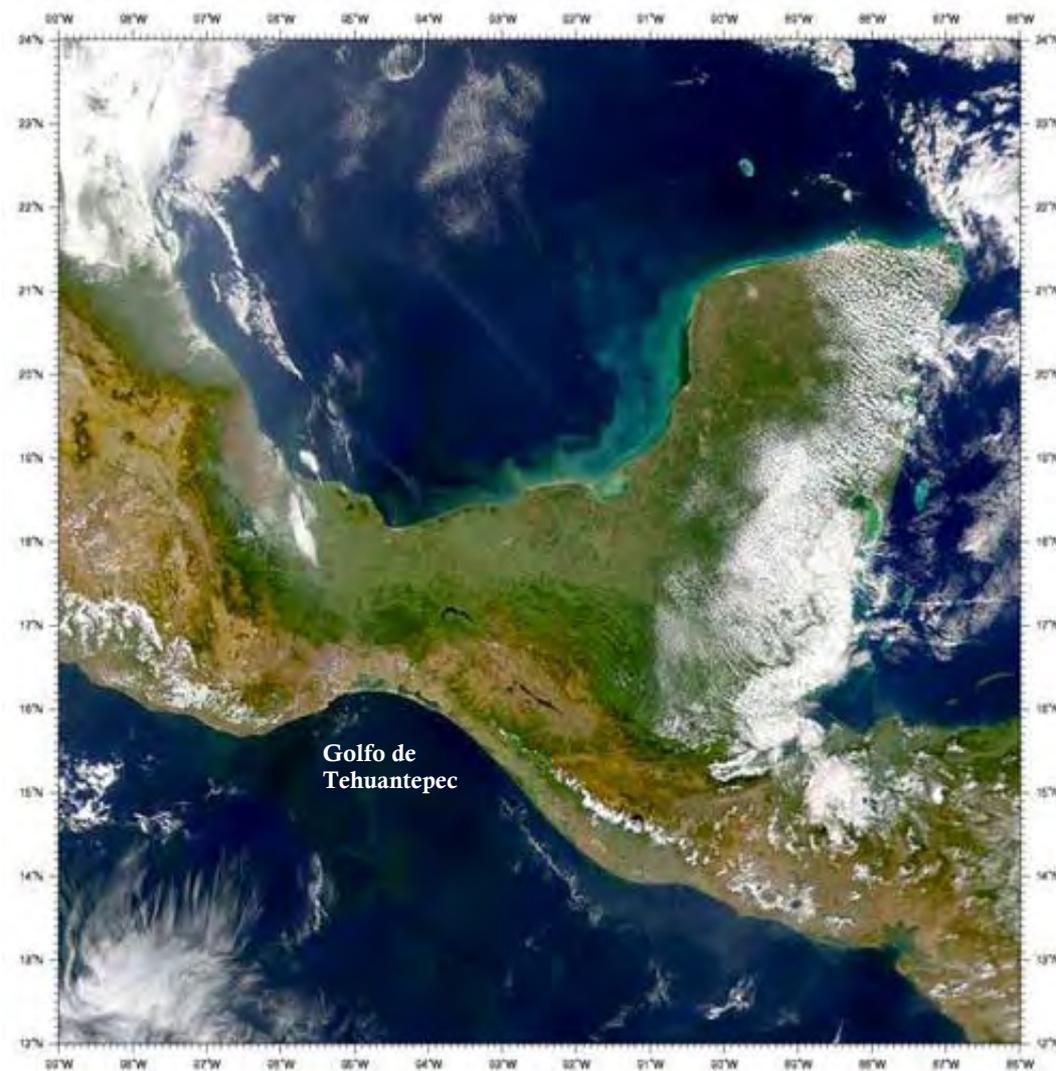


Figura 15. Fotografía satelital de la porción este de la República Mexicana donde se destaca el Golfo de Tehuantepec. (Tomada de <http://www.visibleearth.nasa.gov>)

5.1. ASPECTOS GEOLÓGICOS

La descripción geológica presentada en esta sección está basada en el trabajo realizado por Carranza–Edwards *et al.* (1998), profundizando particularmente respecto a aspectos tectónicos y sedimentológicos, que son los que influyen más directamente en las características de la columna estratigráfica estudiada.

5.1.1. Tectónica

El Golfo de Tehuantepec está situado en una región estructuralmente compleja, dado que se ubica cerca de la unión de tres placas tectónicas: Placa Norteamericana, Placa de Cocos y Placa del Caribe. Desde el Cretácico Superior Tardío los desplazamientos de estas placas han actuado simultáneamente en esta región: la placa continental de Norteamérica migrando al oeste y al suroeste, la placa oceánica del Pacífico en subducción, con dirección al noroeste, y la placa oceánica del Caribe con movimiento inicial hacia el noreste y posteriormente al este (Figura 16).

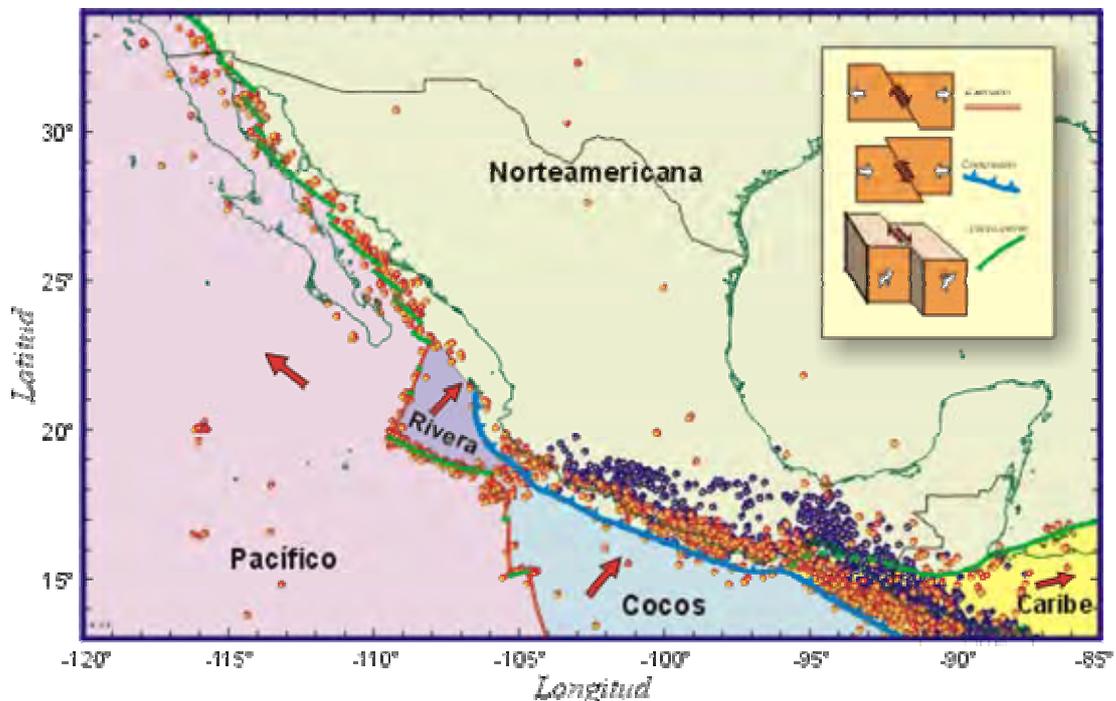


Figura 16. Placas tectónicas de México. Se puede observar la triple unión de placas ubicada en la región del Golfo de Tehuantepec. Se indican en la figura los epicentros sísmicos más comunes en el país y la dirección de movimiento de cada una de las placas tectónicas. Obsérvese la gran incidencia en la región sureste (Tomada de <http://tlacaelel.igeofcu.unam.mx/~vladimir/sismos/100a%F1os.html>)

La cuenca del Golfo de Tehuantepec está compuesta por cuatro elementos estructurales: la Trincherina Mesoamericana, la Dorsal de Tehuantepec, la fractura de Tehuantepec y la Falla Motahua-Polochic (Figura 17). Estos rasgos determinan en gran medida la batimetría y geomorfología de la zona que cambia abruptamente en algunos sectores.

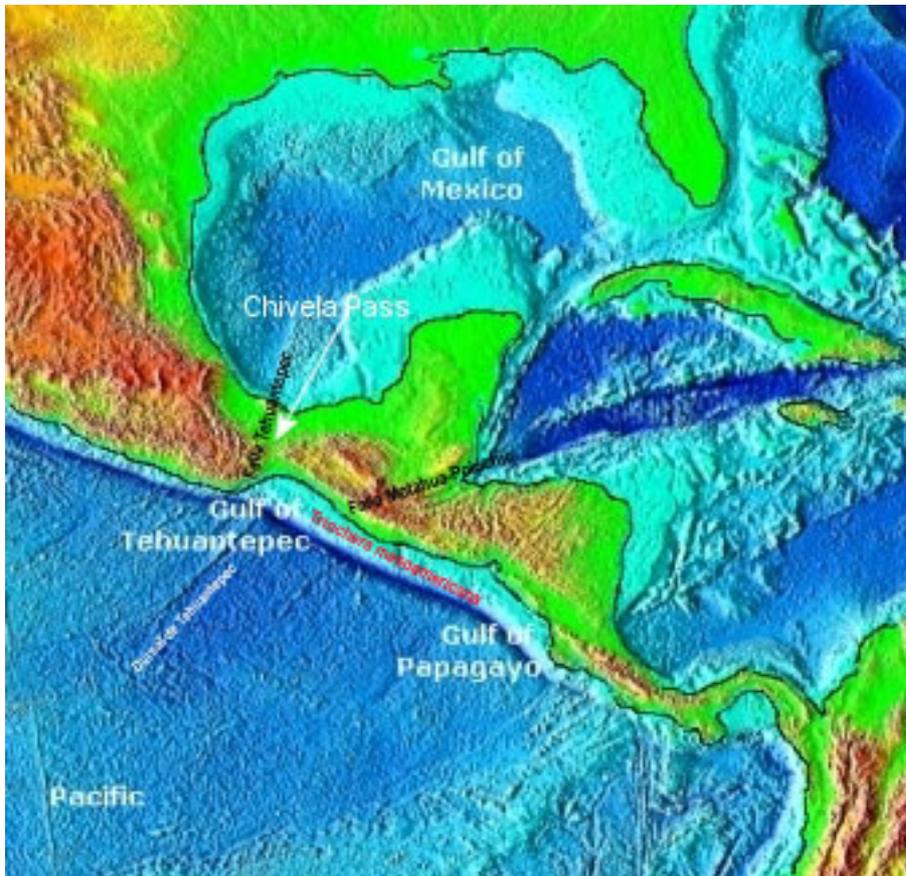


Figura 17. Principales rasgos tectónicos del Golfo de Tehuantepec. Se aprecian la Dorsal de Tehuantepec, la Trincherina Mesoamericana, la Falla Tehuantepec y la Falla Motahua-Polochic. (Modificado de www.ngdc.noaa.gov)

5.1.2. Sedimentología

Actualmente, muchas de las playas que forman el litoral del Golfo de Tehuantepec reciben sedimentos procedentes de cuerpos rocosos formados en el Paleozoico y el Precámbrico, de rocas intrusivas formadas en el Mesozoico y el Terciario y de rocas volcánicas del Terciario y del Cuaternario, así como de suelos del Cuaternario. Las playas del Golfo de Tehuantepec están formadas principalmente por sedimentos constituidos de feldsarenita; sin embargo, la plataforma continental está compuesta de arenas lodosas en su parte más externa y de lodos arenosos en la sección más profunda.

Los constituyentes terrígenos que componen la fracción gruesa de los sedimentos del piso del golfo se caracterizan por la presencia de cuarzos, feldespatos, fragmentos de roca, material vegetal y algunos minerales accesorios como ilmenita, magnetita, zircón y olivino. El cuarzo y los restos biogénicos son los constituyentes más abundantes de la fracción arenosa. El cuarzo tiende a disminuir a profundidades mayores de 90 m, en tanto que los restos biogénicos aumentan a mayor profundidad.

Los principales componentes microfaunísticos son: foraminíferos, micromoluscos, ostrácodos, briozoarios y restos de conchas. Los sedimentos tienden a ser más ricos en carbonatos a medida que aumenta la profundidad, encontrándose la línea de carbonatos de más de 20% a profundidades mayores de 150 m.

Las condiciones geográficas, atmosféricas y fisicoquímicas del Golfo de Tehuantepec favorecen la formación de minerales de fósforo, los cuales se asocian frecuentemente con áreas de surgencia o aguas ricas en nutrientes. La distribución del pentaóxido de fósforo en la plataforma continental muestra un aumento gradual con la profundidad, y se ha registrado la presencia de dos grandes bancos de fosforita a 200 m de profundidad.

Por otro lado, la materia orgánica presenta un aumento gradual de concentración, con valores de 0.5% cerca de la costa hasta 5% entre 150 y 200 m de profundidad. El contenido de carbonatos en los sedimentos superficiales presenta variaciones entre 0 y 71%, correspondiendo los valores más altos a las zonas más profundas. Finalmente, se ha observado la existencia de una alta correlación entre el contenido de fósforo y el de carbonato dentro del Golfo de Tehuantepec, así como la presencia de foraminíferos con conchas parcialmente sustituidas por fluorapatita, lo que indica la formación de fosforitas marinas propiciada por las bajas concentraciones de oxígeno en el piso del golfo.

5.2. ASPECTOS METEOROLÓGICOS

El Golfo de Tehuantepec se encuentra bajo la influencia de diversos fenómenos meteorológicos tales como los vientos del norte, las tormentas tropicales, y otros fenómenos a gran escala tales como la oscilación cuasi-bianual del Pacífico y por “El Niño” Oscilación del Sur (Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1998).

El clima predominante en la región es cálido húmedo (AW) con dos períodos de lluvias, uno en verano y otro en invierno, separados entre sí por un largo período seco a mitad de la estación fría y una corta sequía a mitad del verano llamada canícula (Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1998). El Golfo de Tehuantepec es afectado, en la época de nortes, por vientos que se desprenden de los anticiclones polares, que son centros de alta presión atmosférica, formados en Alaska y el noroeste de Canadá (Lavín, *et al.*, 1992). Estos vientos cruzan el Golfo de México y se introducen a gran velocidad en el Golfo de Tehuantepec, a través del Istmo de Tehuantepec, favorecidos por el gradiente de presión atmosférica que existe entre ambas porciones de océano (Figura 18).

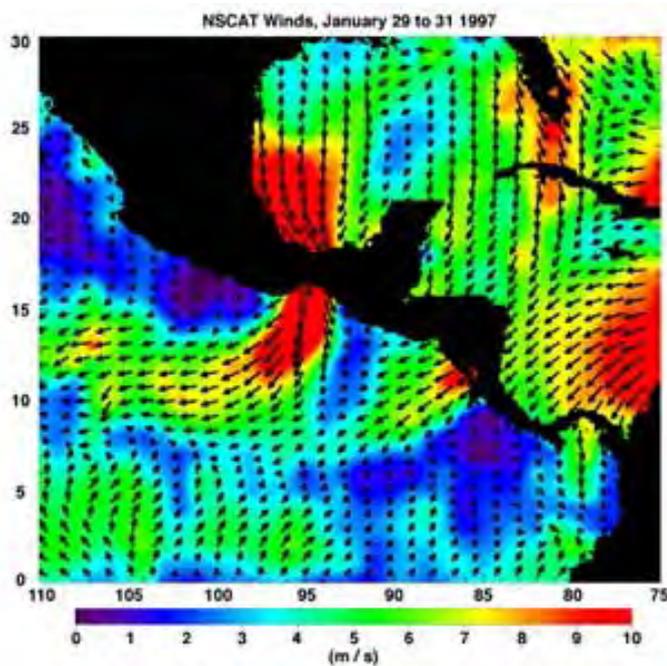


Figura 18. Vientos del Norte que llegan al Golfo de Tehuantepec desde el Golfo de México durante el otoño y el invierno. (Tomada de http://sealevel2.jpl.nasa.gov/jr_oceanographer/oceanographer-chelton.html)

Durante los meses fríos — noviembre a abril — existe una clara influencia de vientos del norte, conocidos en la zona como *Tehuanos*, que penetran a través del embudo que se forma en el paso de *La Ventosa*, induciendo la formación de una surgencia de origen eólico (Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1998) (Figura 19). La rapidez del viento, durante los *Tehuanos*, frecuentemente excede los 20 m/s; este viento tiene un área de influencia de aproximadamente 200 km de ancho y 500 km hacia mar adentro, presentando una mayor velocidad en la cabeza del golfo. La duración de los nortes es de 3 a 5 días y se presentan en intervalos de 10 a 15 días (Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1998).



Figura 19. Forzamiento del viento del norte sobre las masas de agua superficiales del Golfo de Tehuantepec. (Tomado de Arellano-Torres, 2003)

Durante los meses cálidos — mayo a octubre — cuando se presentan las lluvias, el golfo está dominado por la proximidad de los bordes de la Zona de Convergencia Intertropical (Figura 20), cuyo eje se encuentra aproximadamente entre 10° N y 12° N — la ZCIT describe curvas a modo de ondas en su distribución alrededor del planeta (Figura 21) —, la influencia de la ZCIT da lugar a vientos poco intensos que permiten que las aguas se estratifiquen y haya poca productividad biológica. Durante esta época también existe la influencia de los ciclones tropicales que pasan esporádicamente por la región ocasionando actividad desorganizada en el patrón de vientos y circulación oceánica. (Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1998).

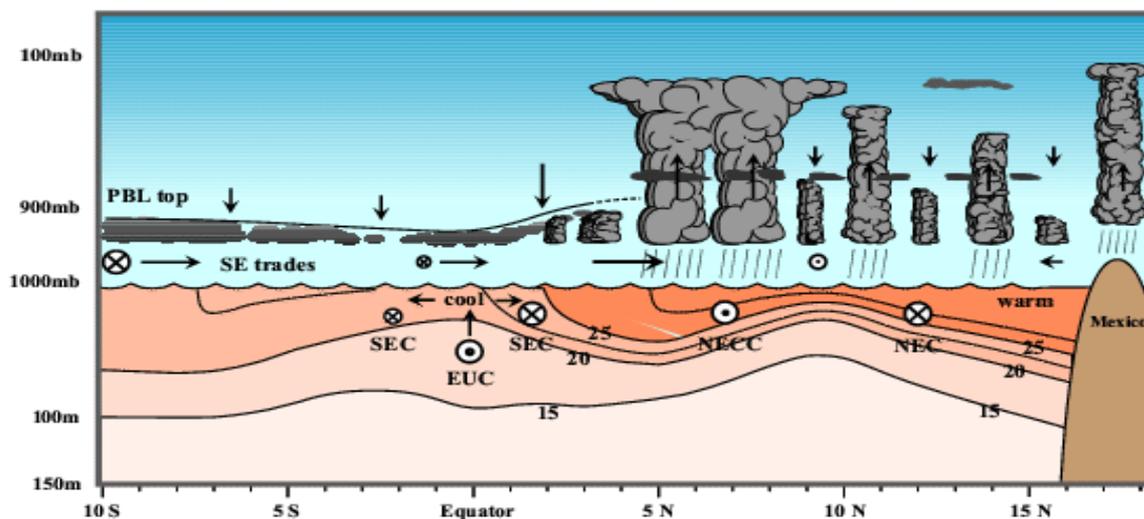


Figura 20. Posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) en el mes de mayo en el Océano Pacífico a lo largo del meridiano 95° O y entre los paralelos 10° S y 18° N. Se aprecian las masas de agua que integran las corrientes norecuatorial (NEC) surecuatorial (SEC), la corriente subsuperficial ecuatorial (EUC) y la contracorriente norecuatorial (NECC), los círculos indican la dirección de la corriente (con punto se mueve en dirección del observador, con cruz se mueve alejándose del observador). Se indican también la dirección de los vientos alisios (flechas horizontales) y los centros de alta presión (flechas descendentes) y baja presión (flechas ascendentes). (Tomada de http://www.clivar.org/organization/vamos/Publications/vamos_pg3.htm)

5.3. ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS

5.3.1. Química del agua

El perfil vertical de temperatura del Golfo de Tehuantepec indica la existencia de una termoclina somera entre 30 y 70 m de profundidad (Gallegos-García y Barberán-Falcón, 1998), que puede variar dependiendo la época del año en diferentes secciones del golfo. Durante la época de verano, la temperatura superficial se encuentra en un intervalo promedio de entre 25 y 30° C (Gallegos-García y Barberán-Falcón, 1998), reportándose las temperaturas más elevadas generalmente en las partes este y oeste del golfo (Vázquez-Gutiérrez, *et al.*, 1998); la alza en las temperaturas durante el verano se debe principalmente a la baja intensidad de los vientos y la mayor intensidad luminosa; aunque pueden reportarse eventualmente temperaturas más bajas si la intensidad del viento aumenta o si hay mucha nubosidad. Durante la época de nortes, debido al fenómeno de la surgencia, la temperatura superficial oscila entre 17 y 22° C en el centro del golfo dependiendo de la intensidad de la surgencia (Gallegos-García y Barberán-Falcón, 1998; Vázquez-Gutiérrez, *et al.*, 1998), aunque la temperatura superficial puede ser mayor en esta época —alrededor de 28° C— durante los lapsos transcurridos entre dos eventos de surgencia. La salinidad superficial presenta valores máximos durante la época de mayo a julio con hasta 34.8 ups, principalmente en la zona oeste del golfo. Los valores promedio más bajos se presentan de agosto a noviembre con un mínimo de 33.1 ups

Respecto a los valores de oxígeno disuelto, se ha observado que éstos son mayores al porcentaje de saturación (4-5 mL/L), debido principalmente a la actividad biológica del golfo. En la superficie estos valores permanecen relativamente iguales a lo largo del año, sin embargo, los valores decaen rápidamente con la profundidad, alcanzando concentraciones menores o iguales que 0.5 mL/L en los 75 a 100 m de la capa de mezcla. La profundidad de la capa de oxígeno mínimo se presenta generalmente dentro de este rango de profundidad y varía dependiendo de la época del año, haciéndose más somera durante la época de surgencias. En las aguas sobre plataforma y el talud (200-800 m) los valores de oxígeno oscilan en el rango de 0.0 a 0.5 mL/L y estos valores aumentan a medida que lo hace la cercanía al continente (Vázquez-Gutiérrez, *et al.*, 1998). En general, las concentraciones de nutrientes —nitratos, nitritos, amonio, fosfatos y silicatos— aumentan considerablemente durante la época de nortes debido a la surgencia de agua subsuperficial, como consecuencia del desplazamiento del agua superficial por la acción del viento. Vázquez-Gutiérrez, *et al.*

(1998) han observado que existe una correspondencia de valores bajos de oxígeno disuelto con altos valores de nitratos y fosfatos, este fenómeno se debe principalmente a la oxidación de la materia orgánica a lo largo de la columna de agua.

5.3.2. Masas de agua

Las masas de agua dentro del Golfo de Tehuantepec son: (a) Agua Tropical Superficial (ATS), localizada en la capa superficial y caracterizada por temperatura mayor a 25° C y salinidad menor a 34 ups, (b) Agua Subtropical Subsuperficial (ASTS), con temperaturas que oscilan entre 15 y 28° C y salinidades que alcanzan los 35ups, (c) Agua Intermedia del Pacífico (AIP) que se ubica aproximadamente por debajo de los 850 m, con bajo contenido de oxígeno (0.5-0.0 mL/L), la temperatura se encuentra entre 4 y 9° C y la salinidad es de 34.5 a 34.8 ups, (d) Agua Profunda del Pacífico (APP), ocupa desde los 2000 m hasta el fondo, la temperatura es menor a 4° C y la salinidad mayor a 34.5 ups (Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1998).

Durante el verano y el otoño el ATS y el ASTS se introducen en el Golfo de Tehuantepec por medio del transporte de la Corriente Costera de Costa Rica. Sin embargo, durante los meses de invierno y primavera, el agua de la Corriente de California, con salinidad menor a 34ups y temperatura de 12 a 18° C, incursiona en la parte occidental del Golfo de Tehuantepec y al encontrarse con el agua que aflora producto de la surgencia forma un frente oceánico en la parte suroeste del golfo (Molina-Cruz y Martínez-López, 1994; Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1998).

5.3.3 Circulación oceánica

La circulación oceánica superficial en el Pacífico Tropical Oriental está dominada por la Corriente de California (CC), la Corriente Norecuatorial (CNE), la Contracorriente Norecuatorial (CCNE), la Corriente Surecuatorial (CSE), la Corriente Subsuperficial Ecuatorial (CSSE) y la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) (Figura 21) (Bakun *et al.*, 1999; Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1998).

En invierno y primavera, los vientos Alisios son intensos y la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) se encuentra en su posición más hacia el sur (entre 0 y 4° N), cerca del ecuador. En consecuencia, la CCNE no llega hasta la costa de América Central debido a que los vientos soplan en su contra y la CCCR se desvía hacia el oeste debido a que los vientos

Alisios soplan desde el noreste. Sin embargo, la CC baja hasta los 15° N (Molina-Cruz y Martínez-López, 1994) donde, además de alimentar la CNE, entra en la parte oeste del Golfo de Tehuantepec (Molina-Cruz y Martínez-López, 1994).

En verano y otoño, los vientos soplan desde el noreste la ZCIT se encuentra en su posición más hacia el Norte (entre 10 y 12° N). La CCNE, que viaja hacia el este, llega aproximadamente hasta los 90° W contribuyendo a la formación del Domo de Costa Rica y dobla posteriormente hacia el noroeste para alimentar a la CCCR que entra en el Golfo de Tehuantepec. En esta época la CC y la CNE están desplazadas hacia el norte y no llegan al Golfo de Tehuantepec (Bakun *et al.*, 1999; Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1998). Esta época es la más estable en términos hidrodinámicos y hay menor productividad biológica.

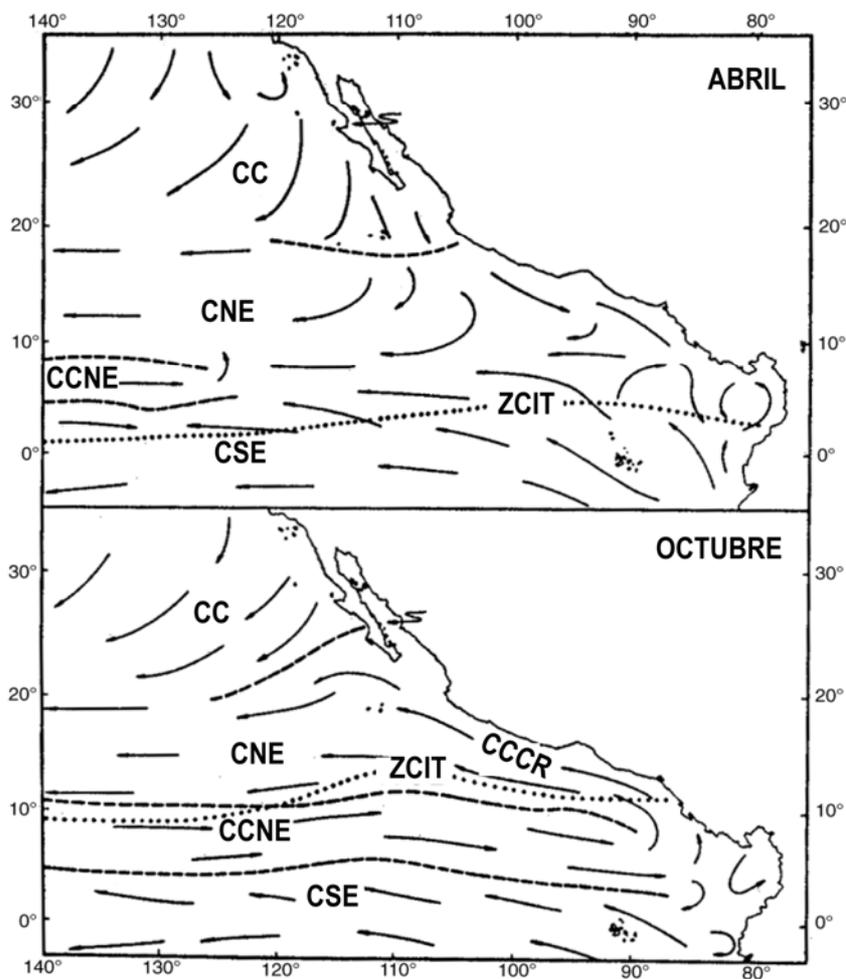


Figura 21. Circulación oceánica estacional en el Golfo de Tehuantepec. Se observa la posición de las diferentes corrientes superficiales en Abril (primavera) y Octubre (otoño): la Corriente de California (CC), la Corriente Norecuatorial (CNE), la Corriente Surecuatorial (CSE), la Contra Corriente Norecuatorial (CCNE) y la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR); asimismo, se observa la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Modificada de <http://www.pmel.noaa.gov/pubs/outstand/kess2580/wyrtki.shtml>)

5.5. SURGENCIA EÓLICA

La mayor parte de la zona tropical de los océanos, especialmente lejos de las costas, es de una productividad biológica muy baja debido a la estructura estratificada de las aguas; así, el intercambio de propiedades tales como nutrientes, oxígeno disuelto, etcétera, entre la capa superficial mezclada y las aguas profundas es inhibido casi completamente por la termoclina (Bakun *et al.*, 1999; Lavín, *et al.*, 1992). Existen diversos procesos físicos que pueden acarrear agua subsuperficial a la superficie, algunos de ellos tienen su origen en el forzamiento del viento sobre las aguas. Los procesos de mezcla originados por el viento propician un mezclado vertical turbulento que puede operar de dos maneras: la primera es consecuencia de la agitación violenta del agua por las olas superficiales, la segunda es creando turbulencia en el interior del océano (Lavín, *et al.*, 1992).

El movimiento de cualquier masa de agua en el océano es afectado por el efecto de Coriolis debido a la rotación de la Tierra, por lo que las masas de agua oceánicas tienden a sufrir una deflexión hacia la derecha del flujo del viento en el Hemisferio Norte. El grado de esta deflexión incrementa con la profundidad del agua, esto se debe a que el agua superficial tiene una cierta viscosidad, y el agua subsuperficial comienza a arrastrarla en la misma dirección pero a menor velocidad; sin embargo esta masa de agua intermedia también es afectada por el efecto de Coriolis, lo cual incrementa el ángulo entre la corriente profunda respecto al viento de la superficie (Bryant, 1997). Esta combinación entre la interacción viscosa y la deflexión de Coriolis continúa hacia abajo en la columna de agua hasta que se alcanza el fondo o la velocidad de la corriente se vuelve inexistente. Como resultado, a lo largo de la columna el flujo de agua traza una espiral logarítmica, y a una profundidad suficiente el agua puede llegar a fluir en dirección opuesta a la del viento; este fenómeno se denomina transporte de Ekman, el cual describe una espiral que recibe el mismo nombre (Figura 22) (Bakun *et al.*, 1999; Bryant, 1997).

Como el transporte de Ekman depende de la intensidad del viento, la distribución de este último en forma de chorro tiende a acumular agua en algunas zonas — zonas de convergencia — y a sacarla de otras — zonas de divergencia —; esto provoca que la termoclina se aleje o acerque a la superficie, respectivamente. Si la termoclina aflora hasta la superficie o se acerca lo suficiente para que le afecte el mezclado vertical producido por el viento, resulta en una inyección de aguas frías con nutrientes a la zona superficial donde pueden aprovecharla los productores primarios (Figura 23B) (Lavín, *et al.*, 1992).

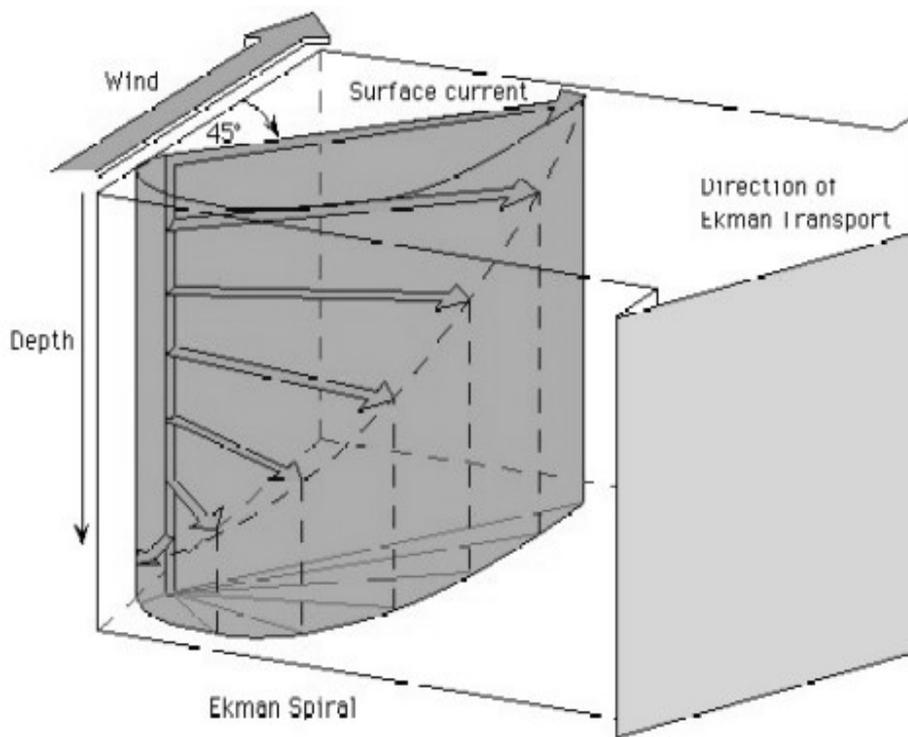


Figura 22. Formación de la espiral y dirección del transporte de Ekman en relación con la dirección del viento sobre una masa de agua. Estos fenómenos ocurren gracias a la acción de la fuerza de Coriolis. (Tomada de http://www-pord.ucsd.edu/~ltalley/sio210/dynamics_ekman/index.html)

Durante los eventos de surgencia en el Golfo de Tehuantepec, el agua desplazada de la superficie se acumula, por consecuencia del efecto de Coriolis, en la porción oeste del golfo formando un giro anticiclónico de agua cálida (Figura 23). Este vórtice presenta una dimensión de aproximadamente 200 km de diámetro y se propaga hacia el oeste a una velocidad aproximada de 10 km/día, transportando consigo calor y una gran masa de agua hasta distancias de 40 km de su punto de origen, con velocidades de corriente de 80 cm/s (Gallegos-García y Barberán-Falcón, 1998; Lavín, *et al.*, 1992; Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1998).

Entre el giro anticiclónico y el agua de la surgencia acaece un gradiente térmico abrupto, conocido como frente oceánico, con diferencias de temperatura de 4° C/km, el cual coincide con la posición de la Cordillera Submarina de Tehuantepec, esto lleva a la conclusión de que la posición del frente no sólo depende de la circulación oceánica sino también de la geomorfología del fondo del golfo (Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1998). Finalmente, en la porción este del Golfo de Tehuantepec, como consecuencia también de advección de la surgencia, se forma un giro ciclónico o giro frío que constituye un segundo núcleo de alta productividad (Machain-Castillo *et al.*, 2008) (Figura 23).

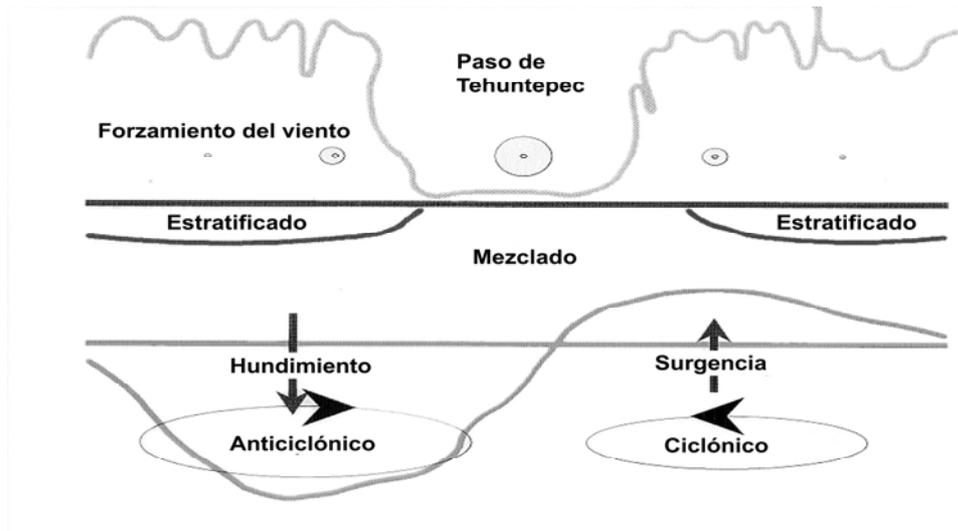


Figura 23. Corte horizontal del Istmo de Tehuantepec. Forzamiento del viento sobre la masa de agua (círculos grises: el diámetro del círculo es proporcional a la intensidad del viento). Se aprecia el movimiento vertical de las masas de agua en un giro anticiclónico al oeste del eje del viento y un giro ciclónico al este del mismo.

La surgencia eólica en el Golfo de Tehuantepec acaece como consecuencia del forzamiento de los vientos Tehuanos, perpendiculares a la costa, sobre la superficie del mar, este esfuerzo ocasiona el desplazamiento de las masas de agua superficiales en la dirección del viento y un transporte de Ekman en las masas de agua subsuperficiales. La conjunción de ambos procesos hace que las masas de agua subsuperficiales afloren a la superficie para sustituir el agua removida por el viento (Bakun *et al.*, 1999; Gallegos-García y Barberán-Falcón, 1998; Lavín, *et al.*, 1992; Monreal-Gómez y Salas-de-León, 1998). El agua subsuperficial que aflora a la superficie proviene de profundidades de hasta 100 m y presenta una temperatura aproximada de 17° C (Lavín, *et al.*, 1992) (Figura 24A), propiciando una alta productividad biológica (Figura 24B).

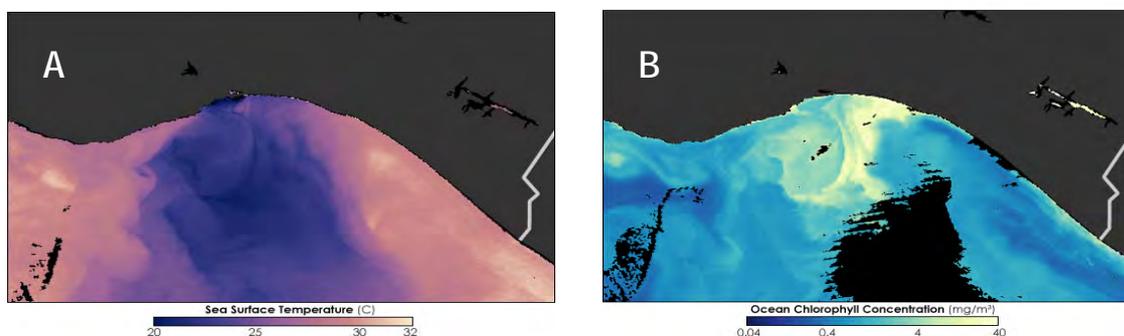


Figura 24. A: Temperaturas oceánicas superficiales durante un evento de surgencia en el Golfo de Tehuantepec. B: concentraciones de clorofila medidas durante un evento de surgencia en el Golfo de Tehuantepec. (Tomada de <http://earthobservatory.nasa.gov>).

5.6. LOS VIENTOS ESTACIONALES Y SU RELACIÓN CON LA PROFUNDIDAD DE LA TERMOCLINA EN EL GOLFO DE TEHUANTEPEC

El Golfo de Tehuantepec, se encuentra dentro de la región conocida como Pacífico Tropical Este, la cual comprende el espacio rodeado por los límites de los grandes giros subtropicales del Pacífico Norte y Sur, el extremo terminal este del sistema de corrientes ecuatoriales del Pacífico, y el Continente Americano (Fiedler y Talley, 2006). Dentro de esta región se encuentra una provincia oceanográfica denominada Poza Cálida del Pacífico Este (EPWP, por sus siglas en inglés), que se ubica a lo largo de la costa sur de México y parte de Centro América, (Figura 25). Esta poza cálida es el resultado de la combinación entre un gran flujo estacional de calor a la región y una débil mezcla vertical a lo largo del año, lo que se traduce en una a de $>27.5^{\circ}\text{C}$ (Fiedler y Talley, 2006).

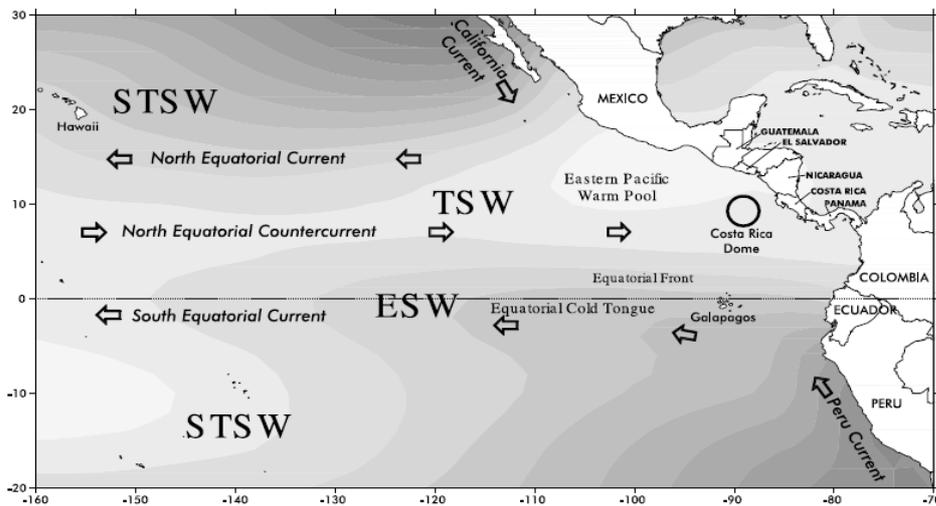


Figura 25. Diagrama esquemático de las masas de agua superficiales y corrientes del Pacífico Tropical Este. Se aprecia la masa de agua subtropical superficial (STSW), el agua tropical superficial (TSW) y el agua ecuatorial superficial (ESW). El sombreado representa la temperatura media superficial del océano (más oscuro = más frío). Se aprecia la provincia oceanográfica de la Poza Cálida del Pacífico Este (Eastern Pacific Warm Pool). (Tomado de Fiedler y Talley, 2006).

La intensidad del esfuerzo del viento y los flujos de calor dictan el grado de mezcla vertical y, por tanto, regulan la profundidad de la capa de mezcla y la termoclina estacional (Fiedler y Talley, 2006; Kessler, 2006). De forma general, la estructura de la termoclina a lo largo del Pacífico Tropical está determinada primariamente por la prevalencia de los vientos del este que empujan la capa superficial del océano hacia el oeste, apilando una gran cantidad de agua en el lado oeste de la cuenca, haciendo que la termoclina se hunda en esta región (175-300 m) (Andreasen y Ravelo, 1997); mientras que en el este, el agua superficial removida hace que la

termoclina se levante hacia la zona fótica, creando las condiciones de alta productividad observadas (Andreasen y Ravelo, 1997). En el Golfo de Tehuantepec la termoclina permanente es somera, como en el resto de la Poza Cálida del Pacífico Este; en condiciones normales (cuando el jet de viento no está operando) se encuentra alrededor de unos 30 m de profundidad (Fiedler y Talley, 2006; Kessler, 2006; Trasviña y Barton, 1997). La profundidad que alcanza la capa de mezcla en el Golfo de Tehuantepec es por lo general 10 m menor que la profundidad a la que se encuentra la termoclina estacional (Fiedler y Talley, 2006; Kessler, 2006). La estación en la cual la capa de mezcla y la termoclina alcanzan su mayor profundidad es el verano, cuando todavía se registran temperaturas alrededor de 25° C a 50 m de profundidad; mientras que durante la época de invierno, la capa de mezcla tiene una profundidad menor a 10 m debido a la acción constante del viento que produce las surgencias y la intensa mezcla vertical (Fiedler y Talley, 2006; Kessler, 2006; Trasviña y Barton, 1997).

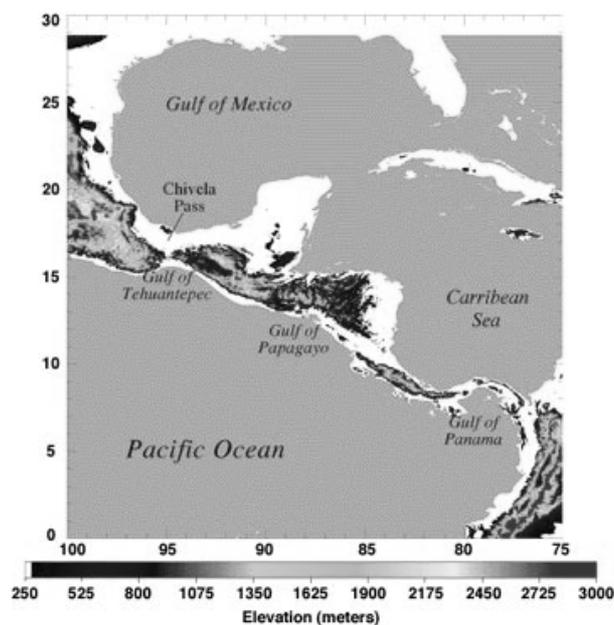


Figura 26. Ubicación de los Golfos de Tehuantepec, Papagayo y Panamá y los respectivos pasos montañosos que permiten la formación de los jets de viento. (Tomado de www.coas.oregonstate.edu).

Un trabajo reciente realizado por Romero-Centeno *et al.* (2007) logró determinar con gran precisión la dinámica atmosférica sobre el Pacífico Tropical Noreste (PTNE) a lo largo de todo el año, con base en el análisis de mediciones de alta precisión de la dispersión de vientos por un método conocido como QSCAT. Su estudio se enfoca principalmente en el rastreo del comportamiento de los jets de viento que tienen lugar en el Golfo de Tehuantepec, el Golfo de Papagayo (Nicaragua) y el Golfo de Panamá (Figura 26), producidos por los vientos del

noreste, y su interacción con los vientos del sureste asociados con la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT). Estos jets de viento son los responsables de las surgencias eólicas que se registran en estas tres zonas durante los meses de invierno.

Este trabajo señala que la intensidad, orientación y estacionalidad de estos tres jets de viento están determinadas por la posición de la celda de alta presión Azores-Bermuda (ABH) y su desplazamiento en dirección noroeste-sureste a lo largo del año en el Atlántico. Observaron, que la ABH tiene un comportamiento bimodal, presentando dos máximos de intensidad en el año, el primero es un máximo relativo en Enero, y el segundo es un máximo absoluto en Julio (Figura 27). Durante el mes de Enero, la ABH se encuentra en su posición máxima hacia el noroeste en el Atlántico, por lo que esta ubicación es altamente favorable para la producción de los intensos jets de viento observados en el invierno en estas tres zonas; mientras que, en Julio, la ABH se encuentra en su posición hacia el centro del Atlántico, así que su influencia sobre los jets es menos intensa que durante los meses de invierno. Sin embargo, sus resultados indican que aún en su posición más alejada, la ABH es capaz de producir pequeños jets de viento en Tehuantepec, Papagayo y Panamá durante el verano, si bien son mucho menores en intensidad que los que tienen lugar durante el invierno. En otro trabajo, Romero-centeno *et al.* (2003) reportan que la velocidad de los vientos en verano a través del Istmo de Tehuantepec es de entre 10 y 15 m/s en comparación con el promedio de la época de invierno que es de 15 a 20 m/s, o con los 25 a 30 m/s que ocasionan las surgencias en el golfo, porque el gradiente de presión atmosférica a través del istmo es mayor en invierno que en verano.

Además, observaron que los jets de viento de Tehuantepec, Papagayo y Panamá, tienen una notable influencia en la posición de la ZCIT en el PTNE (Figura 28). En los meses de invierno, la ZCIT se desplaza hacia el sur, presentando una posición máxima en Marzo, cuando apenas y alcanza el Golfo de Panamá. Durante la época de invierno, los vientos que predominan sobre el PTNE provienen del noreste desde el Atlántico (desprendidos de la ABH) y son muy intensos. En esta época, los jets de Tehuantepec, Papagayo y Panamá empujan los bordes de la ZCIT todavía más hacia el sur y lejos de la costa. A partir de Abril, los jets comienzan a debilitarse y la ZCIT comienza a desplazarse hacia el norte; para Mayo los bordes de la ZCIT alcanzan el Golfo de Tehuantepec, y a partir de esta época suaves vientos del sureste que se desprenden de la ZCIT y que vienen cargados de humedad comienzan a avanzar hacia esta región. Durante este período inicia el hundimiento de la termoclina, aproximadamente 5m respecto a la media invernal de 20m que resulta de la acción del jet de viento (Fiedler y Talley, 2006; Kessler, 2006), pues la cantidad de radiación

solar recibida comienza a aumentar permitiendo el calentamiento de una capa más gruesa de agua en la superficie de la columna de agua. En estos meses, la acción de los vientos es débil en el Golfo de Tehuantepec, aunque los vientos del sur que se desprenden de los bordes de la ZCIT comienzan a ejercer influencia en la región y la humedad asociada a ellos caracteriza el llamado monzón mexicano (Romero-Centeno *et al.*, 2007).

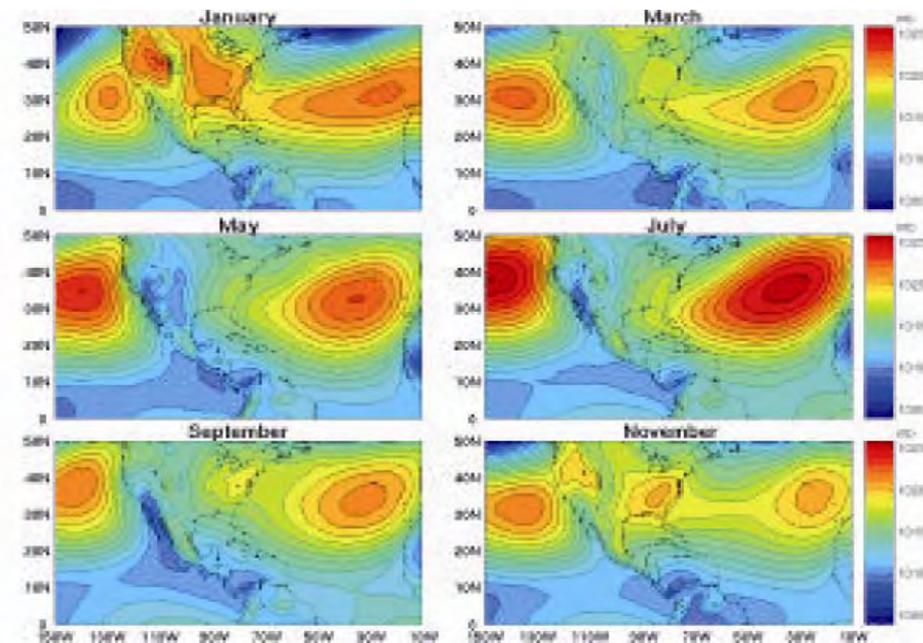


Figura 27. Promedio mensual a largo plazo de las presiones barométricas en la superficie del océano en el Pacífico Este y Atlántico Oeste y Central. Datos recabados por el programa ERA-40 entre 1960 y 2001. (Tomado de Romero-centeno *et al.*, 2007).

Sin embargo, en Julio, se ocurre el segundo máximo de intensidad de la ABH y, se presenta una reversión de los vientos asociada con el período seco llamado canícula; los vientos del noreste predominan nuevamente por un corto lapso de tiempo sobre los vientos del sureste en los Golfos de Tehuantepec y Papagayo, no así en Golfo de Panamá. Durante el verano, la termoclina alcanza su máxima profundidad en el ciclo anual en el Golfo de Tehuantepec, encontrándose aproximadamente a unos 40 m de profundidad (Fiedler y Talley, 2006; Kessler, 2006; Trasviña y Barton, 1997), debido a la intensa radiación solar recibida en esta época, que es capaz no sólo de calentar una capa más gruesa de agua superficial sino que además incrementa la intensidad de la termoclina haciendo que las aguas sufran una marcada estratificación. Para Agosto los vientos del sur vuelven a tomar fuerza y en Septiembre, la ZCIT alcanza su máxima posición hacia el norte cubriendo todo el Golfo de Tehuantepec y toda la costa del Pacífico Tropical Mexicano. En Octubre la ZCIT inicia de nuevo su viaje hacia el sur que viene junto con el debilitamiento de los vientos del sur asociados a ella; para Noviembre inicia de nuevo la influencia progresiva de los vientos del noreste en la zona del

PTNE completando el ciclo anual. El jet de Tehuantepec es el primero que inicia su actividad durante este mes, mientras que los jets de Papagayo y Panamá inician su período de acción en Diciembre y Enero, respectivamente. Durante el otoño, al comenzar a disminuir la cantidad de radiación solar recibida, la termoclina inicia de nuevo su levantamiento, y alcanza su nivel más somero durante el invierno cuando, además de que se registra el mínimo flujo de calor hacia la superficie del océano, el jet de viento se encuentra en plena operación (Fiedler y Talley, 2006; Kessler, 2006; Trasviña y Barton, 1997).

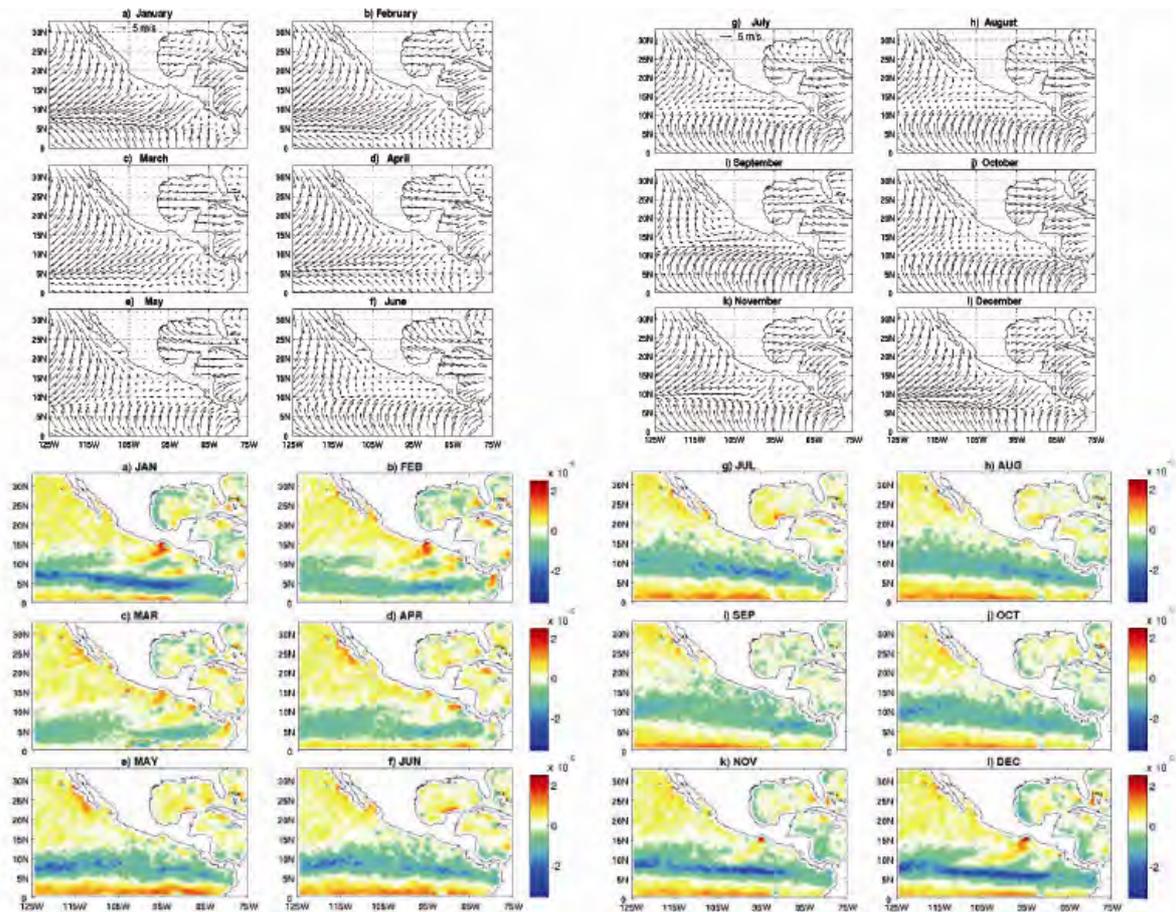


Figura 28. La dinámica de los vientos en el Pacífico Tropical Este. **Arriba:** Promedio mensual a largo plazo de los vectores de viento en la zona del Pacífico Tropical Este, Golfo de México y Mar Caribe, a partir de los datos recabados con el método QSCAT entre 1999 y 2004. **Abajo:** Promedio mensual a largo plazo de la divergencia de los vientos en la zona del Pacífico Tropical Este, Golfo de México y Mar Caribe, a partir de los datos recabados con el método QSCAT entre 1999 y 2004; el color rojo indica máxima divergencia, mientras que el color azul indica máxima convergencia. (Modificado de Romero-centeno *et al.*, 2007).

6. MATERIALES Y MÉTODOS

La Figura 29 presenta en forma sintética un diagrama de flujo de los métodos seguidos durante la realización del presente trabajo, además especifica dónde fueron llevados a cabo y por quién.

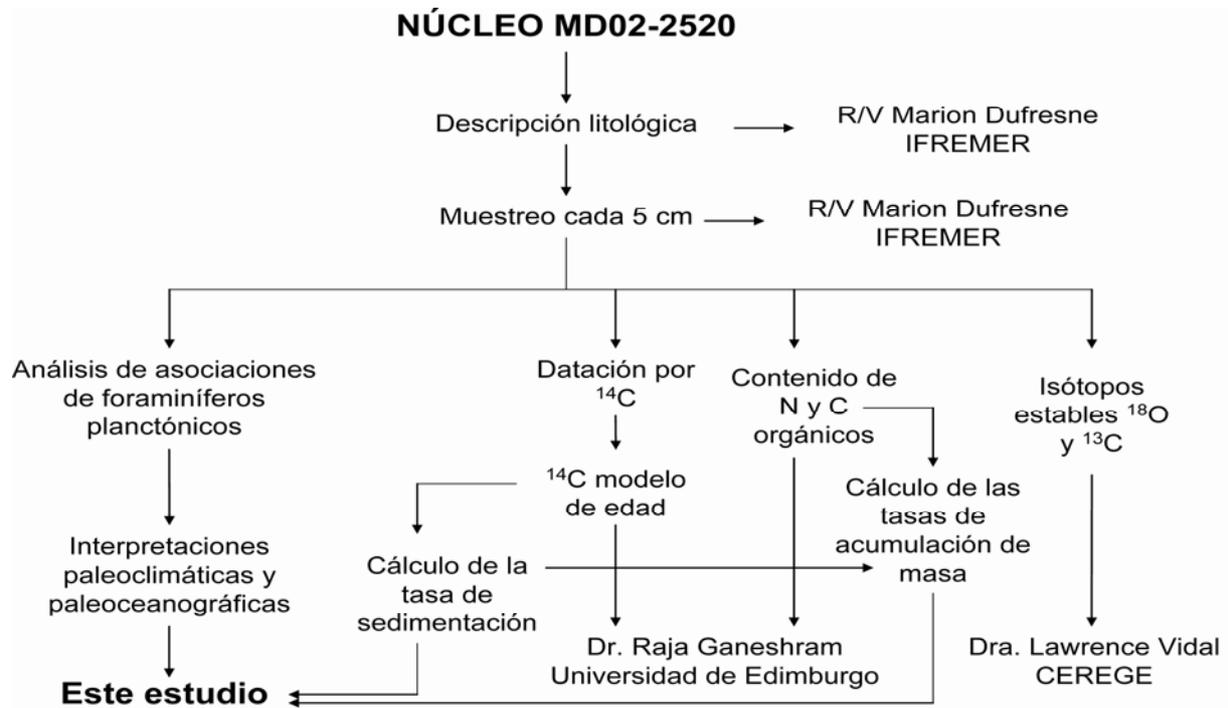


Figura 29. Diagrama de flujo de los métodos seguidos en este estudio.

6.1. PROCESAMIENTO DE LAS MUESTRAS EN EL LABORATORIO

6.1.1. Colecta

El núcleo MD02-2520 fue extraído, mediante el nucleador de pistón CALYPSO, a bordo del R/V Marion Dufresne, perteneciente al Instituto Francés de Investigación para la Explotación del Mar (IFREMER), Francia, durante la Campaña Oceanográfica MONA realizada en el año 2002, como parte del proyecto IMAGES (International Marine Global Change Study). Corresponde a la estación número 25; su posición es de 15°40.14' N de latitud, 95°18.00' W de longitud y 712 m de profundidad en la columna de agua, ubicándose en el centro del Golfo de Tehuantepec (Figura 30). La longitud total es de 37.06 m de

sedimento y fue dividido en XXV secciones de 1.5 m de longitud (Informe Técnico de la Campaña Oceanográfica MD 126 / MONA, 2002).

MD02-2520

GOLFO DE TEHUANTEPEC

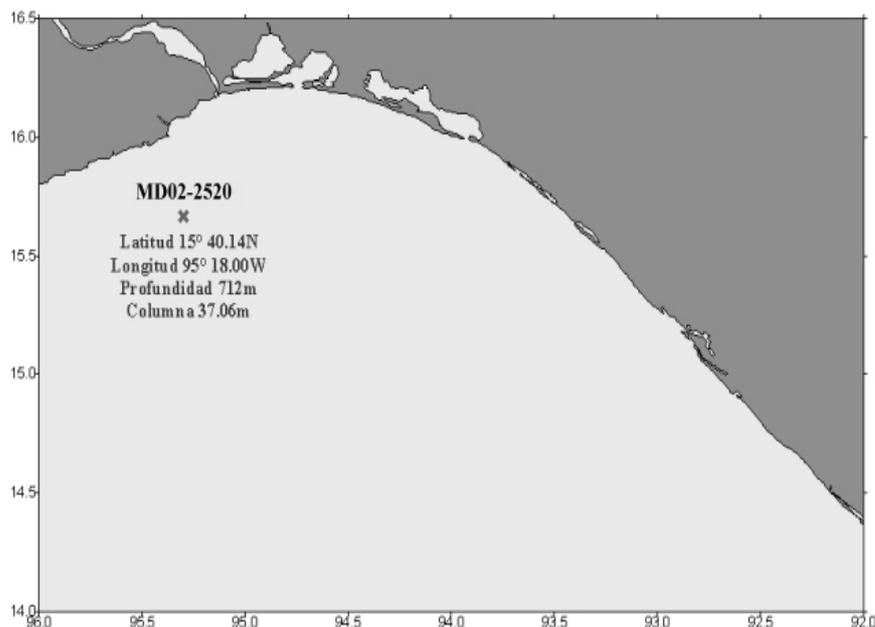


Figura 30.
Localización del núcleo MD02-2520.

6.1.2. Muestreo

El muestreo fue realizado en el Instituto Cerege, Francia. Se practicaron cortes en el núcleo de sedimento cada cinco centímetros. Posteriormente estas muestras fueron enviadas al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, donde se realizaron todas las actividades de procesamiento de muestras y datos del presente trabajo. Del conjunto de las muestras recibidas se tomaron porciones de sedimento de las muestras cada 10 cm a lo largo de todo el núcleo, obteniéndose un total de 375 muestras para análisis micropaleontológico.

6.1.3. Lavado

Se utiliza el método modificado de Boltovskoy (1965) para la extracción de organismos calcáreos mayores de 100 μm . Se deja secar la muestra por completo y se pesa. Luego se deja remojando unos días en cápsulas de porcelana para reblandecer nuevamente el sedimento. Posteriormente se coloca en un tamiz metálico con luz de malla de 63 μm , ya que los foraminíferos presentan un tamaño superior a éste en cualquier estado de su desarrollo. El tamizado se realiza bajo un chorro de agua suave que va removiendo las partículas arcillosas

del sedimento, el proceso termina cuando el líquido que sale del tamiz no contiene arcilla. A continuación, se recuperan los residuos llevándolos hasta la pared del tamiz y después hasta un recipiente, empujándolos con una ligera corriente de agua. Entre muestra y muestra, los tamices son limpiados meticulosamente y, posteriormente, para garantizar que no exista contaminación entre varias muestras se sumergen durante unos minutos en una solución con azul de metileno al 5%, para que los organismos que puedan haber quedado entre las mallas del tamiz se tiñan de azul y se les pueda reconocer como contaminantes.

6.1.4. Secado

Se deja secar la muestra al aire libre sobre cápsulas de porcelana para su posterior pesado. Una vez que la muestra se ha secado por completo se vuelve a pesar con la finalidad de obtener la proporción de arcillas/arenas en cada muestra. Una vez pesadas las muestras se colocan en frascos debidamente etiquetados.

6.1.5. Extracción

En el caso de los organismos planctónicos, se tamiza la muestra con una luz de malla de 150 μ m para separar a los individuos juveniles ya que estos no pueden ser identificados al nivel de especie porque la distribución de las cámaras, que es el principal rasgo para la identificación, aun no es clara puesto que es muy similar entre las diversas especies de un mismo género.

De acuerdo con la abundancia de organismos en la muestra, ésta puede dividirse mediante un cuarteador de Otto — si la cantidad de muestra fuera demasiado grande, se parte de pesar un gramo —, hasta obtener entre 300 y 500 organismos, rango sugerido por Boltovskoy (1965) y Phleger (1960), para que la muestra sea representativa de todas las especies de la comunidad que pudieran estar presentes; después de 500 organismos ya no se encuentran nuevas especies en la muestra. En el caso particular del Golfo de Tehuantepec el número mínimo de organismos puede tomarse desde 100 individuos por muestra —en caso de que no haya más en la muestra completa—, ya que en esta zona la diversidad se mantiene constante después de este valor y se tienen representadas a todas las especies (Arellano-Torres, 2001). Una vez obtenida la fracción adecuada, el sedimento se esparce en una placa bajo el microscopio y se extraen los organismos con un pincel humedecido (No. 02), el cual se debe mantener húmedo para facilitar que por higroscopia se realice la recolección. Los organismos

así obtenidos se depositan en una placa micropaleontológica debidamente etiquetada por muestra.

6.1.6. Identificación

Los organismos extraídos se agrupan por parecido morfológico dentro de la placa micropaleontológica que corresponde a cada muestra y se determinan taxonómicamente con base en literatura especializada.

6.2. MÉTODOS ESTADÍSTICOS

6.2.1. Análisis de factores

Se efectúa un análisis de factores modo Q para determinar la relación entre las muestras a lo largo del núcleo y las asociaciones de especies dominantes (Arellano-Torres, 2001 y 2003). El análisis de factores se basa en la suposición de que las correlaciones observadas entre las variables son, principalmente, el resultado de alguna regularidad o estructura *a priori* subyacente en los datos. El análisis apunta a identificar cuántos de estos factores son significativos en los datos, en qué orden relativo y cómo se relaciona cada uno con las variables observadas (Arnold y Parker, 2002; Bailey y Gatrell, 1995). Para el análisis de factores se descartan las muestras que no contengan como mínimo 100 organismos en toda la muestra y sólo se tomarán en cuenta aquéllas especies que presenten como mínimo un 1% de abundancia relativa (Arellano-Torres, 2001 y 2003). De la aplicación de este método se obtienen los pesos (*factor scores*) y las cargas del factor (*factor loadings*). Los primeros permiten identificar a las especies importantes para definir a los factores, es decir, las asociaciones características de foraminíferos planctónicos. Los segundos representan el peso de las muestras sobre los factores definidos, es decir, los patrones de distribución de asociaciones que existen a lo largo del núcleo (Klovan e Imbrie, 1971).

6.2.2. Fundamento teórico del análisis de factores

El análisis de factores se basa en la suposición de que las correlaciones observadas entre los atributos (y_1, \dots, y_p) son, principalmente, el resultado de alguna regularidad o estructura *a priori* subyacente en los datos. Más específicamente, un modelo *a priori* es propuesto donde cada una de las variables observadas se asume, indirecta y parcialmente, para medir un

número fijado r de características predefinidas o *factores latentes* que no pueden ser medidos directamente (Bailey y Gatrell, 1995). El análisis apunta a identificar cuántos de estos factores son significativos en los datos, en qué orden relativo y cómo se relaciona cada uno con los atributos observados (y_1, \dots, y_p). En el análisis de factores, las partes de una variable observada que se relacionan a la estructura latente, o factores compartidos, son usualmente llamados *comunes* y la parte restante que es particular a una variable es referida como *única* o *específica*. Bajo este supuesto, la parte única de una variable no puede contribuir a las relaciones entre las variables observadas. Por lo tanto, las correlaciones apreciadas entre y_1, \dots, y_p deben resultar de los factores comunes compartidos por las variables. De esta manera, los supuestos factores comunes van a describir todas las correlaciones observadas en los datos y también van a ser menores en número que las variables originales (Bailey y Gatrell, 1995).

El análisis de factores puede concebirse como una técnica en que un número mínimo de variables hipotéticas son especificadas de tal manera que, después de controlarlas, todas las correlaciones restantes entre las variables originales se vuelven cero (Bailey y Gatrell, 1995). El análisis asume la existencia de componentes residuales únicos *sin importancia* de cada una de las variables originales, que no se encuentran relacionados con los factores comunes y que no contribuyen a la correlación entre las variables originales. De esta manera, se representan las variables originales (y_1, \dots, y_p) como combinaciones lineales de los r factores hipotéticos comunes (u_1, \dots, u_r) más un componente residual e único a cada una de las variables originales.

$$\begin{aligned} y_1 &= a_{11}u_1 + a_{12}u_2 + \dots + a_{1r}u_r + e_1 \\ y_2 &= a_{21}u_1 + a_{22}u_2 + \dots + a_{2r}u_r + e_2 \\ &\vdots \\ y_p &= a_{p1}u_1 + a_{p2}u_2 + \dots + a_{pr}u_r + e_p \end{aligned}$$

Luego, se seleccionan las constantes a_{jk} para determinar tanto como sea posible las correlaciones entre las variables p originales (Bailey y Gatrell, 1995).

6.3 ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES

6.3.1 Curva de $\delta^{18}\text{O}$

La determinación de la proporción $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ó $\delta^{18}\text{O}$ fue realizada por la Dra. Laurence Vidal del Centro Europeo de Investigación y Enseñanza de Geociencias del Ambiente (CEREGE

por sus siglas en Francés), Francia, como parte de su proyecto de investigación y de la tesis doctoral de su alumna Cecile Blanchet, utilizando el oxígeno contenido en las testas de carbonato de calcio de los foraminíferos planctónicos, utilizando las especies *Globigerinoides ruber* y *Neogloboquadrina dutertrei*.

La variación en la composición isotópica de las aguas oceánicas a través del tiempo puede ser reconstruida a partir de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las conchas y esqueletos preservados en los sedimentos marinos profundos (Lowe y Walker, 1984). Los organismos que construyen estructuras con carbonato de calcio obtienen el oxígeno a partir de las aguas del océano como material de construcción. De esta manera, las proporciones de isótopos de oxígeno en los carbonatos fósiles enterrados en los sedimentos del fondo marino reflejan las proporciones prevalecientes en el agua de los océanos en el tiempo en que fueron secretados (Cronin, 1999).

En la actualidad hay evidencia de que las proporciones de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en las aguas oceánicas varían en correspondencia con los ciclos glaciares e interglaciares como resultado del fenómeno de fraccionamiento isotópico (Lowe y Walker, 1984). Este fenómeno consiste en que las moléculas de agua que contienen el isótopo más ligero (^{16}O) son favorecidas durante la evaporación en comparación con las moléculas que contienen el isótopo pesado (^{18}O). De la misma manera, durante la precipitación las moléculas de agua con el isótopo pesado caen con preferencia a las del isótopo ligero. Como las nubes se originan principalmente en las regiones tropicales y desde ahí viajan a los polos, la nieve que cae en éstos para formar los casquetes polares está enriquecida con ^{16}O . El balance isotópico del agua de mar se mantiene si el hielo se funde constantemente; sin embargo durante las eras glaciares el hielo se acumula en los casquetes, esto empobrece gradualmente al agua de mar en el isótopo ligero a medida que el enfriamiento global recrudece. Por esta razón el $\delta^{18}\text{O}$ se ha utilizado como un indicador del volumen global de hielo (Lowe y Walker, 1984).

Esta proporción se calcula de manera relativa comparando los valores de la muestra con el valor de un estándar de laboratorio (Belemnita Peedee, PDB). La técnica se realiza con un espectrómetro de masas en el cual se analiza CO_2 obtenido del carbonato de la muestra mediante sublimación. Las proporciones de los isótopos de oxígeno se expresan como valores positivos o negativos respecto al estándar ($\delta=0$) utilizando la fórmula (Lowe y Walker, 1984; Cronin, 1999):

$$\delta^{18}\text{O} = 1000x \frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{muestra}} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{estándar}}}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{estándar}}}$$

Un valor negativo de $\delta^{18}\text{O}$ indica que la muestra está empobrecida de ^{18}O respecto al estándar, y mientras más deficiente sea la muestra en el isótopo pesado más rica es en el contenido de ^{16}O , por lo que la muestra es isotópicamente más ligera mientras más negativo sea el valor de este índice.

6.3.2 Curva de $\delta^{13}\text{C}$

La determinación de la proporción $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ó $\delta^{13}\text{C}$ fue realizada por la Dra. Laurence Vidal del Centro Europeo de Investigación y Enseñanza de Geociencias del Ambiente (CEREGE por sus siglas en Francés), Francia, como parte de su proyecto de investigación y de la tesis doctoral de su alumna Cecile Blanchet, utilizando el oxígeno contenido en las testas de carbonato de calcio de los foraminíferos planctónicos, utilizando las especies *Globigerinoides ruber* y *Neogloboquadrina dutertrei*.

El $\delta^{13}\text{C}$ deriva del CO_2 disuelto en la columna de agua en diferentes puntos del océano. El valor de $\delta^{13}\text{C}$ atmosférico es alrededor de -7.2 ‰ (Bradley, 1999). Debido a efectos de fraccionamiento, el agua de mar que está en equilibrio con la atmósfera, tiene un valor de $\delta^{13}\text{C}$ cercano a $+3.5 \text{ ‰}$. En contraste, la materia orgánica, en general, tiene un $\delta^{13}\text{C}$ de -20 a -25 ‰ (Bradley, 1999). En consecuencia, la oxidación de la materia orgánica que cae a través de la columna de agua hace que decline el $\delta^{13}\text{C}$ del agua. Esta disminución del $\delta^{13}\text{C}$ es contrarrestada hasta cierto punto por la disolución de las testas de carbonato de los foraminíferos planctónicos a medida que éstas caen a través de la columna de agua, porque éstos tienen un valor de $\delta^{13}\text{C}$ cercano al de la superficie. Por tanto, el valor total de $\delta^{13}\text{C}$ de una masa de agua refleja el balance entre el contenido de materia orgánica oxidada y los procesos de disolución (Bradley, 1999). Sin embargo; la distribución global del $\delta^{13}\text{C}$ refleja fuertemente el contenido de nutrientes y la productividad orgánica de una masa de agua (Bradley, 1999).

Por otra parte, en áreas de formación de agua profunda, la distribución vertical del $\delta^{13}\text{C}$ es relativamente homogénea (debido a los procesos de intensa mezcla convectiva) de tal manera que la señal de este isótopo en las testas calcáreas tanto de los foraminíferos planctónicos como de los foraminíferos bentónicos son similares (Bradley, 1999). Al incrementar la

distancia desde las áreas de formación de agua profunda, la diferencia entre el $\delta^{13}\text{C}$ de las aguas superficiales y las aguas de fondo aumenta y esto se refleja en las testas de los foraminíferos bentónicos y planctónicos (Bradley, 1999). De esta forma, el $\delta^{13}\text{C}$ puede ser usado para identificar cambios en las áreas de formación de agua profunda y rastrear su movimiento a través del tiempo.

Como ya se mencionó, el $\delta^{13}\text{C}$ es un importante índice de la actividad fotosintética de las aguas superficiales del océano (Bowen, 1991). Durante la fotosíntesis, el ^{12}C es removido preferencialmente del agua para producir material orgánico, el cual tendrá bajo $\delta^{13}\text{C}$. En muchas regiones del planeta, la productividad se encuentra limitada por la falta de nutrientes como P y N; sin embargo, una alta disponibilidad de estos nutrientes conduciría a incrementar la productividad superficial en el océano y por tanto a intensificar la remoción de ^{12}C de las regiones cercanas a la superficie, ya que la materia orgánica particulada tiende a hundirse hacia el fondo del océano. Este secuestro de ^{12}C hacia el fondo causa un gradiente entre el $\delta^{13}\text{C}$ de las aguas superficiales y el $\delta^{13}\text{C}$ de las aguas de fondo. El registro resultante del gradiente de $\delta^{13}\text{C}$ entre la superficie y el fondo del océano ($\Delta\delta^{13}\text{C}$) constituye un proxy de los niveles de CO_2 atmosférico, donde los fuertes gradientes significan una productividad incrementada en la superficie (Bowen, 1991). De esta forma, se ha postulado que los cambios en la tasa a la que el carbono orgánico es secuestrado en el océano, han sido la causa dominante de los cambios atmosféricos en el contenido de CO_2 en escalas de tiempo glaciario-interglaciario (Bowen, 1991). Durante épocas glaciares, la media global de $\delta^{13}\text{C}$ disminuyó entre 0.3 a 0.4 ‰ debido a la reducción en la biomasa terrestre y la remobilización de material orgánico con bajo $\delta^{13}\text{C}$ en las plataformas continentales que quedaron expuestas cuando el nivel del mar bajó más de 120m (Bradley, 1999).

Los isótopos de carbono en los foraminíferos planctónicos reflejan un número de procesos oceánicos diferentes. En forma clásica, y como se explicó anteriormente, los valores isotópicos han sido relacionados con la concentración de nutrientes y la bomba biológica de carbono. Sin embargo, la variación isotópica también puede deberse a efectos termodinámicos relacionados con la velocidad del viento y el intercambio de CO_2 con la atmósfera (Loubere *et al.*, 2007). Los cambios en el contenido del ión carbonato (CO_3^{2+}) pueden también alterar los valores de isótopos de carbono de los foraminíferos; y, finalmente, estos valores también estarán afectados por la selección del hábitat de las especies de las que se extrae la señal (Loubere *et al.*, 2007). Cuatro posibles explicaciones pueden entonces proponerse para las variaciones del $\delta^{13}\text{C}$ en los foraminíferos planctónicos: (1) la

redistribución de los nutrientes en el océano entre los períodos glaciares-interglaciares, (2) diferencias en el equilibrio isotópico entre las áreas que suministran las masas de agua que circulan hacia las bajas latitudes, (3) la influencia de los cambios de concentración del ión carbonato en diferentes regiones del océano, y (4) cambios en el hábitat y/o la ecología de las especies que cargan la señal de $\delta^{13}\text{C}$ (Loubere *et al.*, 2007).

Esta proporción se calcula de manera relativa comparando los valores de la muestra con el valor de un estándar de laboratorio (Belemnita Peedee, PDB). La técnica se realiza con un espectrómetro de masas en el cual se analiza CO_2 obtenido del carbonato de la muestra mediante sublimación. Las proporciones de los isótopos de carbono se expresan como valores positivos o negativos respecto al estándar ($\delta=0$) utilizando la fórmula (Bowen, 1999):

$$\delta^{13}\text{C} = 1000 \times \frac{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{muestra}} - {}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{estándar}}}{{}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}_{\text{estándar}}}$$

Un valor negativo de $\delta^{13}\text{C}$ indica que la muestra está empobrecida de ^{13}C respecto al estándar, y mientras más deficiente sea la muestra en el isótopo pesado más rica es en el contenido de ^{12}C , por lo que la muestra es isotópicamente más ligera mientras más negativo sea el valor de este índice.

6.4 DATACIÓN CON ISÓTOPOS RADIATIVOS

6.4.1 ^{14}C

Los fechamientos con radiocarbono fueron realizados por el Dr. Raja Ganeshram, del Earth Science Institute de la Universidad de Edimburgo, en 23 muestras a partir del contenido de materia orgánica

Para estudios de las fluctuaciones climáticas del Cuaternario, el ^{14}C o radiocarbono ha sido el más útil método de datación, tanto por cuestiones inherentes a período de vida media como a su distribución ubicua (Bradley, 1999).

El radiocarbono es producido en la atmósfera superior a través del bombardeo de neutrones a los átomos de nitrógeno atmosférico según la fórmula ${}^{14}_7\text{N} + {}^1_0\text{n} \rightarrow {}^{14}_6\text{C} + {}^1_1\text{H}$ (Bradley, 1999).

Los neutrones son producidos por la radiación cósmica que entra a la atmósfera superior. Los átomos de ^{14}C son rápidamente oxidados a $^{14}\text{CO}_2$, que se difunde hacia las partes bajas de la atmósfera y se mezcla con el resto de dióxido de carbono y entra en todas las rutas metabólicas de la biósfera.

Durante el curso del tiempo geológico un equilibrio ha sido alcanzado entre la tasa de producción de nuevo ^{14}C en la atmósfera superior y la tasa de decaimiento de ^{14}C en la reserva de carbono global. El decaimiento radiactivo del ^{14}C a nitrógeno libera una partícula β (o electrón nuclear) según la fórmula $^{14}_6\text{C} \rightarrow ^{14}_7\text{N} + \beta + \text{neutrino}$ (Bradley, 1999).

La tasa de decaimiento se expresa convencionalmente como vida media y es el tiempo requerido para que decaiga la mitad del contenido original de ^{14}C de cualquier material o sustancia. Esta tasa fue originalmente calculada en 5568 ± 30 años, y más recientemente estimada en 5730 ± 40 años (Williams, *et al.*, 1993). Con función en la vida media del radiocarbono puede calcularse la edad de cualquier material que contenga carbono comparando la radiactividad remanente de la muestra (o contenido de ^{14}C) con un estándar moderno de referencia (Figura 31). Actualmente, el estándar de referencia para las dataciones con radiocarbono es el VPDB (Vienna Peedee Belemnite), un ejemplar de *Belemnitella americana* de la formación Peedee del Cretácico en Carolina del Sur, USA, con base en el acuerdo internacional de Viena (Bowen, 1991). Como se aprecia en la Figura 24 el rango de datación con radiocarbono es de aproximadamente 40 ka o aproximadamente 7 vidas medias, período en el cual queda menos del 10% de contenido original de ^{14}C , después de este lapso las dataciones comienzan a perder confiabilidad.

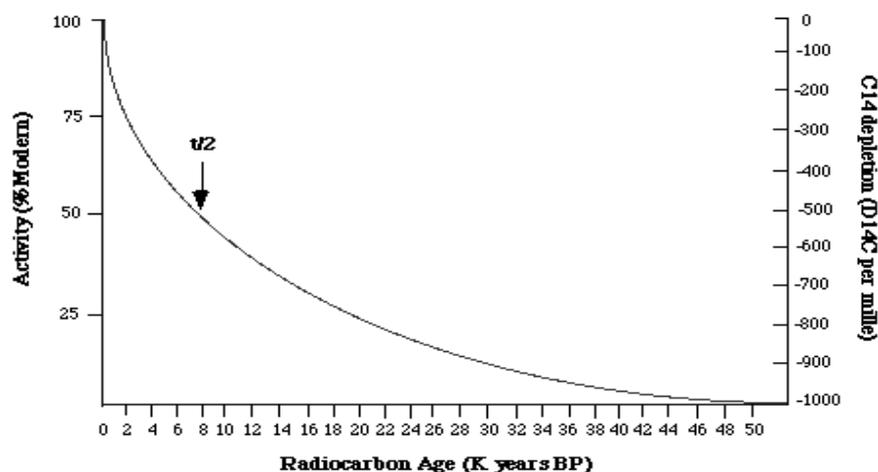


Figura 31. Curva de decaimiento del radiocarbono.

Se asume que el radio de $^{12}\text{C}:^{13}\text{C}:^{14}\text{C}$ ha permanecido relativamente constante en la atmósfera a través del tiempo con 98.9 % de ^{12}C , 1.1% de ^{13}C y 1×10^{-10} % de ^{14}C (Williams *et al.*, 1993). Se asume que esta proporción de carbono atmosférico permanece constante en la biósfera y la hidrósfera por medio de intercambio continuo y mezcla rápida. La concentración de radiocarbono que acumulan las plantas y animales en sus tejidos se encuentra en equilibrio con la concentración de este isótopo en la atmósfera porque hay un intercambio constante de nuevo ^{14}C a medida que las células viejas mueren y son reemplazadas. Sin embargo, tan pronto un organismo muere, este intercambio y reemplazamiento de ^{14}C cesa. A partir de este punto, el contenido de ^{14}C en el organismo declina a medida que éste decae en nitrógeno y, por lo tanto, la concentración de ^{14}C estará en función únicamente del tiempo, activando un sistema de reloj. Dado que el contenido de radiocarbono declina siguiendo una tasa exponencial negativa, para el tiempo en que 10 vidas medias han transcurrido, el contenido de radiocarbono de la muestra será menor de 0.01% del contenido original. Es esta siempre decreciente cantidad de ^{14}C al incrementar la edad de la muestra, lo que hace tan difícil el fechamiento convencional con radiocarbono, puesto que en cierto punto es imposible diferenciar entre la emisión radiactiva de la muestra y la radiación de fondo ajena a ella, a medida que la proporción señal/ruido se vuelve más y más pequeña (Bradley, 1999).

Antes de la década de los 80s, uno de los problemas para datar muestras muy viejas por métodos convencionales (contadores proporcionales de gas y centelleo líquido) es que se requiere de una gran cantidad de muestra (100 g) para obtener suficiente radiocarbono para contar su actividad de emisión β . Por otra parte, también está el riesgo de contaminación con radiocarbono moderno: si una muestra infinitesimalmente vieja tiene una contaminación incluso de 0.1% con ^{14}C moderno, dará una fecha finita de aproximadamente 55 500 años B.P. (Bradley, 1999). Por ello, en la práctica, los fechamientos con ^{14}C >45 ka antes del presente (ka B.P., por sus siglas en inglés) tienen que ser tomados con precaución. A principios de la década de los 80s el método de datación con radiocarbono tuvo una revolución con la aparición de un método que permitía medir muestras orgánicas muy pequeñas (1 mg), por medio de un acelerador acoplado a un espectrómetro de masas. Este método mide indirectamente la cantidad de ^{14}C en la muestra: en lugar de medir la emisión de partículas β , mide la concentración de iones individuales (^{12}C , ^{13}C , ^{14}C).

Los fechamientos con radiocarbono son determinaciones probabilísticas, como todas las mediciones radiométricas. La desintegración radiactiva varía aleatoriamente alrededor de un valor medio, esta incertidumbre estadística hace que una fecha absoluta única nunca pueda

ser asignada a una muestra. En lugar de ello, tenemos fechas reportadas como el punto medio de una curva de distribución probabilística de Poisson, junto con su desviación estándar, por lo que la fecha obtenida define un intervalo conocido de probabilidad. Una fecha de 5000 ± 100 años B.P. indica un 68% de probabilidad de que la verdadera edad de radiocarbono sea entre 4900 y 5100 años B.P., un 95% de probabilidad de que ésta se encuentre entre 4800 y 5200 años B.P. y un 99% de probabilidad de que se encuentre entre 4700 y 5300 años B.P. (Bradley, 1999).

La edad obtenida con el radiocarbono puede tener ciertas inconsistencias que dependen de varios factores. El primero es la contaminación de la muestra por sustancias que contengan compuestos con carbono más joven o más viejo que el de la muestra resultando en edades aparentemente más jóvenes o más viejas que la edad real. Se ha visto que la contaminación con materiales más jóvenes conduce a errores más grandes que la contaminación con material más viejo, incluso si la cantidad de contaminante es pequeña. Por otra parte, las observaciones indican que los materiales infinitamente viejos, cuya edad se encuentra más allá del rango de datación con radiocarbono, contaminados con sólo 1% de carbono moderno presentan una edad aparente de 37 ka años, mientras que una muestra de 5000 años contaminada con 20% de carbono de 16 ka años tendría una edad aparente de aproximadamente 6300 años (Bradley, 1999).

Otro factor que influye en los errores de datación con radiocarbono es el efecto de reservorio marino. El dióxido de carbono atmosférico tiende a disolverse por difusión en los primeros metros de la columna de agua, éste queda disponible entonces para el consumo de los organismos marinos durante los procesos biológicos. Cuando este carbono es utilizado y fijado por dichos organismos tiene lugar un proceso de fraccionamiento, el cual conduce a un enriquecimiento del 15‰ en la actividad del ^{14}C del bicarbonato oceánico en relación con el CO_2 atmosférico, que corresponde a una diferencia de ~ 120 años (Bradley, 1999). Sin embargo, las aguas oceánicas no están en equilibrio isotópico con la atmósfera debido a que la circulación oceánica trae continuamente a la superficie agua empobrecida en ^{14}C que se mezcla con el agua moderna. El agua profunda se empobrece en ^{14}C debido a que transcurren varios cientos de años entre el momento de su hundimiento y el momento en que vuelve a emerger a la superficie. Durante este período esta agua viaja por el fondo de las cuencas oceánicas y no tiene contacto con la atmósfera, por lo que no hay intercambio de gases entre ellas, esencial para mantener el equilibrio. En consecuencia, la edad de radiocarbono del agua superficial (edad aparente o edad del reservorio) varía geográficamente. En las bajas latitudes de todos los océanos la edad de reservorio es de ~ 400 años (Bradley, 1999), a esto debe

añadirse el efecto de reservorio local el cual varía en cada zona particular. En latitudes mayores, las edades del reservorio pueden ser mucho mayores debido a la surgencia de aguas viejas y el efecto del hielo marino, que limita el intercambio de CO₂ entre el océano y la atmósfera.

Las fechas obtenidas por el método de contenido de radiocarbono, se calibraron posteriormente en años B.P. con ayuda del programa Calib 5.0.2, para fechas menores a 22 ka, y la ecuación de Bard *et al.* (2004), para fechas mayores a 22 ka. El intervalo de edad calibrada para cada muestra se reporta dentro del margen de 1 σ (una desviación estándar) y de este intervalo se toma la media probabilística como el valor de edad calibrada a utilizar. En la calibración se utilizó el modo Marine04, usado para calibrar muestras marinas, el cual considera un efecto de reservorio global de 408 años. También se tomó en cuenta un factor de corrección para el reservorio local, cuya edad es de 456 años con un valor de ΔR de 162 ± 50 . La determinación de estos parámetros se hizo para la Bahía de Huatulco por Berger *et al.* en el año de 1966 con base en una muestra colectada en 1938 (CALIB Radiocarbon Calibration Program, Marine Reservoir Correction Database, M. Stuiver, P.J. Reimer y R. Reimer, <http://calib.qub.ac.uk/calib/>).

El método de calibración propuesto por Bard *et al.* (2004) para muestras con más de 20 ka se basa en un análisis comparativo entre las edades de radiocarbono de testas de foraminíferos planctónicos extraídos de sedimentos marinos del Margen Ibérico con dos núcleos de hielo de Groenlandia GISP2 y GRIP para edades mayores de 24 ka B.P. En edades menores hace comparaciones entre las dataciones con radiocarbono de estos foraminíferos planctónicos del Margen Ibérico y las dataciones de corales de Barbados, Mururoa y Nueva Guinea, sedimentos varvados del Lago Suigetsu y espeleotemas de las Bahamas, que en su conjunto sirvieron para construir la curva internacional de calibración INTCAL98 actualmente vigente; las comparaciones tuvieron la finalidad de evaluar el grado de ajuste con la INTCAL98, el cual resulta ser bastante bueno.

A partir de 24 ka, compara las curvas del índice de saturación de alquenonas U_{37}^K , de susceptibilidad magnética, de $\delta^{13}C$ de foraminíferos bentónicos y de $\delta^{18}O$ de foraminíferos planctónicos, obtenidas del núcleo extraído del Margen Ibérico, con las curvas de $\delta^{18}O$ de los núcleos de hielo de Groenlandia, con sus respectivas fechas calibradas en años B.P., y construye dos ecuaciones polinomiales de segundo orden para la calibración. La primera corresponde al los datos del Margen Ibérico sintonizadas con la cronología del núcleo

GISP2, mientras que la segunda corresponde a los datos del Margen Ibérico sintonizadas con la cronología del núcleo GRIP. Los valores de R^2 son 0.997 y 0.999 respectivamente.

1. $[\text{Edad Cal. años B.P.}] = -6.2724 \times 10^{-6} \times [\text{Edad } ^{14}\text{C años B.P.}]^2 + 1.3818 \times [\text{Edad } ^{14}\text{C años B.P.}] - 1388$
2. $[\text{Edad Cal. años B.P.}] = -2.5196 \times 10^{-6} \times [\text{Edad } ^{14}\text{C años B.P.}]^2 + 1.2372 \times [\text{Edad } ^{14}\text{C años B.P.}] - 175$

La calibración de las edades en el caso del núcleo MD02-2520 se hizo utilizando la ecuación número 1, ya que la cronología del núcleo GISP2 es más exacta por estar basada en el conteo de bandas anuales de deposición hasta hace 40 ka, mientras que la cronología del núcleo GRIP se basa en un modelo de flujo de hielo (Bard *et al.*, 2004). Para hacer la corrección del efecto de reservorio local a la calibración con la ecuación de Bard *et al.*, se resta la edad del reservorio, en este caso 456 años, a la edad obtenida con el radiocarbono y el resultado es el que se introduce en la fórmula de calibración.

6.4.2 Cálculo de la tasa de sedimentación

El cálculo de la tasa de sedimentación se hizo con base en las edades calibradas obtenidas de la datación con radiocarbono. Se utilizó la fórmula que se presenta a continuación para obtener la cantidad de centímetros depositados por cada mil años entre dos muestras datadas. Finalmente se obtuvo el promedio para estimar la tasa de sedimentación de todo el núcleo.

$$TS = 1000 * \frac{cm_2 - cm_1}{edad_2 - edad_1}$$

6.4.3 Construcción del modelo de edad para el núcleo MD02-2520

Para la construcción del modelo de edad se utilizó la fórmula de interpolación lineal. El modelo de edad asigna una edad calibrada en años B.P. a cada muestra del núcleo en función de las edades calibradas de las muestras datadas por radiocarbono. La fórmula de interpolación lineal se basa en el principio de que si se tienen dos puntos P_0 y P_1 , representados por las coordenadas (X_0, Y_0) y (X_1, Y_1) , se pueden calcular las coordenadas de un punto intermedio que se encuentre a lo largo de la recta que une P_0 y P_1 . Esta línea recta que une ambos puntos recibe el nombre de interpolante (Figura 32).

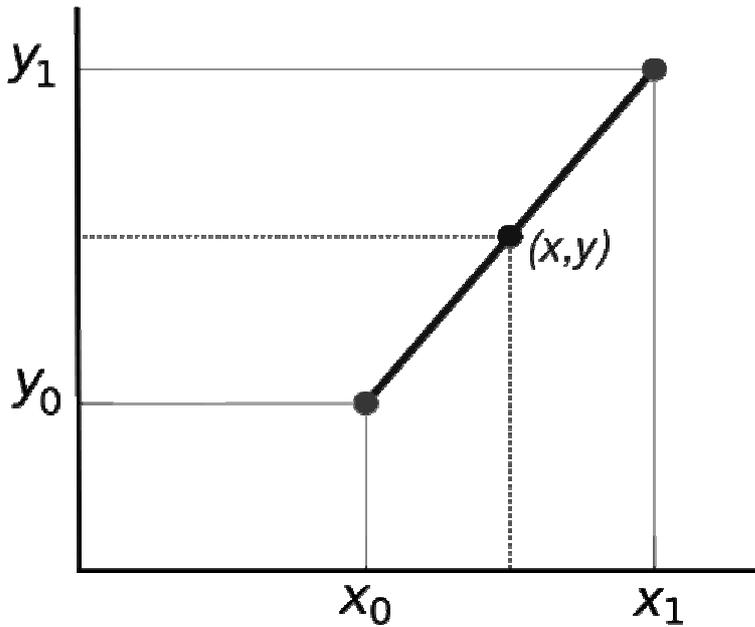


Figura 32. Línea interpolante entre los puntos (X_0, Y_0) y (X_1, Y_1) . Sobre esta línea interpolante se encuentra el punto (X, Y) , cuya posición puede calcularse mediante la fórmula de interpolación lineal.

Para cualquier valor X en el intervalo (X_0, X_1) , el valor Y a lo largo de la línea interpolante está dado por la ecuación:

$$\frac{Y - Y_0}{Y_1 - Y_0} = \frac{X - X_0}{X_1 - X_0}$$

Al resolver esta ecuación para Y , que representa nuestro valor desconocido en X , se obtiene la siguiente ecuación:

$$Y = Y_0 + (X - X_0) \frac{Y_1 - Y_0}{X_1 - X_0}$$

Esta ecuación es la fórmula para la interpolación lineal en el intervalo (X_0, X_1) . En el caso del modelo de edad Y es el valor de edad que queremos conocer para una muestra de profundidad X en el núcleo, esta muestra se encuentra dentro del intervalo (X_1, X_2) . Por otra parte, X_0 representa la muestra de posición superior en la columna estratigráfica de edad conocida Y_0 , mientras que X_1 representa la muestra de posición inferior en la columna estratigráfica de edad conocida Y_1 .

6.5 CONTENIDO DE CARBONO Y NITRÓGENO ORGÁNICOS

La determinación del contenido de C y N orgánicos (% en peso de la muestra) fue realizada por el Dr. Raja Ganeshram del Earth Sciences Institute de la Universidad de Edimburgo, analizando muestras cada cinco centímetros a lo largo de todo el núcleo.

El contenido de carbono orgánico de los sedimentos, es un indicador bastante directo de la productividad superficial en la columna de agua. La productividad es definida como el flujo de carbono desde la reserva ambiental de carbono inorgánico hacia la biomasa de los organismos donde queda fijado y, al morir éstos, en la materia orgánica que de ellos se desprende (Wefer, *et al.*, 1999). Las dimensiones en que se mide la productividad primaria son gramos de carbono por área por tiempo. De manera general, existe una relación entre la productividad en las aguas superficiales y la acumulación de carbono orgánico en los sedimentos subyacentes. En conclusión, puede esperarse que cualquier cambio en el contenido de carbono orgánico en los sedimentos indique cambios en la productividad superficial a través del tiempo (Wefer, *et al.*, 1999). Sin embargo; la relación entre la productividad superficial y el contenido de carbono orgánico en los sedimentos no es lineal. En cualquier lugar, los cambios en la tasa de sedimentación son comúnmente mucho más pequeños que los cambios en el contenido de carbono orgánico (Wefer, *et al.*, 1999). Por otra parte, cierto margen de incertidumbre puede ser atribuido a la mezcla de materia orgánica de origen terrestre en los sedimentos marinos. La mezcla de material orgánico terrestre puede ser determinada en cierta forma midiendo la proporción C/N en la materia orgánica, de la cual se puede extraer que si los valores resultantes oscilan entre 7 y 9 la productividad es de origen marino, mientras que si los valores son >15 se asume que la productividad es de origen terrestre (Wefer, *et al.*, 1999).

Para esclarecer el origen de la materia orgánica contenida en los sedimentos del núcleo MD0-2520 se obtuvo la proporción C/N de las muestras analizadas. Finalmente, las tasas de acumulación de masa (MAR) para el carbono y el nitrógeno orgánicos se obtuvieron con la fórmula utilizada por Ganeshram *et al.* (1995):

1. Corg MAR ($\text{mg cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$) = $2400 (\text{mg cm}^{-3}) \times [1 - \text{porosidad}] \times [\text{tasa de sedimentación} (\text{cm kyr}^{-1})] \times [\text{fracción de Corg}]$
2. Norg MAR ($\text{mg cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$) = $2400 (\text{mg cm}^{-3}) \times [1 - \text{porosidad}] \times [\text{tasa de sedimentación} (\text{cm kyr}^{-1})] \times [\text{fracción de Norg}]$

7. RESULTADOS

7.1. DESCRIPCIÓN DEL NÚCLEO MD02-2520

La descripción general del núcleo MD02-2520 presentada aquí, está hecha de acuerdo al Informe Técnico de la Campaña Oceanográfica MD 126/MONA, 2002. Dicho informe señala que el tipo de sedimento dominante consiste en arcilla limosa; su color es gris oliva, verde oliva y gris oliva oscuro en la parte superior del núcleo, se torna gris oscuro y negro entre los 12.00 m y 30.00 m, y oliva oscuro y gris oliva oscuro en la parte inferior del núcleo. El sedimento se presenta laminado a lo largo de casi todo el núcleo. Las laminaciones son muy finas y algunas veces existe una superposición de bandas más gruesas. Se presentan algunos intervalos ligeramente bioturbados pero son raros. Algunas capas finas ligeramente arenosas se presentan entre los 3.00 m y 12.00 m (Figura 33). Se encontraron 72 estratos con foraminíferos planctónicos en todo el núcleo, muestreado cada 10 cm, los cuales se pueden apreciar en la Figura 34. Los datos del peso de las muestras y el contenido de arena se presentan en la Tabla A1 (ver anexos).

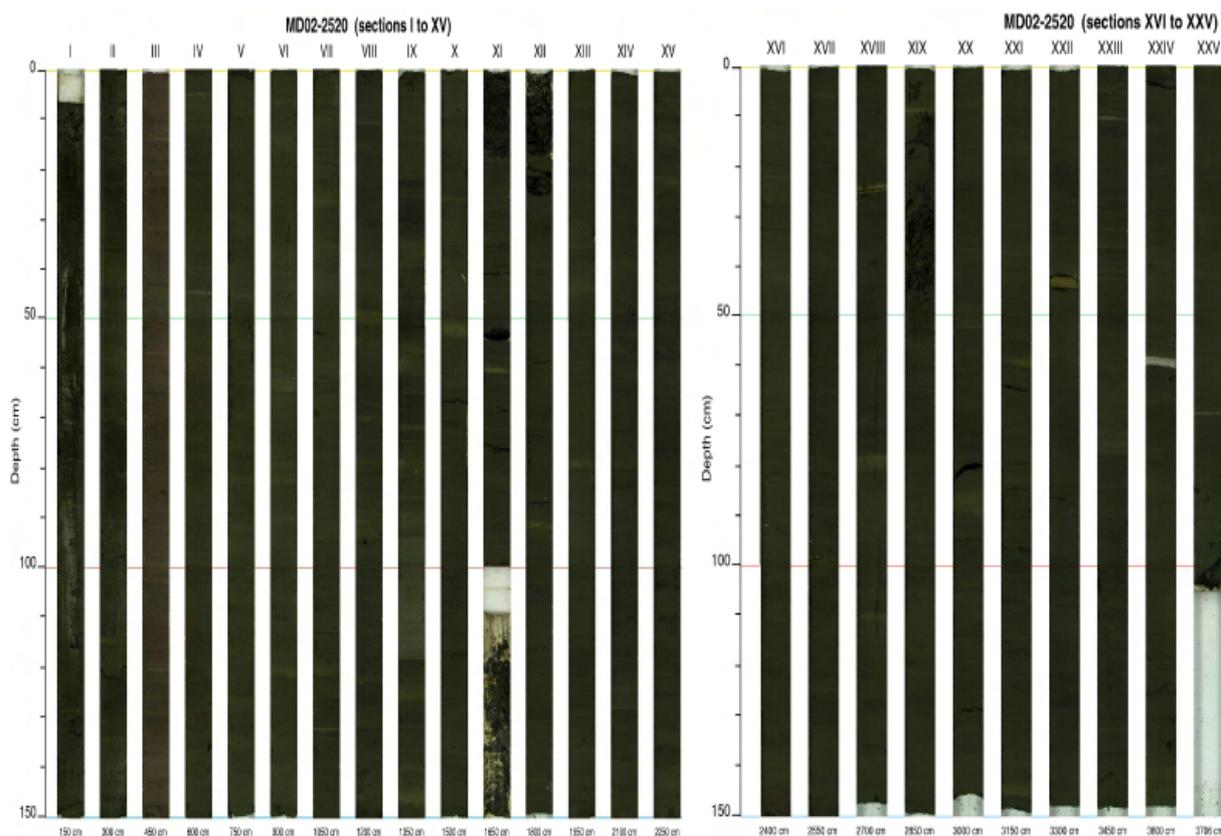


Figura 33. Fotografía de las veinticinco secciones del núcleo MD02-2520. (Tomado del Informe Técnico de la Campaña Oceanográfica MD 126/MONA, 2002).

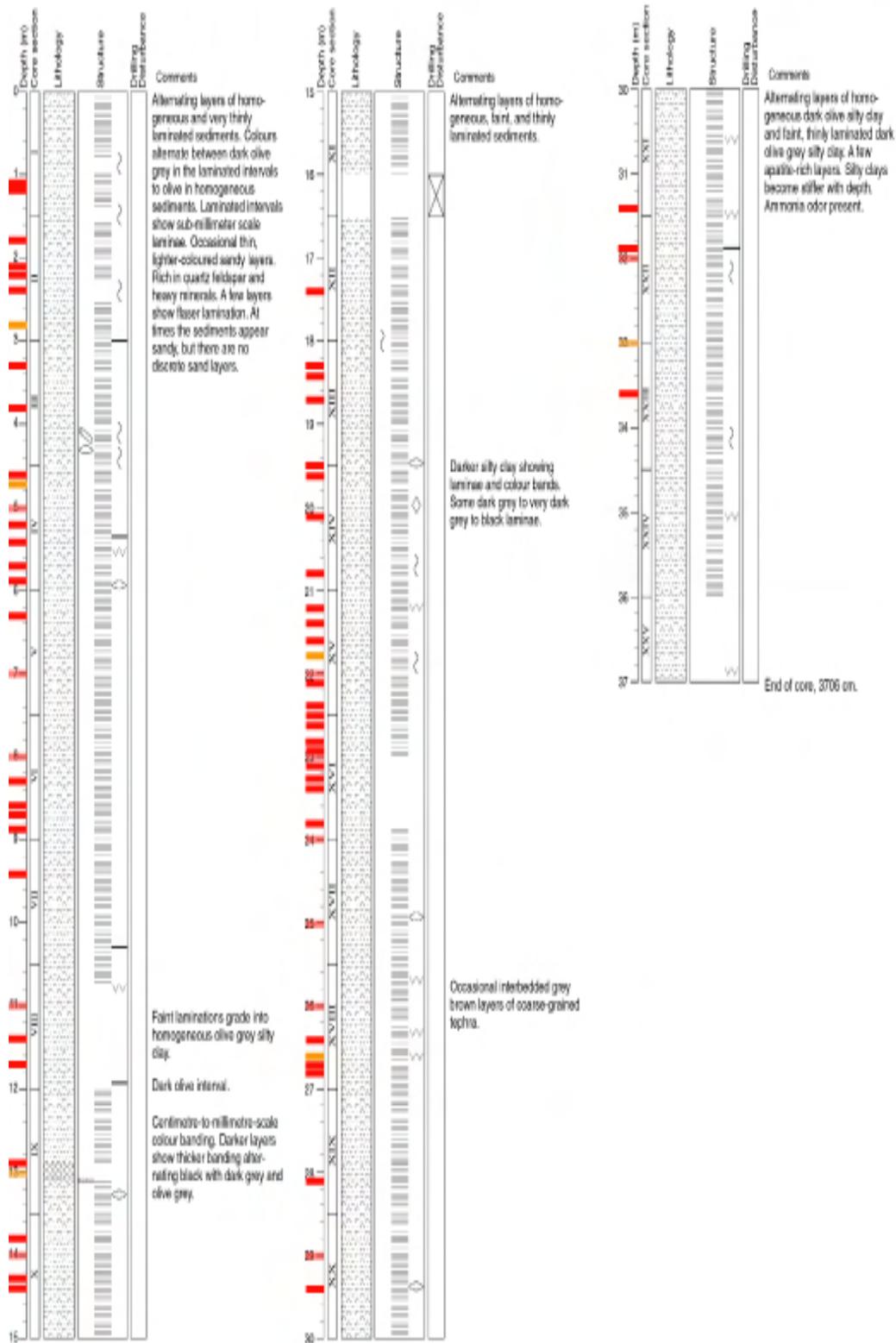


Figura 34. Perfil estratigráfico del núcleo MD02-2520. Puede observarse que la mayor parte del núcleo presenta laminaciones que parecen no responder a los ciclos glaciares e interglaciares. Se señalan con color los estratos con foraminíferos planctónicos: en rojo, estratos con más de 100 individuos por muestra; en anaranjado, estratos con menos de 100 individuos por muestra. (Modificado a partir del original en el Informe Técnico de la Campaña Oceanográfica MD 126/MONA, 2002).

7.2. MARCO CRONOESTRATIGRÁFICO

Los resultados obtenidos de la datación con radiocarbono de las 23 muestras analizadas se muestran en la Tabla 1. Se presentan además las edades calibradas y las tasas de sedimentación calculadas a partir de éstas. La tasa de sedimentación promedio calculada para todo el núcleo es de aproximadamente 0.9824 mm/año, o bien 98.24 centímetros por cada mil años, aunque esta tasa de sedimentación no es constante, cambia a través del tiempo en función de diversos factores como el acarreo de terrígenos a la región y la actividad de la surgencia en la superficie del golfo. En algunos períodos como el Holoceno la tasa de sedimentación promedio es más alta (aproximadamente 1.2483 mm/año) debido a que hay una mayor exportación de sedimentos hacia el fondo como consecuencia de la constante actividad de la surgencia eólica y a una importante descarga fluvial en la región; en otros períodos como la Deglaciación y el Último Máximo Glacial, la tasa de sedimentación promedio es más baja (aproximadamente 0.6715 mm/año), debido a una exportación menor de sedimentos hacia el fondo el cual, entre otras cosas, es atribuido, como se verá más adelante, a una actividad nula o casi nula de la surgencia eólica en el Golfo de Tehuantepec y/o a un menor aporte fluvial de sedimentos a la región.

Para el modelo de edad final, en las muestras cuyas edades de radiocarbono fueron mayores de 22 ka se utilizaron las edades calibradas obtenidas por medio de la ecuación de Bard *et al.* (2004). Los datos detallados del modelo de edad para cada una de las muestras del núcleo pueden consultarse en la Tabla A2 (ver anexos). Los resultados del modelo de edad obtenido para el núcleo MD02-2520 pueden observarse en la Gráfica 1. Por una parte, se esquematiza la relación entre la profundidad de las muestras analizadas y la respectiva edad obtenida por radiocarbono, que esquematiza la irregularidad en la tasa de deposición de sedimentos a lo largo de la columna estratigráfica entre los intervalos de edad-profundidad manejados. En particular se observa que no hay una relación estrictamente lineal entre la profundidad de las muestras en el núcleo y su edad calibrada, puesto que algunas muestras parecen ser más jóvenes de lo que se esperaría y otras parecen ser más viejas, si la relación fueran lineal todas las líneas entre profundidad y edad calibrada serían horizontales y paralelas. El patrón observado no es más que el resultado en el cambio en la tasa de sedimentación local que, por otra parte, es un buen indicador de los cambios en la productividad local, aunque también está influenciado por el aporte de material terrígeno arrastrado desde el continente por acción del viento o por acarreo fluvial. Durante algunos períodos, la productividad local parece haber sido muy intensa y, por tanto, se depositó una gran cantidad de sedimentos en el fondo marino en muy corto tiempo. Por otra parte, en épocas de productividad baja, se

depositó una menor cantidad de sedimentos en lapsos de tiempo muy prolongados. Sin embargo, el aporte de terrígenos hacia el golfo también cambia a través del tiempo, y dicho aporte es independiente a la productividad oceánica y puede afectar de forma importante la tasa de acumulación de masa a lo largo del núcleo. Estas desigualdades en la cantidad de sedimentos depositados en un período de tiempo determinado es lo que ocasiona el efecto visual de “acordeón” observado en la Gráfica 1.

Tabla 1. Datación del núcleo MD02-2520. (a) Edades de radiocarbono obtenidas para 23 muestras del núcleo MD02-252 a partir de materia orgánica. Se presentan en la tabla las muestras analizadas de acuerdo a su profundidad sin corregir en el núcleo. Las edades de radiocarbono se presentan con el margen de error de una desviación estándar (1σ). Se especifica en cada caso el método de calibración utilizado. (b) Se presentan las edades calibradas para las muestras mayores a 22 000 años mediante la ecuación 1 de Bard *et al.* (2004), en este método se efectuó una corrección por el efecto del reservorio local de 456 ± 50 años a la edad obtenida del radiocarbono. (c) Se presenta la edad calibrada para cada muestra analizada en el núcleo y el cálculo de la tasa de sedimentación expresada en centímetros por cada mil años (cm/ka); la profundidad ha sido corregida para neutralizar los errores causados por los huecos de aire formados durante la extracción del núcleo, los datos en recuadro fueron tomados del trabajo de Blanchet (2006) sobre este mismo núcleo, en el cual las dataciones fueron realizadas a partir de testas de foraminíferos planctónicos. **Nota:** Las edades de radiocarbono de las 23 muestras datadas en materia orgánica fueron proporcionadas por el Dr. Raja Ganeshram del Earth Science Institute de la Universidad de Edimburgo.

a

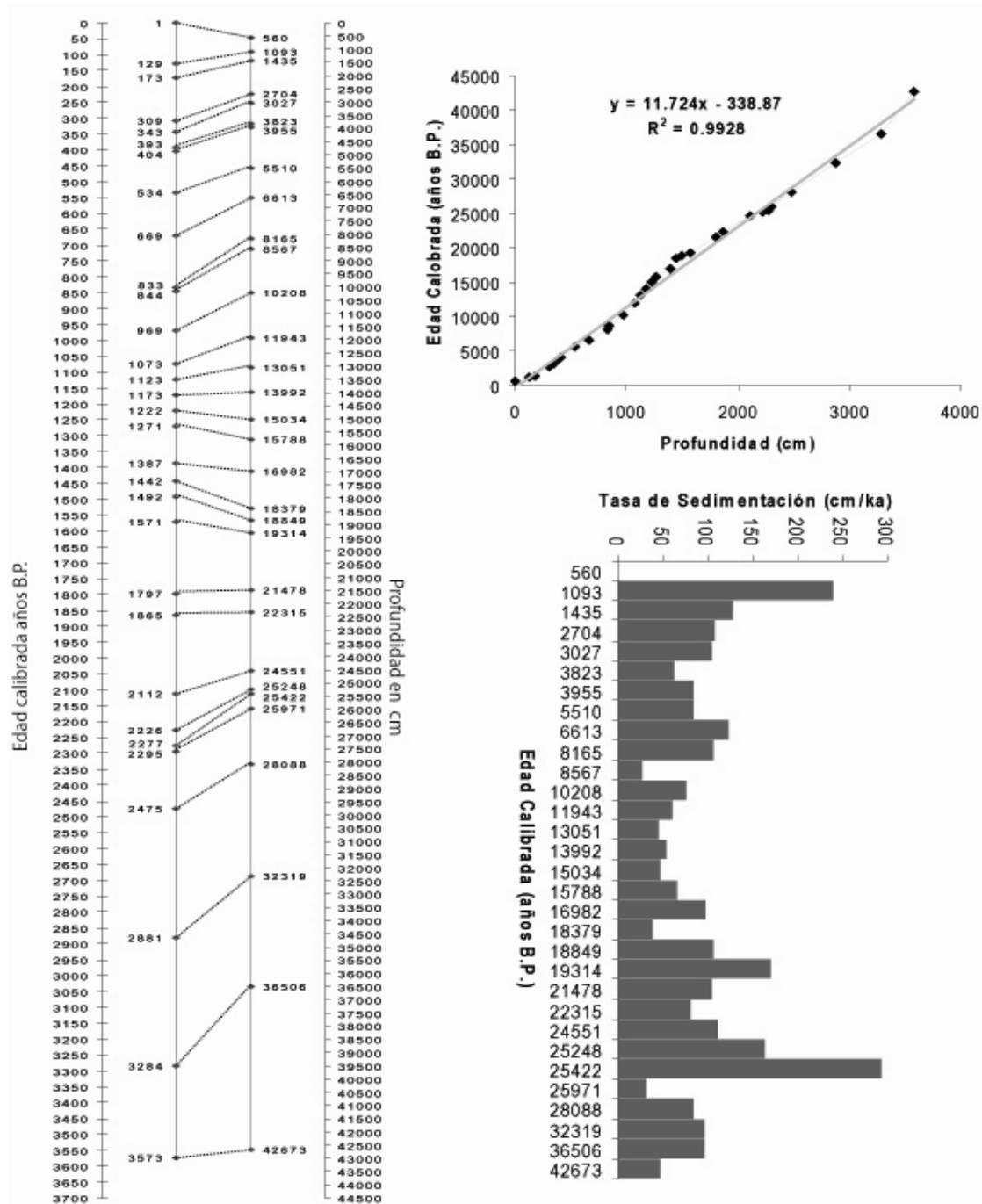
Profundidad (cm)	% moderno	% error moderno (1σ)	Edad 14C	Error (1σ)	Prof. Corr. (cm)	Edad Cal (años B.P.)	Método
8-9			1063	24	1	515	Calib5
136-137	81.35	0.38	1658	37	129	1048	Calib5
316-317	68.42	0.30	3048	36	309	2645	Calib5
411-412	60.14	0.28	4084	38	404	3907	Calib5
541-542	52.05	0.26	5246	41	534	5442	Calib5
676-677	45.67	0.24	6295	43	669	6564	Calib5
851-852	35.88	0.25	8233	55	844	8535	Calib5
976-977	30.72	0.24	9480	63	969	10155	Calib5
1081-1082	26.19	0.27	10764	82	1073	11865	Calib5
1131-1132	23.46	0.25	11648	86	1123	13007	Calib5
1181-1182	20.67	0.25	12662	99	1173	13954	Calib5
1231-1232	19.15	0.26	13279	108	1222	14976	Calib5
1356-1357	15.94	0.26	14750	133	1387	16947	Calib5
1411-1412	14.36	0.27	15588	149	1442	18310	Calib5
1461-1462	13.57	0.27	16046	158	1492	18795	Calib5
1531-1532	12.58	0.27	16652	172	1571	19255	Calib5
1811-1812	9.89	0.28	18589	224	1797	21394	Calib5
2126-2127	7.16	0.28	21177	316	2112	24551	Bard et al.
2291-2292			21957	349	2277	25422	Bard et al.
2491-2492	4.80	0.29	24387	480	2475	28088	Bard et al.
2901-2902	2.92	0.29	28392	803	2881	32319	Bard et al.
3306-3307			32557	1363	3284	36506	Bard et al.
3596-3597	0.77	0.30	39133	3116	3573	42673	Bard et al.

b

Profundidad Corregida (cm)	Edad 14C	\pm error (1σ)	Menos edad del reservorio local = 456	± 50	Bard et al. Eq1
2112	21177	316	20721	366	24551
2277	21957	349	21501	399	25422
2475	24387	480	23931	530	28088
2881	28392	803	27936	853	32319
3284	32557	1363	32101	1413	36506
3573	39133	3116	38677	3166	42673

c

Profundidad Corregida (cm)	Edad Calibrada (años B.P.)	Tasa Sedimentación (cm/ka)
1	560	1.79
129	1093	240.15
173	1435	128.65
309	2704	107.21
343	3027	105.10
393	3823	62.81
404	3955	83.65
534	5510	83.60
669	6613	122.34
833	8165	105.67
844	8567	27.36
969	10208	76.17
1073	11943	59.94
1123	13051	45.15
1173	13992	53.13
1222	15034	47.00
1271	15788	64.99
1387	16982	97.19
1442	18379	39.37
1492	18849	106.27
1571	19314	170.08
1797	21478	104.41
1865	22315	81.24
2112	24551	110.46
2226	25248	163.60
2277	25422	292.44
2295	25971	32.81
2475	28088	85.04
2881	32319	95.95
3284	36506	96.26
3573	42673	46.86



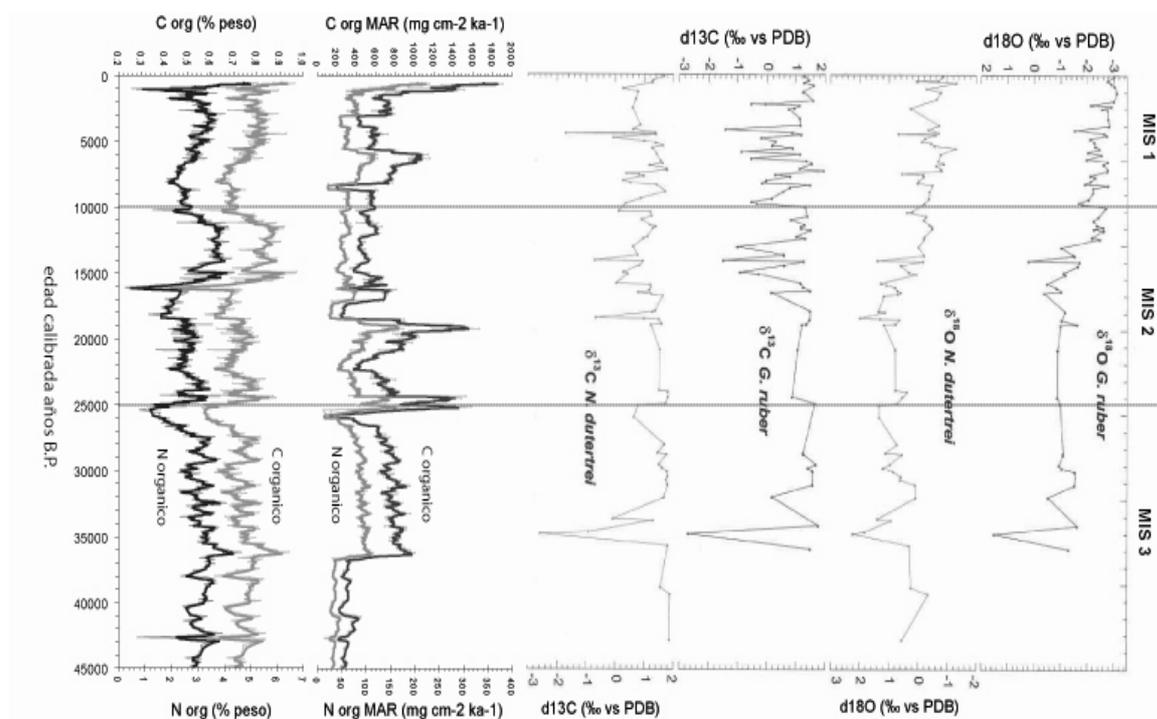
Además, se presenta también la recta de correlación entre la profundidad y la edad calibrada, la cual está representada por la ecuación $y = 12.558x - 951.71$ con coeficiente de correlación $R^2 = 0.9841$. Esto indica una estrecha correlación entre la profundidad de los sedimentos a lo largo de la columna estratigráfica y su respectiva edad, sugiriendo que las edades obtenidas son coherentes y reflejan con bastante exactitud la antigüedad real de los estratos analizados. Por otra parte, se observa que, excepto algunos eventos puntuales, la tasa de sedimentación local se ha mantenido dentro de un intervalo de 50 a 170 cm/ka a lo largo del Holoceno y el Pleistoceno Tardío. Se puede apreciar claramente una disminución en dicha tasa alrededor del último máximo glacial y principios de la deglaciación, aproximadamente entre los 18.3 y 13 ka B.P. Igualmente, se pueden apreciar dos picos de máxima deposición en dos puntos, uno hacia 1048 años B.P. y el otro hacia 25.1 ka B.P., este último asociado a la transición entre el evento Heinrich 2 (H2) y el evento Dansgaard-Oeschger número 2 (DO2), como se verá más adelante.

7.3. REGISTROS DE ISÓTOPOS ESTABLES Y CARBONO Y NITRÓGENO ORGÁNICOS

Los datos de los isótopos estables y el contenido de carbono orgánico se presentan en la Gráfica 2. Los análisis de contenido de C y N orgánicos se realizaron a partir de la materia orgánica, mientras que los análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ fueron realizados a partir del análisis del carbonato que conforma las testas de dos especies de foraminíferos planctónicos: *Neogloboquadrina dutertrei*, que es habitante de la termoclina en profundidades intermedias, y *Globigerinoides ruber* que es habitante de la capa de mezcla cerca de la superficie. En la gráfica, además, se muestran los límites entre los estadios isotópicos marinos MIS-1 (10 ka B.P. hasta el presente), MIS-2 (25 a 10 ka B.P.) y MIS-3 (59 a 25 ka B.P.). Los datos de C y N orgánicos, fueron proporcionados por el Dr. Raja Ganeshram del Earth Science Institute de la Universidad de Edimburgo y los resultados referentes a las tasas de acumulación de masa se presentan en la Tabla A3 (ver anexos); los datos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ fueron obtenidos por la Dra. Lawrence Vidal del Centro Europeo de Investigación y Enseñanza de Geociencias del Ambiente (CEREGE), las curvas aquí presentadas de estos dos isótopos fueron tomadas y modificadas de Blanchet (2006).

Puede observarse que, en general, los registros de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ varían en forma relativamente paralela entre sí a lo largo de todo el núcleo, aunque el registro de $\delta^{18}\text{O}$ presenta una notable tendencia hacia valores negativos que inicia alrededor de 14 ka B.P. y continúa incrementando hasta el presente. En particular, se observa que el registro de $\delta^{18}\text{O}$ presenta

variaciones similares entre la termoclina y la capa de mezcla. Por su parte, el registro de $\delta^{13}\text{C}$ parece ser ligeramente más estable en la termoclina que en la capa de mezcla desde el UMG (18 ka B.P.) hasta el presente. Los registros de % C y N orgánico varían paralelamente a lo largo de todo el núcleo, lo cual es de esperarse ya que ambos forman parte de la materia orgánica que conforma a los seres vivos, aunque en diferente proporción, por lo que cualquier cambio en la cantidad de materia orgánica afectará la cantidad de ambos elementos por igual. En todos los registros, los puntos de cambio más notable en la tendencia de las curvas se presentan hacia los 36, 25, 18, 14, 10 y 5 ka B.P. Algunos de estos cambios, como ya se vio, coinciden con los límites entre grandes estadios climáticos, los demás, como se verá más adelante, coinciden con oscilaciones climáticas a escala milenaria.



Gráfica 2. Curvas de isótopos estables y contenido de C y N orgánicos del núcleo MD02-2520. El contenido de C y N orgánicos fue medido en la materia orgánica de los sedimentos y se presentan en unidades de por ciento en peso, además, se grafican las respectivas tasas de acumulación (MAR) en unidades de $\text{mg cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$; el $\delta^{13}\text{C}$ y el $\delta^{18}\text{O}$ fueron medidos en dos especies de foraminíferos planctónicos, *Neogloboquadrina dutertrei* (habitante de la termoclina) y *Globigerinoides ruber*, (habitante de la capa de mezcla) de ahí que presenten menor resolución que las curvas anteriores debido a la irregular distribución de estos organismos a lo largo del núcleo. Estos deltas se determinan en función de la diferencia de contenido de los respectivos isótopos de la muestra con relación al estándar, que en ambos casos es la Belemnita Peedee, de ahí las siglas PDB. En la gráfica se representan los límites entre los tres diferentes estadios isotópicos marinos (MIS) que abarca el núcleo, el límite entre el MIS-1 y el MIS-2 hace 10 ka también representa el límite entre los períodos geológicos Holoceno y Pleistoceno; el límite entre el MIS-2 y el MIS-3 hace 25 ka representa el límite entre el último estadal (frío de 25 a 10 ka) y el último interstadial (relativamente cálido, de 59 a 25 ka) del último ciclo glacial. **Nota:** Los datos de % de C y N orgánicos fueron proporcionados por el Dr. Raja Ganeshram del Earth Science Institute de la Universidad de Edimburgo; los datos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ fueron proporcionados por la Dra. Lawrence Vidal del Centro Europeo de Investigación y Enseñanza de Geociencias del Ambiente (CEREGE), las curvas aquí presentadas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ fueron modificadas de Blanchet (2006).

La diferencia en la resolución de las curvas isotópicas se debe a que los análisis realizados a partir de testas de foraminíferos planctónicos dependen de que haya suficiente cantidad de organismos de las especies requeridas en las muestras para poder efectuar los dos análisis isotópicos; la cantidad de organismos, por su parte, depende en primera instancia de la productividad superficial, luego, de la disolución que sufran las testas durante su descenso a través de la columna de agua y, finalmente, de qué tan buena sea la preservación durante el proceso de enterramiento en los sedimentos.

7.4. ESPECIES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Se obtuvo un total de 22 especies de foraminíferos planctónicos, correspondientes a 2 superfamilias, 5 familias, 4 subfamilias y 11 géneros; todas las especies encontradas viven aún en la actualidad. Estas especies fueron identificadas con base en bibliografía especializada. La determinación taxonómica a nivel supraespecífico fue realizada con base en el tratado de Loeblich y Tappan (1998). La determinación a nivel de especie fue realizada a partir de las descripciones de Kennett y Srinivasan, (1983), y se presentan las referencias a las láminas y figuras de este catálogo.

Reino: **Protista** Goldfuss, 1821
 Phylum: **Granuloreticulosa** Schamarda, 1871
 Clase: **Foraminifera** Loeblich & Tappan, 1992
 Orden: **Foraminiferida** Eichwald, 1830
 Suborden: **Globigerinina** Delage & Hérouard, 1896

Superfamilia: **Globigerinacea** Carpenter, Parker & Jones, 1862

Familia: **Globigerinidae** Carpenter, Parker & Jones, 1862
Subfamilia: **Globigerininae** Carpenter, Parker & Jones, 1862
 Género: **Globigerina** d'Orbigny, 1826
 Especies: *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826; lám. 6, fig. 4-6
Globigerina falconensis Blow, 1959; lám. 7, fig. 4-6
Globigerina quinqueloba Natland, 1938; lám. 5, fig. 4-6
Globigerina rubescens Hofker, 1956; lám. 9, fig. 7-9
 Género: **Globigerinella** Cushman, 1927
 Especies: *Globigerinella aequilateralis* Parker, 1962; lám. 60, fig. 4-6
Globigerinella calida (Parker, 1962); lám. 60, fig. 7-9

Género: **Globigerinoides** Cushman, 1927
Especies: *Globigerinoides quadrilobatus* (d' Orbigny, 1846); lám. 14, fig. 1-3
Globigerinoides ruber (d' Orbigny, 1939); lám. 17, fig. 1-3
Globigerinoides sacculifer (Brady, 1877); lám. 14, fig. 4-6
Globigerinoides tenellus Parker, 1958; lám. 17, fig. 7-9

Subfamilia: **Orbulininae** Schultze, 1854

Género: **Orbulina** d'Orbigny, 1839

Especie: *Orbulina universa* d' Orbigny, 1839; lám. 20, fig. 4-6

Familia: **Hastigerinidae** Bolli, Loeblich & Tappan, 1954

Género: **Hastigerina** Thomson, 1876

Especie: *Hastigerina pelagica* (d' Orbigny, 1839); lám. 61, fig. 3-5

Superfamilia: **Globorotaliacea** Cushman, 1927

Familia: **Globorotaliidae** Cushman, 1927

Género: **Globorotalia** Cushman, 1927

Especies: *Globorotalia menardii* (Parker, Jones & Brady, 1865); lám. 29, fig. 1-3

Globorotalia theyeri Fleisher, 1974; lám. 33, fig. 1-3

Género: **Neogloboquadrina** Bandy, Frerichs & Vincent, 1967

Especies: *Neogloboquadrina dutertrei* (d' Orbigny, 1839); lám. 48, fig. 7-9

Neogloboquadrina pachyderma (Ehrenberg, 1861); lám. 47, fig. 6-8

Familia: **Candeinidae** Cushman, 1927

Subfamilia: **Globigerinitinae** Bermúdez, 1961

Género: **Globigerinita** Brönnimann, 1951

Especie: *Globigerinita glutinata* (Egger, 1893); lám. 56, fig. 3-5

Globigerinita parkerae (Bermudez, 1961); lám. 57, fig. 1-3

Globigerinita uvula (Ehrenberg, 1861); lám. 56, fig. 6-8

Subfamilia: **Candeininae** Cushman, 1927

Género: **Candeina** d'Orbigny, 1839

Especie: *Candeina nitida* d' Orbigny, 1839; lám. 57, fig. 6-7

Familia: **Pulleniatinidae** Cushman, 1927
Género: **Pulleniatina** Cushman, 1927
Especie: *Pulleniatina obliquiloculata* (Parker & Jones, 1865); lám. 50, fig. 6-9

Familia: **Catapsidae** Bolli, Loeblich & Tappan, 1957
Género: **Globorotaloides** Bolli, 1957
Especie: *Globorotaloides hexagona* (Natland, 1938); lám. 54, fig. 3-5

7.5. ECOLOGÍA DE LAS COMUNIDADES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS DEL GOLFO DE TEHUANTEPEC CON BASE EN LAS ESPECIES MÁS ABUNDANTES

Actualmente las aguas del Golfo de Tehuantepec están dominadas por cinco especies de foraminíferos planctónicos (Machain-Castillo, *et al.*, 2008). Las comunidades de foraminíferos planctónicos en el Golfo de Tehuantepec presentan sucesión de tipo estacional como consecuencia de la advección alternada de masas de agua fría y cálida a la región, en respuesta al desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y a la acción de los vientos del norte (Machain-Castillo, *et al.*, 2008).

Las masas de agua cálida presentan comunidades típicamente tropicales dominadas por especies como *Neogloboquadrina dutertrei* y *Globorotalia menardii* que viven en los giros de agua ecuatorial (Machain-Castillo, *et al.*, 2008; Sautter y Sancetta, 1992). Estas masas de agua arriban al golfo durante el verano cuando la ZCIT se encuentra en su posición más hacia el norte y vienen transportadas principalmente por la Corriente Costera de Costa Rica (Molina-Cruz y Martínez-López, 1994). Las masas de agua fría, en cambio, son traídas en las capas intermedias al golfo durante el invierno por la Corriente de California, cuando la ZCIT está en su posición más hacia el sur (Molina-Cruz y Martínez López, 1994). Sin embargo, el proceso de surgencia es una fuente muy importante de masas de agua fría a la superficie del golfo durante el invierno. En estas condiciones la comunidad que se establece corresponde principalmente a *Globigerina bulloides* (Machain-Castillo *et al.*, 2008; Sautter y Sancetta, 1992), que florece durante toda esta época y es una indicadora de la alta productividad general que hay en todo el golfo, y *Globigerinita glutinata* que florece intensamente a lo largo del eje de la surgencia mientras ésta está operando (Machain-Castillo *et al.*, 2008).

7.5.1. *Globigerinita glutinata*

Es una especie no espinosa de condiciones subtropicales a subpolares, su distribución vertical comprende rangos de profundidad superficiales a intermedios (0-100 m); se alimenta de fitoplancton, principalmente diatomeas aunque también crisófitas. Presenta una amplia distribución en los océanos, puede vivir en intervalos de temperatura entre 5° y 30° C, y intervalos de salinidad entre 34 y 37 ups. Esta especie prefiere vivir en la zona de turbulencia superficial y subsuperficial, cuando la mezcla vertical en zonas de surgencia lleva la termoclina y la nutriclina hacia la zona fótica (Arellano-Torres, 2003; Machain-Castillo *et al.*, 2008; Sautter y Sancetta, 1992; Watkins *et al.* 1996). Es la segunda especie más abundante en el Golfo de Tehuantepec (21.23% del total en asociaciones recientes según Machain-Castillo *et al.*, 2008), muestra abundancias elevadas en la porción central del golfo, se encuentra en el eje de la surgencia, y en los bordes del giro ciclónico frío de alta productividad localizado al este del golfo (en asociaciones recientes según Machain-Castillo *et al.*, 2008). Al parecer esta especie puede tolerar la turbulencia ocasionada por el viento y la surgencia, y aprovecha los abundantes nutrientes traídos a la superficie. Actualmente florece durante los eventos de surgencia que se presentan en la época de invierno. En el núcleo se encuentra mejor representada en la mitad superior, durante el período correspondiente al Holoceno, lo que sería un indicador de que las surgencias operan de forma particularmente intensa en la zona durante este período. Sus niveles de abundancia relativa incrementan ligeramente hacia la porción final del núcleo, en la primera mitad del MIS-3 que es un interstadial cálido, esto indicaría que la surgencia podría haber estado operando en esta época cálida, cuyas condiciones oceánicas podrían haber sido similares a las de la actualidad.

7.5.2. *Globigerina bulloides*

Es una especie espinosa que se distribuye en gradientes templados a subpolares, su rango de distribución vertical es de profundidades intermedias (50-100 m); su dieta se constituye principalmente de zooplancton y carece de simbioses. Tolera el intervalo global de temperatura entre 0° y 30° C, y su intervalo de salinidad oscila entre 34 y 37 ups. Se ha observado que tiene preferencia por ambientes productivos y es un indicador mundial de alta productividad, está presente todo el año en lugares que presentan estacionalmente aguas ricas en alimento (Bé y Hamlin, 1967; Machain-Castillo *et al.*, 2008; Sautter y Sancetta, 1992). Es la especie más abundante en el golfo (21.32% del total en asociaciones recientes según Machain-Castillo *et al.*, 2008), las abundancias mínimas se aprecian en las regiones central y sureste (Machain-Castillo *et al.*, 2008). Su abundancia relativa a lo largo del núcleo

es bastante homogénea, indicando que la alta productividad de la zona tendría una historia que se remonta más allá del Holoceno; por lo que, además de la surgencia eólica, podría haber influencia de otros factores independientes a ésta contribuyendo a mantener elevada la productividad local.

7.5.3. *Globigerinoides ruber*

Es una especie espinosa, con distribución tropical a subtropical, cuya distribución vertical es superficial en la columna de agua (0-50 m); su dieta se basa en el consumo de zooplancton y puede tener dinoflagelados como simbioses. Vive óptimamente en temperaturas entre 25° y 29° C y su intervalo de salinidad se encuentra entre 22 y 37.4 ups e indica condiciones oligotróficas de la columna de agua (Arellano-Torres, 2003; Jones, 1967, Sautter y Sancetta, 1992; Watkins *et al.*, 1996). Esta especie tiende a florecer y dominar cuando la capa de mezcla está bien desarrollada y se extiende por debajo de la zona fótica, (Andreasen y Ravleio, 1997; Ravelo *et al.*, 1990). Es la quinta especie más abundante en el golfo (9.48% del total en asociaciones recientes según Machain-Castillo *et al.*, 2008). A lo largo del núcleo se presentan mayores abundancias relativas en la porción correspondiente al Holoceno. En la actualidad, esta especie abunda principalmente durante la primavera tardía y principios del verano (Machain-Castillo, comunicación personal), cuando predominan condiciones cálidas y oligotróficas en las masas de agua del Golfo de Tehuantepec. La disminución en su abundancia relativa durante el Pleistoceno Tardío, podría indicar que durante la última era glacial, la diferencia de temperatura entre el invierno y el verano era menor que la actual y que, las temperaturas superficiales en la región eran relativamente frías aún durante el verano. Por otra parte, existiría también un menor contraste por la falta de surgencias en el golfo, que además, disminuiría la mezcla vertical. En los lapsos en que presenta mayor abundancia, podría ser indicadora de una capa de mezcla bien desarrollada durante una buena parte del año (Ravelo *et al.*, 1990).

7.5.4. *Neogloboquadrina dutertrei*

Es una especie no espinosa que prefiere ambientes tropicales a subtropicales, habita en intervalos de profundidad intermedia (80-100 m); tiene una dieta herbívora basada principalmente en diatomeas y puede presentar como simbioses facultativos a las mismas diatomeas o a crisófitas. Soporta un intervalo de temperatura entre 15° y 20° C y su intervalo de salinidad es estrecho, alrededor de los 35ups (Arellano-Torres; 2003; Bé y Hamlin, 1967; Jones, 1967; Machain-Castillo *et al.*, 2008; Sautter y Sancetta, 1992; Watkins *et al.*, 1996). Es

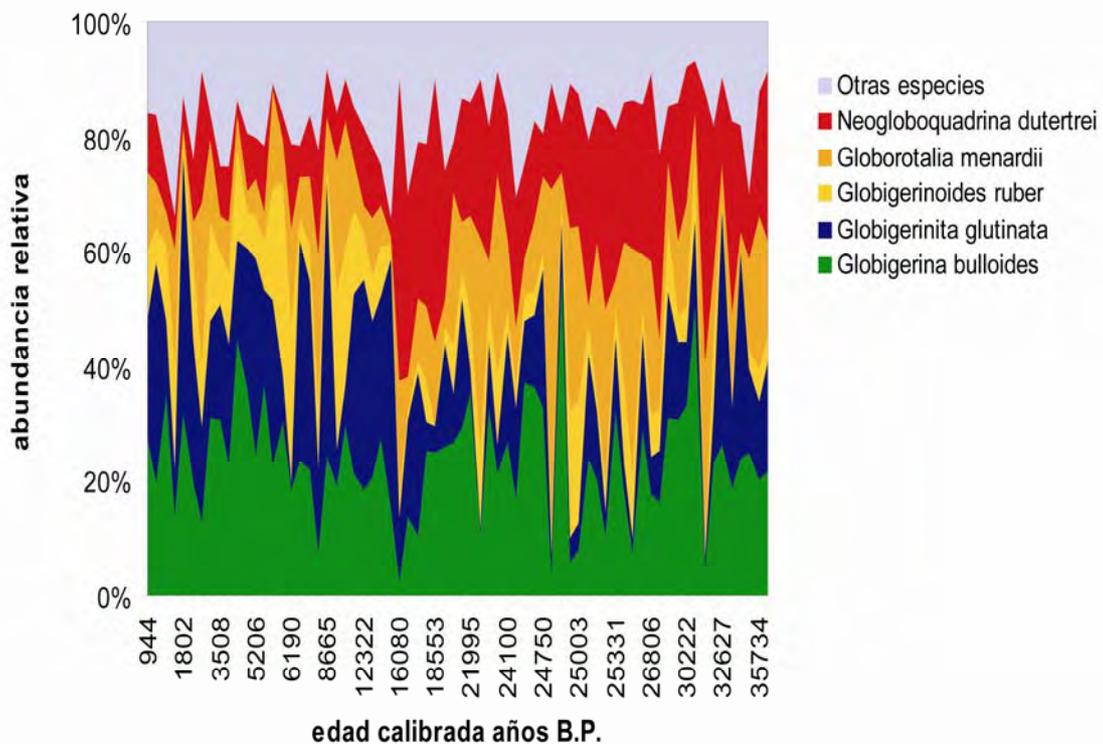
una especie que se concentra en intervalos de profundidad estrechos dentro de la termoclina y que tiende a florecer cuando la termoclina y la nutriclina suben hasta encontrarse dentro de la zona fótica, donde la concentración de clorofila es máxima, en condiciones de alta productividad primaria (Andreasen y Ravleø, 1997; Ravelo *et al.*, 1990); por ello, algunos autores la consideran una especie asociada a zonas de alta productividad (Andreasen y Ravleø, 1997; Loubere *et al.*, 2007; Ravelo *et al.*, 1990; Thunell y Reynolds, 1984). Es la tercera especie más abundante en el golfo (16.15% del total en asociaciones recientes según Machain-Castillo *et al.*, 2008), presenta máximas abundancias en la región este del golfo (Machain-Castillo *et al.*, 2008). Actualmente florece en el golfo durante el verano. Su abundancia relativa en el núcleo aumenta notoriamente durante el Pleistoceno Tardío, particularmente en los períodos fríos como el último máximo glacial y algunos de los eventos Heinrich, en que la surgencia del Golfo de Tehuantepec estaba probablemente suprimida, indicando que imperaban condiciones de termoclina somera en el Golfo de Tehuantepec con columna de agua estratificada.

7.5.5. *Globorotalia menardii*

Es una especie no espinosa con distribución netamente tropical, su distribución vertical oscila en intervalos superficiales a intermedios (0-100 m) y dependen de su estadio de desarrollo, los juveniles se distribuyen hacia la superficie y los adultos hacia el fondo; se alimenta de fitoplancton y puede presentar diatomeas o crisófitas como simbiontes facultativos. La temperatura óptima a la cual se desarrolla es entre 22° y 27° C, y gusta de salinidades normales de alrededor de 35 ups. Es una especie que prefiere las aguas estratificadas para vivir y es común alrededor de los giros subtropicales ciclónicos (Arellano-Torres, 2003; Bé y Hamlin, 1967; Machain-Castillo *et al.*, 2008; Watkins *et al.*, 1996). Florece principalmente cuando la termoclina se encuentra dentro de la zona fótica en la región de máxima clorofila (Andreasen y Ravleø, 1997; Ravelo *et al.*, 1990) y es una consistente indicadora de condiciones de termoclina somera (Martínez *et al.*, 2007); por ello, al igual que la especie anterior, algunos autores la asocian a los flancos de zonas de surgencia (Thunell y Reynolds, 1984). Es la cuarta especie más abundante en el Golfo de Tehuantepec (15.64% del total en asociaciones recientes según Machain-Castillo *et al.*, 2008). Presenta sus máximas abundancias en las regiones noroeste y sureste, mientras que tiende a decrecer en la región central del golfo (Machain-Castillo *et al.*, 2008). Actualmente, florece en el golfo durante el verano. La distribución de *G. menardii* a lo largo del núcleo es muy similar a la de *N. dutertrei*, y nos estaría dando una información muy similar a la de esta especie acerca de la estratificación de la columna de agua.

7.6. ABUNDANCIAS RELATIVAS DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

De las 22 especies que se presentan a lo largo del núcleo, cinco de ellas son dominantes en todos los niveles de profundidad, aunque su grado de dominancia varía de un nivel a otro como consecuencia de los cambios en las condiciones de la columna de agua a través del tiempo. Estas especies concuerdan con aquéllas reportadas como dominantes en el Golfo de Tehuantepec en la actualidad, detalladas en el apartado anterior: *Globigerina bulloides*, *Globigerinita glutinata*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globorotalia menardii* y *Globigerinoides ruber* (Gráfica 3). De todas ellas, *G. bulloides* es la que conserva una distribución más homogénea en todo el núcleo con una abundancia relativa promedio (ARP) de $23.51\% \pm 10.44\%$ (d. e.); *G. glutinata* es más abundante en la primera porción del núcleo y tiene una ARP de $17.21\% \pm 11.76\%$ (d. e.), *G. ruber* también tiene una abundancia ligeramente mayor en la primera mitad del núcleo y su ARP es $8.92\% \pm 7.03\%$ (d. e.). Por su parte, *N. dutertrei* y *G. menardii* presentan una mayor abundancia hacia la segunda porción del núcleo, sus ARP son de $18.20\% \pm 11.10\%$ (d. e.) y $14.84\% \pm 11.02\%$ (d. e.) respectivamente.



Gráfica 3. Abundancias relativas de las cinco especies dominantes de foraminíferos planctónicos a lo largo del núcleo MD02-2520. Se grafica también la abundancia conjunta del resto de las especies en el núcleo
Nota: sólo se grafican los estratos con foraminíferos.

Las especies que presentaron una ARP menor de 5% pero mayor que 1% son: *Neogloboquadrina pachyderma* (4.31% \pm 4.44% (d. e.)), *Globigerina falconensis* (3.60% \pm 2.51), *Globigerinoides quadrilobatus* (1.87% \pm 2.77% (d. e.)), *Globigerinita parkerae* (1.22% \pm 1.38% (d. e.)) y *Globigerina rubescens* (1.12% \pm 1.53 (d. e.)). Finalmente, las especies con ARP menores que 1% son: *Globigerinella aequilateralis* (0.92% \pm 1.05% (d. e.)), *Globigerinita uvula* (0.81% \pm 1.10% (d. e.)), *Globigerina quinqueloba* (0.71% \pm 1.22% (d. e.)), *Orbulina universa* (0.63% \pm 0.88% (d. e.)), *Globigerinoides tenellus* (0.50% \pm 1.034% (d. e.)), *Globorotaloides hexagona* (0.44% \pm 0.58% (d. e.)), *Hastigerina pelagica* (0.35% \pm 0.58% (d. e.)), *Globigerinoides sacculifer* (0.32% \pm 0.69% (d. e.)), *Globigerinella calida* (0.29% \pm 0.40% (d. e.)), *Pulleniatina obliquiloculata* (0.17% \pm 0.31% (d. e.)), *Globorotalia theyeri* (0.04% \pm 0.12% (d. e.)), *Candeina nitida* (0.01% \pm 0.07% (d. e.)) y; los valores de abundancias absolutas, abundancias por gramo y abundancias relativas se presentan en las Tablas A4, A5 y A6 respectivamente (ver anexos).

7.7. DISTRIBUCIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LAS COMUNIDADES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

El análisis de factores identifica la presencia de tres factores principales a lo largo del núcleo para las asociaciones de foraminíferos planctónicos que explican el 88.28% de la varianza total del núcleo (Gráfica 4). Estos tres factores fueron elegidos en primer lugar por su grado de significancia estadística y en segundo lugar por ser los más adecuados en términos ecológicos para explicar el comportamiento de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en el núcleo MD02-2520, pues se han identificado asociaciones similares de foraminíferos planctónicos en otros núcleos extraídos del Golfo de Tehuantepec (Arellano-Torres, 2001 y 2003), así como en muestras de sedimentos superficiales a lo largo del golfo (Machain-Castillo *et al.*, 2008), y en muestras estacionales colectadas por medio de trampas de sedimentos (Machain-Castillo, comunicación personal).

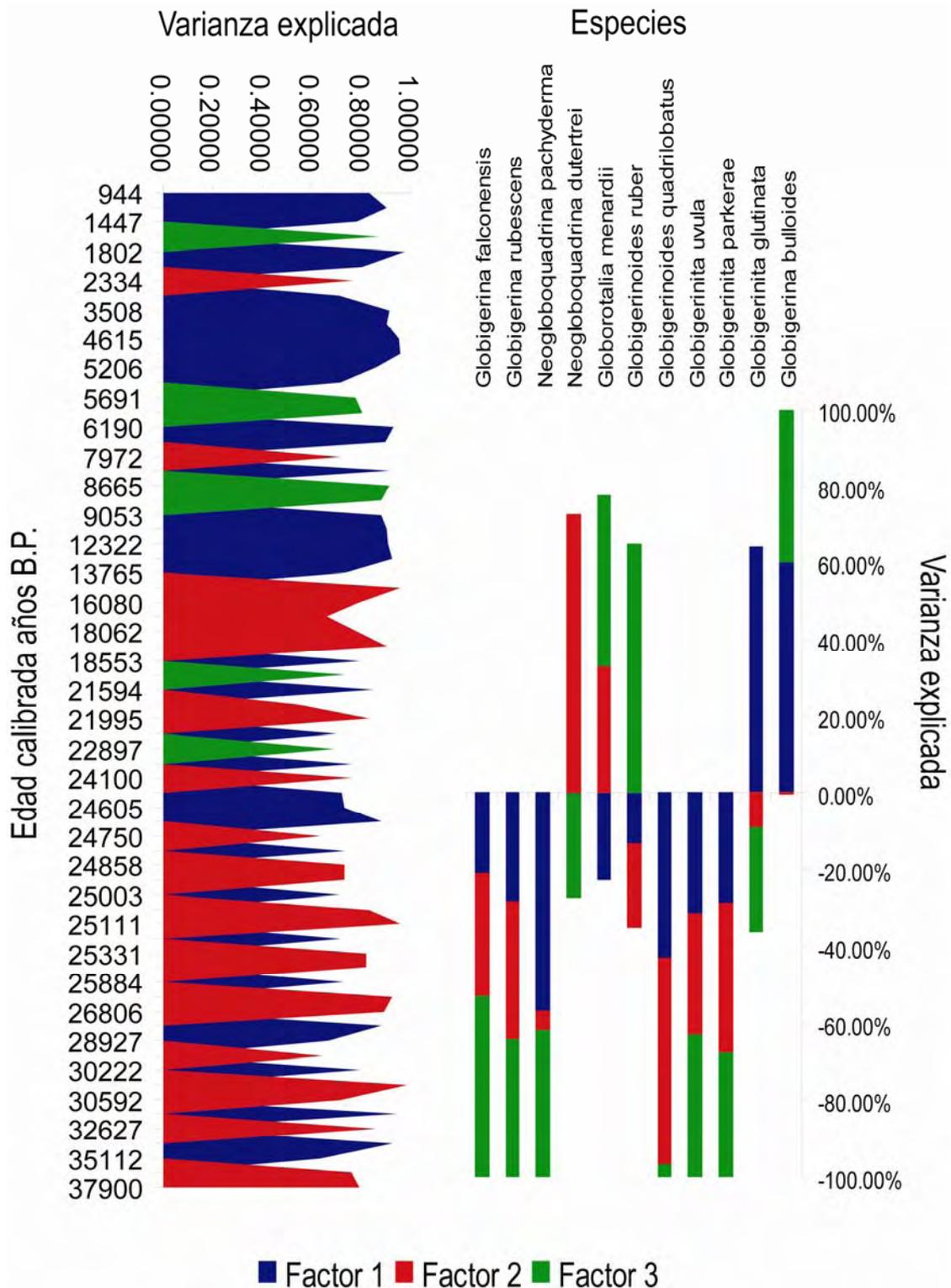
El factor 1 explica el 41.86% de la varianza del núcleo y corresponde a la asociación dominada por *Globigerinita glutinata*, la cual es indicadora de masas de agua fría asociadas a los eventos de surgencia, y *Globigerina bulloides*, que generalmente se encuentra asociada a masas de agua con elevada productividad (Machain-Castillo *et al.*, 2008). El factor 2 explica el 12.81% de la varianza del núcleo y está representado por las especies *Neogloboquadrina dutertrei*, esta especie está asociada a masas aguas tropicales a subtropicales pero principalmente se asocia con la posición de la termoclina dentro de la zona fótica (Andreasen y Ravelo, 1997) y una columna de agua estratificada (Machain-Castillo *et al.*, 2008), y

Globorotalia menardii, indicadora de masas de agua cálida con termoclina en la zona fótica (Andreasen y Ravelo, 1997) y columna de agua estratificada (Machain-Castillo *et al.*, 2008). El factor 3 explica el 6.23% de la varianza del núcleo y está representado por las especies *Globigerinoides ruber*, que es indicadora de masas de agua cálida (Machain-Castillo *et al.*, 2008) y una capa de mezcla bien desarrollada por debajo de la zona fótica (Andreasen y Ravelo, 1997), *Globorotalia menardii* y *Globigerina bulloides*. Los resultados del análisis de factores se presentan las Tablas A7, A8 y A9 (ver anexos).

La distribución de los factores a lo largo del núcleo puede dividirse en dos patrones de comportamiento: partiendo de la actualidad hasta hace 16 ka B.P. el factor 1 predomina en la mayor parte de las muestras analizadas, siendo el factor 3 el que le sigue en importancia; posteriormente, desde 16 ka B.P. hasta 40 ka B.P. es el factor 2 el que predomina en una gran parte de las muestras, especialmente las que se encuentran entre 20 y 16 ka B.P., seguido en importancia por el factor 1. Por lo tanto, se puede concluir, que la distribución de los factores a lo largo del núcleo coincide con las tendencias generales del clima en los últimos dos períodos geológicos.

El Holoceno (MIS-1), interglaciar con clima cálido está representado por asociaciones dominadas por *G. glutinata* y *G. bulloides*, especies ligadas, la una a la intensa turbulencia ocasionada por la surgencia eólica y la otra a una alta productividad superficial que, a su vez, es producto de la misma. El Pleistoceno Tardío, que abarca el último máximo glacial (MIS-2), con condiciones extremas de frío intenso y dominado por una asociación representada por *N. dutertrei* y *G. menardii*, especies fuertemente ligadas a una termoclina dentro de la zona fótica y a una columna de agua estratificada, que indica una operación prácticamente nula de la surgencia eólica en esta época. Finalmente, gran parte del período MIS-3, de condiciones relativamente cálidas dentro del contexto de un clima global frío, y que es principalmente dominado por especies de columna estratificada y aguas cálidas en los períodos fríos indicando que la surgencia eólica estaría ausente, pero con puntuales apariciones de asociaciones dominadas por especies ligadas a la surgencia, que reaparecería esporádicamente en períodos cálidos en respuesta al calentamiento producido durante las abruptas oscilaciones climáticas milenarias. Es interesante observar, que durante los períodos de grandes transiciones climáticas (la transición entre MIS-3 y MIS-2 (24 a 20 ka B.P.), la transición entre la Deglaciación y el Óptimo Climático del Holoceno Medio (8 a 6 ka B.P.) y la transición al final de éste (3 ka B.P. a la actualidad), las comunidades de foraminíferos planctónicos se encuentran frecuentemente dominadas por la asociación *G.*

ruber – *G. menardii* – *G. bulloides*, que en su conjunto, nos indicarían masas de agua cálidas, estratificadas pero con una relativamente alta productividad.



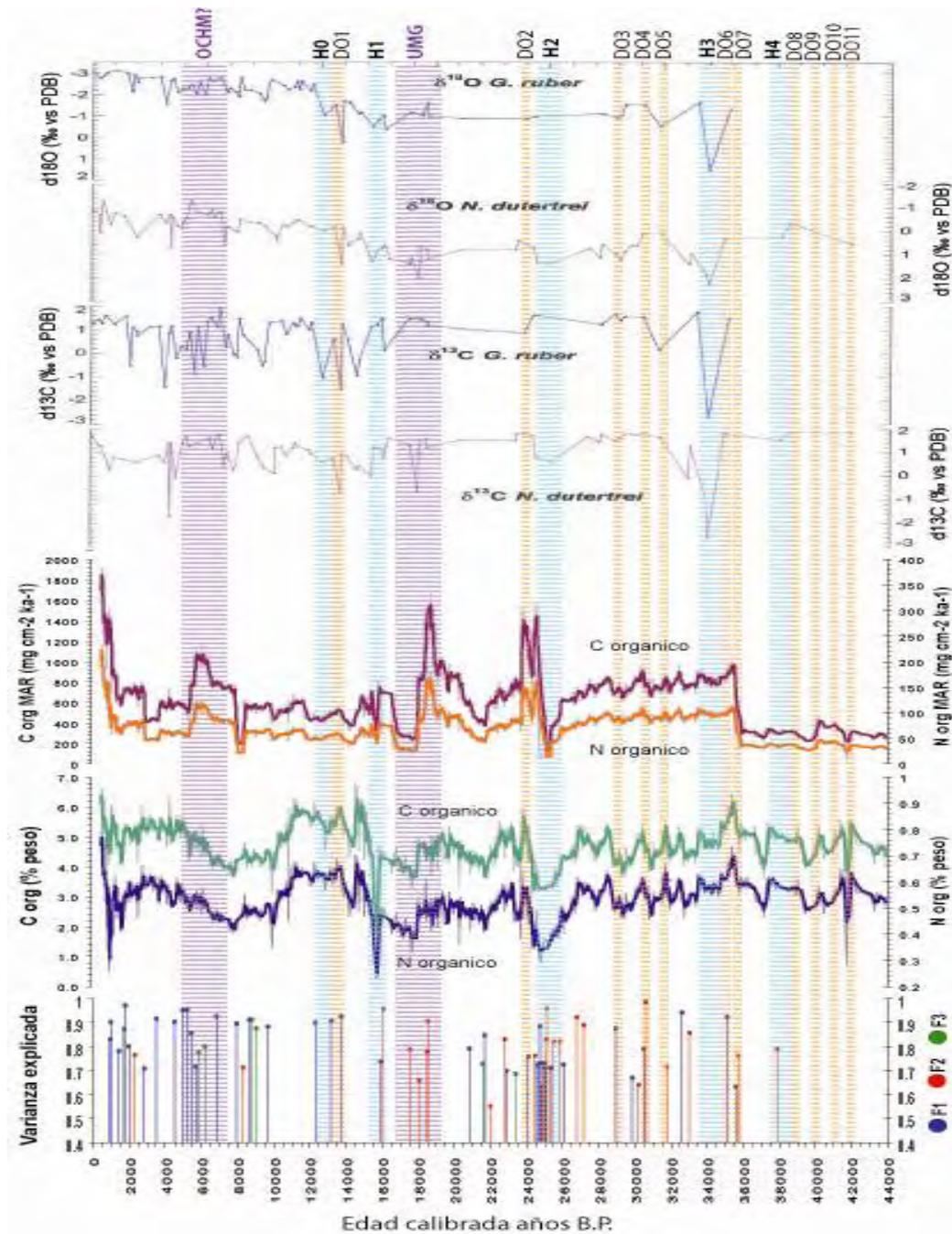
Gráfica 4. Resultados obtenidos del análisis de factores en modo Q para las especies de foraminíferos planctónicos del núcleo MD02-2520. A la izquierda se presenta la gráfica de las cargas de cada factor (factor loadings) a lo largo del núcleo en función de la varianza que explican los factor en cada muestra, mientras que a la derecha se presenta el peso de los factores (factor scores) en función de la varianza que explican en cada una de las especies. **Nota:** sólo se grafican los estratos con foraminíferos y las especies consideradas para el análisis (con más de 1% en promedio de abundancia relativa en todo el núcleo).

El hecho de que las especies *G. ruber* y *G. menardii* se encuentren juntas en un mismo factor podría parecer un tanto contradictorio, ya que una es indicadora de una capa de mezcla bien desarrollada que se extiende por debajo de la zona fótica, mientras la otra es indicadora de una termoclina somera que se encuentra dentro de la zona fótica. La conclusión a que esto nos conduce es que, probablemente este factor nos esté indicando que las condiciones estacionales a lo largo de todo el año están bien representadas en este factor; es decir, las asociaciones que se desarrollan en las diferentes estaciones, se encuentran representadas equitativamente en los sedimentos, sin que la señal de una estación predomine sobre las demás como ocurre en los otros dos factores. Una capa de mezcla profunda se desarrollaría durante una gran parte del año, muy probablemente durante el invierno, la primavera y el otoño, favoreciendo la proliferación de la especie *G. ruber*; mientras que en el verano la termoclina se haría muy somera dentro de la zona fótica, condiciones bajo las cuales *G. menardii*, tendería a prosperar. La especie *G. bulloides*, nos estaría indicando una alta productividad, que muy probablemente se presentaría durante los meses de invierno, cuando las temperaturas frías favorecerían que la capa de mezcla alcanzara su mayor profundidad en el ciclo anual, permitiendo que la recirculación de nutrientes fuera máxima.

7.8. CORRELACIÓN ENTRE RESULTADOS MICROPALEONTOLÓGICOS, CURVAS DE ISÓTOPOS ESTABLES Y CONTENIDO DE CARBONO Y NITRÓGENO ORGÁNICOS

Los resultados obtenidos a partir de los análisis de la micropaleontología de foraminíferos planctónicos, isótopos estables y contenido de C y N orgánicos permiten hacer algunas inferencias respecto a la dinámica paleoceanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 44 ka. El núcleo MD02-2520, como ya se dijo, comprende los estadios isotópicos marinos MIS-1, MIS-2 y parte del MIS-3, que pertenecen a los períodos geológicos Holoceno y Pleistoceno Tardío. El Pleistoceno Tardío en particular se caracteriza por presentar una serie de oscilaciones climáticas abruptas a escala milenaria que son producto de la influencia de las fuerzas orbitales en el clima del planeta, así como de los mecanismos de autorregulación climática del planeta mismo. La Gráfica 5 presenta los resultados de la correlación entre los cinco indicadores analizados para el núcleo MD02-2520. En los 44 ka que éste abarca, se ha identificado en los registros la huella climática de cuatro eventos Heinrich (12.5, 25, 33.5 y 37.5 ka B.P.), once eventos Dansgaard-Oeschger (14, 24, 29, 30.5, 31.5, 35, 35.5, 39, 40, 41 y 41.5 ka B.P.), así como del Último Máximo Glacial (19 a 17 ka B.P.) y el Óptimo Climático del Holoceno Medio (7 a 5 ka B.P.). Este último término se

encuentra actualmente en desuso; sin embargo, aparece relativamente claro en algunos de los registros de este núcleo y por ello se ha decidido utilizarlo.



Gráfica 5. Correlación del análisis de factores para las comunidades de foraminíferos planctónicos con las curvas de % en peso de C y N orgánicos, las respectivas tasas de acumulación de masa, y las curvas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ obtenidas de las testas de las especies de foraminíferos planctónicos *Globigerinoides ruber* y *Neogloboquadrina dutertrei*. En la gráfica además, se presentan señalados con líneas discontinuas los grandes eventos climáticos del Pleistoceno Tardío y el Holoceno. En color morado se presentan el Óptimo Climático del Holoceno Medio (OCHM) entre 7 y 5 ka B.P. y el Último Máximo Glaciar (UMG) entre 19 y 17 ka B.P., los eventos Heinrich (H, 0 a 4) a los 13, 16, 25, 34 y 38 ka B.P., y los eventos Dansgaard-Oeschger (DO, 1 a 11) a los 14, 24, 29, 31, 32, 35, 36, 39, 40, 41 y 42 ka B.P. **Nota:** Los datos de % de C y N orgánicos fueron proporcionados por el Dr. Raja Ganeshram del Earth Science Institute de la Universidad de Edimburgo; los datos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ fueron proporcionados por la Dra. Lawrence Vidal del Centro Europeo de Investigación y Enseñanza de Geociencias del Ambiente (CEREGE), las curvas aquí presentadas de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ fueron modificadas a partir de Blanchet (2006).

En primer lugar, hay que resaltar que la posición del núcleo MD02-2520 en el Golfo de Tehuantepec es estratégica, ya que se encuentra justo por debajo del eje de acción de la surgencia eólica; por ello, la información que el núcleo nos proporciona está directamente relacionada a la evolución de este fenómeno durante los últimos 44 ka. La primera conclusión que se puede obtener de los resultados obtenidos del análisis micropaleontológico de los foraminíferos planctónicos es que, en forma general, durante el Holoceno predomina la acción constante de las surgencias en el Golfo de Tehuantepec, mientras que en el Pleistoceno Tardío (particularmente durante el MIS-3) la acción de las surgencias se vuelve un poco más errática. De manera más particular, es ilustrativo observar los casos extremos: durante el período conocido como Óptimo Climático del Holoceno Medio (OCHM) que tuvo lugar entre 7 y 5 ka B.P. las surgencias en el Golfo de Tehuantepec pudieron estar operando de forma particularmente intensa, como lo sugiere la predominancia de *G. glutinata* y *G. bulloides* (Factor 1) en las comunidades de foraminíferos planctónicos; mientras tanto, durante el Último Máximo Glacial (UMG) que tuvo lugar entre 19 y 17 ka B.P., la surgencia pudo haber estado prácticamente inactiva, como lo sugiere la predominancia de *N. dutertrei* y *G. menardii* (Factor 2) en dichas comunidades.

Por otra parte, la señal proveniente de las oscilaciones climáticas milenarias (DO y H) durante la deglaciación y el MIS-3 no es del todo concluyente, ya que se encuentra mezclada en la mayoría de los casos. Los resultados que se esperarían encontrar son la predominancia de especies ligadas a la surgencia o a la alta productividad como *G. glutinata* o *G. bulloides* en los interstadiales cálidos (DO), y la predominancia de especies asociadas a una columna de agua estratificada como *N. dutertrei* y *G. menardii* durante los estadiales fríos (H). Los resultados obtenidos que indican una señal mezclada pueden ser producto, por una parte, de la baja resolución en el registro disponible de los foraminíferos planctónicos, ya que, en algunos casos no se tiene más de un punto en varios metros en las secciones correspondientes a estas rápidas oscilaciones climáticas, haciendo imposible una comparación que lleve a conclusiones más sólidas para la identificación de un patrón. Por otra parte, hacia la sección inferior del núcleo las dataciones con radiocarbono se vuelven más escasas, por lo que también podría ser que en algunos casos el modelo de edad fuera artificioso y las oscilaciones milenarias muy cercanas no estuvieran datadas con la exactitud necesaria. Finalmente, también podría ocurrir que la señal de dichas oscilaciones climáticas no fuera tan fuerte o tan clara en el Pacífico Tropical Oriental como en otras regiones del planeta. Las últimas dos ideas y sus respectivas implicaciones podrían aplicarse no sólo al registro

micropaleontológico de foraminíferos planctónicos sino también al resto de los indicadores considerados en este trabajo.

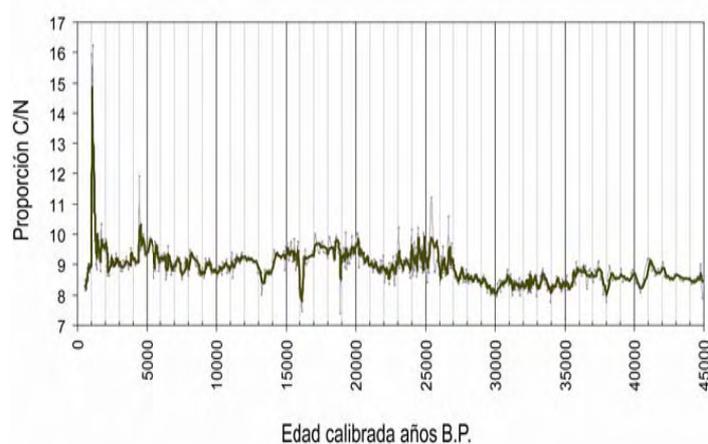
En cuanto a los datos obtenidos a partir de los isótopos estables, es igualmente complicado observar tendencias claras en los datos. En términos generales, el $\delta^{18}\text{O}$ debería presentar disminuciones significativas en sus valores durante los períodos cálidos y aumentos significativos durante los períodos fríos; mientras que el $\delta^{13}\text{C}$ tendría la tendencia opuesta, disminuyendo sus valores durante los períodos fríos y aumentando durante los períodos cálidos. En otras áreas del Pacífico Tropical, se han registrado diferencias entre valores glaciares/interglaciares de entre -1.5 y -2.0 para el $\delta^{18}\text{O}$, y entre +0.3 a +0.7 para el $\delta^{13}\text{C}$; determinados frecuentemente en las especies *G. ruber*, *G. sacculifer* y *N. dutertrei* (Leduc *et al.*, 2007; Loubere *et al.*, 2007; Lyle *et al.*, 1992; Wang *et al.* 2000). La diferencia entre los valores medios del MIS-2 y el MIS-3 es de aproximadamente -1 para el $\delta^{18}\text{O}$ en las mismas especies de foraminíferos planctónicos (Leduc *et al.*, 2007; Wang *et al.* 2000). A lo largo del núcleo MD02-2520 no se ve un cambio decisivo en las tendencias de estos dos isótopos, con excepción de la transición glacial/interglacial en el registro de $\delta^{18}\text{O}$ que presenta una tendencia a la disminución de sus valores a partir de los 12 ka B.P. y que se mantiene durante todo el Holoceno. Durante el UMG y durante el MIS-3 no se aprecia un cambio muy notable en la tendencia de $\delta^{13}\text{C}$; mientras que en el caso del $\delta^{18}\text{O}$ el cambio que se aprecia pareciera ser ligeramente diferenciable entre los valores del UMG y los observados en el MIS-3, como se observa en la curva de *N. dutertrei*, si bien la curva de *G. ruber* carece de datos al final del núcleo, por lo que la evidencia no es del todo concluyente. Los eventos Dansgaard-Oeschger, como ya se explicó, son excursiones cálidas y cortas dentro de un contexto climático frío y fueron primeramente identificados en los núcleos de hielo de alta resolución de Groenlandia y la Antártida. La típica señal de estos eventos cálidos es una disminución abrupta del $\delta^{18}\text{O}$. El rango de valores del $\delta^{18}\text{O}$ para el núcleo MD02-2520, estuvo entre 1.8 y -3.2 para la especie *G. ruber* (capa de mezcla) y entre 2.2 y -1.4 para la especie *N. dutertrei* (termoclina). Las secciones identificadas como correspondientes a los eventos DO en el núcleo MD02-2520, se caracterizaron por tener valores entre -0.6 y -1.8 ($x = -1.16$) para la especie *G. ruber* y entre 0.6 y -0.4 ($x = 0.2$) para la especie *N. dutertrei*. Los eventos Heinrich, por su parte, son períodos en que el Casquete Polar Lauréntido creció hasta colapsar, tal como se infirió a partir de sedimentos marinos del Atlántico Norte, por lo que se consideran períodos de enfriamiento abrupto de duración más prolongada que los eventos DO. En secuencias marinas, estos períodos se asocian con un notable aumento en el

$\delta^{18}\text{O}$. En el núcleo MD02-2520, los eventos H se caracterizaron por presentar valores entre -0.4 y 1.8 ($x = -0.6$) para *G. ruber* y entre 0 y 3 ($x = 1.56$) para *N. dutertrei*.

En la Gráfica 5, es posible observar que la diferencia en los valores medios del $\delta^{18}\text{O}$ a escala glacial/interglacial corresponde con las diferencias previamente reportadas en la literatura para el Pacífico Tropical, alrededor de -2. Asimismo, la diferencia entre los valores medios del MIS-2 y el MIS-3 también coincide con la reportada en otros trabajos para esta región, alrededor de -1. La tendencia general parece apoyar la idea de que el indicador tiende a disminuir sus valores en los períodos cálidos y aumentarlos en los períodos fríos; sin embargo, la resolución de este indicador en el núcleo es muy baja, especialmente para la mitad inferior del núcleo, por lo que la cantidad de información que brindan los datos disponibles disminuye al carecer de un contexto más detallado, e impide esclarecer su comportamiento a escala milenaria. Por su parte, el $\delta^{13}\text{C}$ se caracterizó por presentar valores generales de entre -2.6 y 2.0 para la especie *G. ruber* (capa de mezcla), y -2.6 y 1.9 para la especie *N. dutertrei* (termoclina). Los valores de este indicador asociados a los eventos DO oscilan entre 1.6 y 0 ($x = 1.16$) para *G. ruber*, y entre 1.9 y 1 ($x = 1.72$) para *N. dutertrei*. Mientras que los eventos H se caracterizaron por presentar valores entre -2.8 y 1.1 ($x = -0.225$) para la superficie y -2.6 y 1.6 ($x = 0.04$) para la termoclina. La tendencia general indica que los valores de este indicador tienden a aumentar en los períodos cálidos y a disminuir en los períodos fríos, aunque las diferencias en el intervalo de valores entre no son tan claras como se esperaría; esto puede ser el resultado, como se verá mas adelante, de la acción combinada de una diversidad de procesos que afectan tanto la hidrografía de la cuenca como la biología de los organismos. Al igual que el $\delta^{18}\text{O}$ la información que brinda este indicador está seriamente afectada por la resolución de los datos disponibles.

Finalmente, respecto al porcentaje en peso de C y N orgánicos, es posible observar una variación más estrechamente asociada con los cambios climáticos durante los últimos 44 ka, incluso a escala de las cortas oscilaciones climáticas milenarias. El porcentaje de C orgánico varía entre 1.5% y 6.5%, mientras que el porcentaje de N orgánico varía entre 0.25% y 0.75%. En general estos dos parámetros se utilizan para estimar la productividad de las aguas superficiales, la cual, en este caso, estaría relacionada con la actividad de las surgencias. Sin embargo, es difícil discernir si la deposición de materia orgánica en los sedimentos es netamente marina, o está enriquecida por los aportes continentales, ya que el núcleo se encuentra todavía bajo la influencia del acarreo de material desde el margen continental. En general, se ha determinado que la proporción C/N puede ser útil para esclarecer el origen del material orgánico depositado (Wefer *et al.*, 1999). Según diversas

mediciones, se ha determinado que valores entre 7 y 9 son considerados como indicadores de productividad marina, mientras que valores mayores a 15 se asumen como productividad de origen terrestre (Wefer *et al.*, 1999). En el núcleo MD02-2520, la proporción C/N tuvo un valor medio de 8.526 para todo el núcleo, y como se aprecia en la Gráfica 6 dichos valores se mantuvieron prácticamente constantes a lo largo del mismo. Dos puntos con valores alrededor de 11 se presentan a los 25 y 27 ka B.P., mientras que un valor de 12 se encuentra a los 4.5 ka B.P.; finalmente el valor más alto observado es de 16 y tiene lugar hacia 1 ka B.P. Estos puntos podrían considerarse como alterados por la deposición de materiales continentales; sin embargo, la materia orgánica depositada en el resto del núcleo, podría asumirse, en términos generales, como resultado de la productividad marina.



Gráfica 6. Proporción C/N medidos en % en peso en la materia orgánica del núcleo MD02-2520. Valores entre 7 y 9 se consideran indicadores de productividad de origen marino, mientras que valores mayores a 15 se consideran como productividad de origen terrestre. **Nota:** Los datos de % en peso de C y N en la materia orgánica, fueron proporcionados por el Dr. Raja Ganeshram del Earth Science Institute de la Universidad de Edimburgo.

El comportamiento de las curvas de % en peso de C y N orgánicos es bastante descriptivo en términos de cambio climático. Observando dicho comportamiento desde la base del núcleo, pueden apreciarse con claridad las oscilaciones climáticas milenarias durante el MIS-3 donde, además, puede apreciarse un cambio en el comportamiento de las mismas alrededor de la mitad de dicho período alrededor de los 37 ka B.P., cuando los eventos adquieren un ritmo más claramente periódico. Uno de los cambios más interesantes en estas curvas se observa hacia los 25 ka B.P., durante el evento H2, cuando se registra un decremento importante en los valores de ambos indicadores que es incluso más marcado y prolongado que el que se observa hacia los 18 ka B.P., durante el UMG. Entre el evento H2 y el UMG se observa que la productividad aumenta nuevamente para luego volver a descender. Sin embargo, es después del UMG, durante el evento H1 hacia los 16 ka B.P. cuando se observa el cambio más notorio y drástico en la productividad en todo el núcleo, puesto que desciende hasta los valores más bajos para luego alcanzar los más altos, que sólo son comparables con los valores actuales. Después de este cambio abrupto al inicio de la Deglaciación, los valores la productividad parecieran mantenerse altos durante todo este período, disminuyendo

ligeramente hacia principios del Holoceno (10 ka B.P.). A partir de entonces, los valores inician una franca tendencia hacia el aumento progresivo que alcanza valores cercanos a los actuales hacia finales del OCHM, manteniéndose relativamente constantes a partir de entonces. Finalmente, hacia 1000 a B.P. vuelve a apreciarse una oscilación abrupta y puntual en estos valores, la cual, como ya se hizo notar previamente, corresponde con un aumento importante en la proporción C/N., lo cual podrían indicar influencia de productividad de origen terrestre en el sistema, tal vez por medio de las descargas fluviales, o por medio de acarreo eólico.

Al comparar el comportamiento de las curvas de % en peso de C y N orgánicos, así como sus respectivas tasas de acumulación de masa (MAR por sus siglas en inglés), con las asociaciones de foraminíferos planctónicos, se descubre que, tampoco existe una relación tan estrecha como se esperaría entre ellos. En particular se esperaría que, durante los períodos de mayor productividad, reflejada en un mayor porcentaje de C y N orgánicos, y una mayor tasa de acumulación de masa, se encontrarán asociaciones dominadas por *G. glutinata* y *G. bulloides*, mientras que los períodos caracterizados por un menor porcentaje de C y N orgánicos, y una menor tasa de acumulación de masa, se caracterizarán por asociaciones dominadas por *N. dutertrei* y *G. menardii*.

Lo que se observa en la gráfica es que los cambios más importantes en las curvas de % en peso de C y N orgánicos y en las tasas de acumulación de masa se observan hacia la mitad del MIS-3 alrededor de los 34 ka B.P. (entre los eventos DO7 y DO6), al final del MIS-3 hacia 25 ka B.P. (entre el final del evento H2 y el evento DO2), hacia el final del UMG y justo al inicio de la Deglaciación entre 18 y 16 ka B.P. (entre el UMG y el evento H1), antes del inicio del OCHM hacia 5 ka B.P., y finalmente, a partir de 1000 años B.P. En particular, analizando las tasas de acumulación de masa, uno de los picos más importantes está asociado con la transición entre evento H2 y el evento DO2 (25 ka B.P.), otro se asocia con el UMG (19 ka B.P.), uno más, aunque no tan notable como el resto, se asocia con el OCHM (4 ka B.P.), finalmente, el último pico importante se observa prácticamente en la época actual hacia 500 años B.P. El primero y último picos de gran acumulación de masa se asocian efectivamente con comunidades asociadas con *G. glutinata* y *G. bulloides*, lo cual indicaría que este violento cambio podría deberse a una abrupta intensificación de las surgencias en el área, un pico no tan grande observado durante el OCHM también se asocia con comunidades dominadas por dichas especies; sin embargo, el pico observado hacia el UMG, se relaciona con comunidades dominadas por *N. dutertrei* y *G. menardii*, lo cual indicaría alta productividad pero no asociada con la surgencia, lo cual podría resultar de la importación de

la productividad de otro lugar cercano al Golfo de Tehuantepec, por ejemplo el Golfo de Papagayo en Nicaragua. Finalmente, es importante resaltar que el último pico que señala un gran aumento en las tasas de acumulación de masa hacia 1 ka B.P., está asociado, como ya se vio en la sección anterior con un incremento en el aporte de productividad de origen terrestre.

8. DISCUSIÓN

8.1. DISTRIBUCIÓN DE LAS ASOCIACIONES DE FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS A LO LARGO DEL NÚCLEO ESTRATIGRÁFICO Y SUS IMPLICACIONES PALEOCEANOGRÁFICAS Y PALEOCLIMÁTICAS

Las especies más abundantes de foraminíferos planctónicos en el núcleo MD02-2520, son especies que se han registrado como abundantes en toda la franja del Pacífico Tropical (Andreasen y Ravelo, 1997; Loubere *et al.*, 2007; Machain-Castillo *et al.*, 2008; Thunell y Reynolds, 1984; Watkins *et al.*, 1996). Una de las conclusiones más importantes que se han establecido a partir de repetidos estudios acerca de estos organismos es que las asociaciones de foraminíferos planctónicos reflejan primordialmente la estructura de la columna de agua en la superficie del océano (Andreasen y Ravelo, 1997; Watkins *et al.*, 1996); es decir, la profundidad de la termoclina, el grosor de la capa de mezcla y la turbulencia de las aguas superficiales, que a su vez ayudan a la determinación de la intensidad, dirección y estacionalidad de los vientos sobre la superficie del océano (Andreasen y Ravelo, 1997). Asimismo, las especies de foraminíferos planctónicos dan pistas para determinar la temperatura, la salinidad y la productividad primaria de las aguas oceánicas superficiales (Ding *et al.*, 2007). En este capítulo se analizará la relación que existe entre las especies de foraminíferos planctónicos que predominan actualmente en el Golfo de Tehuantepec y las condiciones climáticas y oceanográficas a las cuales están asociadas; posteriormente, con base en este análisis, se realizará una reconstrucción de los escenarios paleoclimáticos y paleoceanográficos representados por los tres factores faunísticos encontrados a lo largo del núcleo MD02-2520.

8.1.1 Los foraminíferos planctónicos y su relación con la dinámica océano-atmósfera en la actualidad

En el Golfo de Tehuantepec, los vientos estacionales juegan un papel clave en la dinámica de las aguas superficiales, y las especies de foraminíferos que caracterizan los tres factores identificados a lo largo del núcleo estratigráfico pueden ayudarnos a esclarecer cómo ha cambiado la dinámica de los vientos en la región a lo largo de los últimos 44 ka. Según se ha visto anteriormente, son tres los factores que representan a las principales asociaciones de foraminíferos planctónicos a lo largo del núcleo MD02-2520: el Factor 1 caracterizado por las especies *Globigerinita glutinata* – *Globigerina bulloides* que indica condiciones de turbulencia en la columna de agua y alta productividad; el Factor 2 caracterizado por las

especies *Neogloboquadrina dutertrei* y *Globorotalia menardii* que representa condiciones de termoclina somera ubicada dentro de la zona fótica; y, finalmente, el Factor 3 caracterizado por las especies *Globigerinoides ruber* – *Globorotalia menardii* – *Globigerina bulloides*, que indicaría una sucesión estacional bien representada con alta productividad en algún momento del año. La distribución de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en el núcleo MD02-2520 coincide en general con los resultados previamente reportados para la zona en otras secuencias estratigráficas (Arellano-Torres, 2001 y 2003).

En un estudio acerca de la relación que existe entre los parámetros hidrográficos de la superficie del océano con la distribución espacial de las asociaciones de foraminíferos planctónicos en los sedimentos superficiales a lo largo de toda la franja del Pacífico Tropical, Andreasen y Ravelo (1997) encontraron que en la actualidad, la especie *N. dutertrei*, domina en ambientes con termoclina somera (dentro de la zona fótica) mientras que *G. ruber* domina en ambientes oligotróficos con capa de mezcla profunda (que en muchos casos se extiende por debajo de la zona fótica) o en ambientes de salinidad variable (Peeters *et al.*, 2002; Wang, 2000).

En el Golfo de Tehuantepec, la especie *G. ruber*, prolifera principalmente durante la época de primavera, hacia los meses de Mayo y Junio (Machain-Castillo, comunicación personal) cuando, como ya se mencionó, la capa de mezcla comienza a hacerse más profunda y la débil acción de los vientos propicia un ambiente oligotrófico al disminuir la intensidad de la mezcla vertical. Además, durante esta época se presentan notables variaciones de salinidad superficial debido a las intensas lluvias sobre el océano, lo que favorece a *G. ruber*, puesto que entre todas las especies abundantes en el golfo es la que presenta la mayor tolerancia a las variaciones de salinidad (Bé y Hamlin, 1967; Ding *et al.*, 2007). Sus abundancias máximas en los sedimentos del golfo se presentan hacia la región sureste, que es donde se registran las temperaturas más cálidas durante la primavera (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998), mientras que decrece hacia la porción central del golfo (Machain-Castillo *et al.*, 2008).

Por otra parte, la especie *N. dutertrei* prolifera en el Golfo de Tehuantepec durante la época de verano (Machain-Castillo, comunicación personal), muy probablemente durante la reversión de los vientos entre Julio y Agosto, cuando la ABH alcanza su máximo absoluto y vuelven a llegar vientos del noreste a la región con una intensidad relativamente fuerte, muy probablemente suficiente para incrementar la mezcla vertical en las capas superiores de la columna de agua. Bajo estas condiciones, los nutrientes que se encuentran atrapados en las capas superiores de la termoclina serían recirculados hacia la superficie, propiciando un

aumento en la productividad primaria, aún bajo las condiciones de estratificación marcada que caracterizan la columna de agua durante esta época del año. Esto explicaría la proliferación de *N. dutertrei*, en esta época, ya que es una especie frecuentemente asociada con ambientes productivos donde la termoclina se encuentra dentro de la zona fótica (Ding *et al.*, 2007; Thunell y Reynolds, 1984).

En numerosos estudios (Ding *et al.*, 2007; Ravelo *et al.*, 1990; Thunell y Reynolds, 1984; Watkins *et al.*, 1996), se ha observado que la especie *G. menardii*, se presenta generalmente acompañando a la especie *N. dutertrei*, ya que al igual que esta prolifera en los momentos en que la termoclina se encuentra dentro de la zona fótica en ambientes de alta productividad. *G. menardii*, prolifera en el Golfo de Tehuantepec desde mediados de la primavera, durante los meses de Mayo y Junio (Machain-Castillo, comunicación personal) y durante el verano, en la misma época que *N. dutertrei*, cuando el golfo está invadido por las aguas cálidas traídas por la Corriente Costera de Costa Rica (Machain-Castillo *et al.*, 2008; Monreal-Gómez y Salas de León, 1998). Sus abundancias máximas se reportan en la porción sureste y noroeste del golfo (Machain-Castillo *et al.*, 2008) que es donde se registran las temperaturas más cálidas en el golfo durante el verano (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998), y tienden a disminuir hacia el centro del mismo, lo que reforzaría la hipótesis de que esta especie prolifera preferentemente en ambientes productivos cálidos.

En cuanto a las especies *G. glutinata* y *G. bulloides*, son especies con amplios intervalos de tolerancia tanto de temperatura como de salinidad, y ambas han sido estrechamente asociadas a las zonas de surgencia (Ding *et al.*, 2007). *G. glutinata*, ha sido frecuentemente asociada con regiones en que la capa de mezcla es profunda (Andreasen y Ravelo, 1997; Schiebel y Hemleben, 2000); sin embargo, a diferencia de *G. ruber*, que está estrechamente asociada a una capa de mezcla desarrollada pero oligotrófica y de temperaturas cálidas, *G. glutinata* se presenta en regiones con intensa mezcla vertical pero alta concentración de nutrientes y temperaturas templadas (Schiebel y Hemleben, 2000; Schmuker y Schiebel, 2002) ya que, a diferencia de *G. ruber*, esta especie no presenta simbiontes facultativos, y se le considera una especie oportunista que aprovecha las primeras etapas de los florecimientos de fitoplancton, principalmente diatomeas (Schiebel y Hemleben, 2000; Schiebel *et al.*, 2001), que tienen lugar cuando hay un gran aporte de nutrientes hacia la superficie del mar; es decir, cuando la nutriclina alcanza la zona fótica (Schiebel y Hemleben, 2000). Al ser una especie que tolera la mezcla vertical intensa y las bajas temperaturas superficiales (Machain-Castillo *et al.*, 2008; Schiebel y Hemleben, 2000), y que es capaz de aprovechar las primeras fases de florecimiento del fitoplancton, *G. glutinata* es, por tanto, en un organismo altamente

capaz de prosperar durante las primeras etapas de un evento de surgencia, que es lo que muy probablemente ocurre en el Golfo de Tehuantepec, donde tendería a proliferar principalmente durante el invierno y la primavera temprana (Machain-Castillo *et al.*, 2008). Además, Machain-Castillo *et al.* (2008) reportan que esta especie tiende a dominar en los sedimentos que se depositan directamente debajo del eje de la surgencia en el centro del Golfo de Tehuantepec, lo que la convierte en el principal indicador de la surgencia en esta área.

Por otra parte, *G. bulloides* es una especie cuya dieta se basa principalmente en el zooplancton pequeño como copépodos (Sautter y Sancetta, 1992), por lo que no podría prosperar tan rápidamente en las primeras etapas de un evento de surgencia como lo hace *G. glutinata*, ya que la proliferación del zooplancton no se presenta en forma inmediata junto con la del fitoplancton, sino ligeramente desfasada de ésta. Machain-Castillo *et al.* (2008) reportan que la abundancia de esta especie es mínima hacia la región sureste del Golfo de Tehuantepec y relativamente baja por debajo del eje de la surgencia a diferencia de *G. glutinata*, presentando sus abundancias más altas hacia la sección centro-este y este del mismo, donde, principalmente en el invierno y, en menor medida, en el verano tiene lugar la formación de un giro ciclónico. En invierno este giro ciclónico es un efecto secundario de la surgencia que tiene lugar en el centro del golfo (Machain-Castillo *et al.*, 2008), mientras que un extenso giro anticiclónico se desarrolla en la sección oeste, donde en la frontera se acumula el agua desplazada por la surgencia. En verano también se reporta la presencia del giro ciclónico, si bien no la existencia del giro anticiclónico (Machain-Castillo *et al.*, 2008). Como ya se mencionó previamente, probablemente la presencia del giro ciclónico en el verano sea consecuencia de la acción de los vientos del noreste sobre la superficie del océano durante el período de máxima intensificación de la ABH; como la cantidad de agua desplazada no es comparable con el volumen desplazado por la surgencia se explicaría la ausencia del gran giro anticiclónico. Así, la especie *G. bulloides*, estaría probablemente más relacionada con la aparición del giro ciclónico de alta productividad que con la acción de la surgencia misma.

8.1.2 Los foraminíferos planctónicos y su relación con la dinámica océano-atmósfera en el pasado

Con base en las conclusiones obtenidas en el apartado anterior, es posible entonces reconstruir las condiciones oceanográficas que se encuentran detrás de cada uno de los tres factores faunísticos encontrados.

8.1.2.1. Factor 1

El Factor 1 compuesto por la asociación *G. glutinata* y *G. bulloides*, sugiere que el mayor flujo de foraminíferos planctónicos hacia los sedimentos en el Golfo de Tehuantepec tiene lugar durante la estación de invierno, cuando la surgencia es capaz de disparar y mantener una alta productividad biológica que enmascara en los sedimentos la productividad del resto del año, aunque esta última no sea necesariamente baja. Dicha surgencia aparece durante el invierno debido a una influencia marcada de la ABH en su posición extrema al noroeste del Atlántico. En verano, aún cuando existiera la influencia de vientos del noreste, éstos no son tan intensos como para provocar un fenómeno de magnitudes como el observado durante el invierno. El mayor peso de *G. glutinata* en este factor (2.04 contra 1.91 de *G. bulloides*) refuerza la idea de que el Factor 1 refleja la actividad de la surgencia eólica en el Golfo de Tehuantepec.

Las condiciones oceanográficas que imperaron durante los períodos representados por el Factor 1 debieron ser en gran medida parecidas a las que se observan actualmente en el golfo, es decir un régimen dominado por la acción de las surgencias y una estacionalidad bien marcada a lo largo del año.

8.1.2.2. Factor 2

El Factor 2 compuesto por las especies *N. dutertrei* y *G. menardii*, nos estaría indicando un ambiente donde el mayor flujo de organismos hacia los sedimentos estaría ocurriendo bajo condiciones de termoclina dentro de la zona fótica y aguas cálidas estratificadas. Esto probablemente tendría lugar tanto en el verano como en el invierno. Además el Golfo de Tehuantepec se encontraría bajo la acción de un jet de viento debilitado, siguiendo un modelo que semejaría su condición actual durante la época de verano; bajo estas condiciones, el gradiente de presión que se genera a través del istmo no sería lo suficientemente intenso como para permitir el desarrollo de la surgencia eólica en ningún momento del año, o, si se produjera, sería tan esporádica y débil que no podría registrarse en los sedimentos. La productividad biológica, en todo caso, se estaría llevando a cabo bajo un régimen de mezcla vertical impulsada por un jet de viento debilitado, como se observa actualmente en el golfo durante el verano, la cual resuspendería hacia la superficie los nutrientes atrapados en las capas superiores de la termoclina. Probablemente la acción de este jet debilitado contribuyera también a la formación de un pequeño giro ciclónico al este del golfo, tal y

como actualmente se reporta la existencia de uno durante el verano (Machain-Castillo *et al.*, 2008), lo cual también contribuiría a incrementar la productividad biológica local.

El mayor peso de *N. dutertrei* en este factor (2.55 contra 1.18 de *G. menardii*) podría ser un indicador de que la temperatura media del océano a lo largo de todo el año sería relativamente cálida, es decir no menor a 21° C (Andreasen y Ravelo, 1997), aunque probablemente unos grados más fría que en la actualidad, y con salinidad estable a lo largo del año (Ding *et al.*, 2006;), a diferencia de la situación actual en que se presentan grandes cambios estacionales en la hidrografía del Golfo de Tehuantepec debido a la acción de la surgencia. La hipótesis de temperaturas relativamente cálidas a lo largo de todo el año pero menores que las observadas actualmente coincide con las observaciones realizadas por Kineast *et al.* (2006) quienes, con base en datos obtenidos del contenido de alquenonas en los sedimentos de un núcleo del Pacífico Ecuatorial Este, reportan temperaturas de alrededor de 22.8° C durante el UMG, es decir 2-3° C más bajas que en la actualidad, pero mayores a 21° C. La ausencia de la *G. bulloides* como especie importante en este factor podría indicar condiciones de menor productividad en comparación con las condiciones actuales. Otra explicación, podría ser un aumento en la intensidad de la disolución durante los períodos dominados por *N. dutertrei* y *G. menardii*, pues ambas especies son más resistentes a la disolución que *G. bulloides*; sin embargo, Contreras-Rosales (2005) reporta que la intensidad de la disolución de hecho disminuye durante los períodos fríos en el Golfo de Tehuantepec.

En el estudio mencionado anteriormente, Andreasen y Ravelo (1997) obtuvieron una fórmula de transferencia basada en las asociaciones dominantes de foraminíferos planctónicos para determinar la profundidad de la termoclina media anual (isoterma de 18° C) para la región del Pacífico Tropical en el Último Máximo Glacial (UMG). Basados en esta evidencia, encontraron que la profundidad de la termoclina había aumentado en el Pacífico Tropical Oeste, mientras que se había levantado en Pacífico Tropical Sureste y en el Pacífico Tropical Ecuatorial, concluyendo que fue la intensificación de los vientos alisios, probablemente del noreste, en la franja ecuatorial la responsable de dicho levantamiento, como consecuencia de la compresión de las celdas de vientos en la franja latitudinal, que a su vez fue ocasionada por el avance de los casquetes polares.

Resultados similares en cuanto a la intensificación de los vientos del noreste en períodos fríos y la disminución de las temperaturas oceánicas superficiales, han sido reportados para escalas de tiempo más profundas en el Pacífico ecuatorial y central por Lyle *et al.* (1992) y Zhonghui y Herbert (2004); Blanchet (2006), por otra parte, con base en estudios del

contenido de minerales magnéticos en el núcleo MD02-2520, reporta que durante los períodos fríos el contenido de dichos minerales es mayor, lo que implicaría vientos de una mayor intensidad para transportarlos desde la tierra hacia el mar. Esto, como se verá más adelante, no implicaría que se produjeran surgencias en el Golfo de Tehuantepec durante estas épocas, ya que, para que haya surgencias no sólo se necesita viento intenso, sino viento en el ángulo adecuado para alcanzar una máxima aceleración a través del paso montañoso en el Istmo de Tehuantepec.

Una termoclina más somera durante los períodos fríos en el Golfo de Tehuantepec, es confirmada por los resultados de Blanchet (2006), la cual basa su estimación de la profundidad de la termoclina en la diferencia en las señales de $\delta^{18}\text{O}$ entre las especies *G. ruber* y *N. dutertrei* (capa de mezcla y termoclina, respectivamente). El hundimiento de la termoclina hacia el oeste y su levantamiento en el este, podría ser comparable a las condiciones que imperan durante la fase de La Niña en la Oscilación del Sur en el Pacífico en el sentido de que en estas épocas la circulación Walker (longitudinal de los vientos) está fortalecida mientras que la circulación Hadley (latitudinal) está debilitada (Frauenfeld, 2005). El hecho de que la termoclina fuera más somera en el Golfo de Tehuantepec durante los períodos fríos y que, a su vez, esté representada por las especies *N. dutertrei* y *G. menardii*, no es contradictorio con el hecho de que estas especies proliferen actualmente en el golfo durante el verano, época en que la profundidad de la termoclina es máxima en la región, puesto que para estas especies lo importante es que la termoclina se encuentre dentro de la zona fótica y, particularmente, que las temperaturas superficiales sean cálidas. Ambas condiciones se cumplen en este escenario puesto que, por una parte, la termoclina seguiría estando en la zona fótica y, por otra parte, las temperaturas superficiales se mantendrían elevadas todo el año en ausencia de surgencias.

Aún cuando se ha visto que cerca del ecuador los vientos del noroeste parecen intensificarse durante el UMG, en el Golfo de Tehuantepec, estos mismos vientos que causan la formación de los jets que atraviesan el istmo estarían debilitados durante esta época, debido a que el gran casquete polar Lauréntido se encontraría alterando los patrones de circulación atmosférica del Hemisferio Norte. Ganeshram y Pedersen (1998) postulan que durante el UMG, la circulación anticiclónica a gran escala establecida sobre el enorme casquete polar Lauréntido, podría haber debilitado la celda de alta presión del Pacífico Norte (PNH) y haber dividido en dos la corriente en chorro o Jet Stream subtropical (Figura 35). Estos resultados son apoyados por los obtenidos en el estudio realizado por los miembros del proyecto

COHMAP (1988), quienes elaboraron un modelo de simulación del clima y la circulación atmosférica durante los últimos 18 ka.

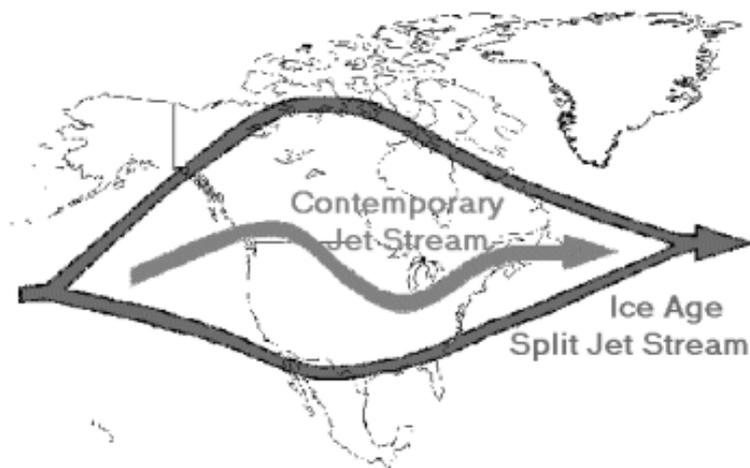


Figura 35. Morfología de la corriente de chorro o Jet Stream Subtropical del Hemisferio Norte durante el Último Máximo Glaciar en comparación con su morfología actual. (Tomado de www.geo.arizona.edu).

La presencia del gran anticiclón sobre el casquete polar podría también haber afectado la posición de la ABH en el Atlántico, impidiendo que ésta alcanzara su posición más lejana hacia el noroeste, posición donde actualmente se ubica durante la época de surgencias en el Golfo de Tehuantepec. Por otra parte, Metcalfé *et al.* (2000) hacen una compilación de diversas reconstrucciones paleoclimáticas realizadas en sedimentos lacustres, y han reportado que durante el UMG hubo un desplazamiento en las celdas de vientos y la humedad asociada a éstas, presentándose evidencias de condiciones más húmedas que las actuales para el noroeste de México, en tanto que la región sureste presentó condiciones inusualmente secas, las cuales asociaron con el desplazamiento en la posición de la ABH. La posición de la ABH en el centro del Atlántico explicaría por qué, aún cuando los vientos del noreste predominaran sobre los vientos del sureste durante el UMG y los demás períodos fríos en el Pacífico Ecuatorial Este, no se presentarían surgencias en el Golfo de Tehuantepec, ya que las condiciones serían similares a las que se observan actualmente en el verano durante la canícula. Romero-Centeno *et al.* (2007), indican además, que durante el verano, la relativa debilidad del jet de Tehuantepec se debe, principalmente a la orientación del gradiente de presión que origina el viento, en relación con el paso montañoso que sirve de embudo para la formación del jet. Efectivamente, en invierno, la orientación del gradiente de presión coincide con la orientación del paso montañoso; sin embargo, en verano, la orientación del gradiente de presión es casi perpendicular a la orientación del paso

montañoso, lo que impide que los vientos alcancen una aceleración importante. A diferencia del Golfo de Tehuantepec, el Golfo de Papagayo, sí podría presentar surgencias durante el UMG y demás períodos fríos puesto que su orientación respecto al gradiente de presión formado entre el Atlántico y el Pacífico es paralelo y no perpendicular (Romero-Centeno *et al.*, 2007).

En un estudio acerca del transporte de humedad a través de Centro América entre los océanos Pacífico y Atlántico a partir de la reconstrucción de paleosalinidades oceánicas superficiales, Leduc *et al.* (2007) encontraron que, durante los períodos climáticos cálidos (fase interstadial de los eventos DO y Holoceno) la ZCIT tiende a migrar hacia el norte, mientras que durante los períodos climáticos fríos (UMG, eventos Heinrich y fase estadal después de los eventos DO), la ZCIT tiende a migrar hacia el sur. Las consecuencias de este hecho en el Golfo de Tehuantepec serían una menor estacionalidad, es decir mayor estabilidad térmica a lo largo del año, por una parte y, por otra parte que el régimen de precipitación disminuyera en esta región, lo que, a su vez implicaría que la salinidad se mantuviera estable. La estacionalidad sería reducida puesto que la ZCIT muy probablemente no llegaría a alcanzar las latitudes tan al norte hacia el Golfo de Tehuantepec como lo hace actualmente. El desplazamiento de la ZCIT hacia el sur durante los períodos fríos ha sido reportado en otros trabajos con base en evidencia obtenida de sedimentos marinos (Kienast *et al.*, 2006; Loubere, 2000). El régimen de sequía en el sureste del país durante el UGM también estaría asociado con el desplazamiento hacia el sur de la ZCIT.

En otro trabajo, concerniente a la dinámica en el contenido de nutrientes de la termoclina en los océanos Atlántico y Pacífico Ecuatoriales a escala glacial/interglacial, Loubere *et al.* (2007) indican que actualmente, el Pacífico Ecuatorial actúa como una trampa de nutrientes que acumula en grandes cantidades en su termoclina debido a que la corriente sub-Antártica, que concentra una gran cantidad de nutrientes producto de la surgencia polar, circula principalmente hacia la cuenca del Pacífico; y también a que las concentraciones de sílice y fierro disueltos en el agua resultan limitantes comparadas con la cantidad de nutrientes que traen las aguas de surgencia hacia la superficie, por lo que éstos no llegan a agotarse y se acumulan. Mientras tanto, en el Atlántico Ecuatorial debido al gran aporte de arenas acarreadas por el viento desde los desiertos de África, estos elementos no son limitantes y los nutrientes que llegan a la superficie por efecto de las surgencias son óptimamente aprovechados.

Este trabajo propone que estas condiciones se revirtieron durante el UMG, aumentando la concentración de nutrientes contenidos en la termoclina del Atlántico Ecuatorial en comparación con la del Pacífico Ecuatorial; aunque esto probablemente no ocurriera como consecuencia de la limitación de sílice y hierro en el Atlántico, sino más bien a un mayor transporte de nutrientes hacia la cuenca por medio de la corriente sub-Antártica, la cual circularía principalmente hacia el Atlántico en estas épocas. La más limitada concentración de nutrientes contenidos en la termoclina del Pacífico durante las épocas frías, podría explicar por qué en el Golfo de Tehuantepec, el Factor 2, que es el predomina en estos períodos, no registra la presencia de *G. bulloides* como una especie dominante en el factor, aún cuando las condiciones hidrográficas favorecerían su presencia. Así, aunque la termoclina fuera somera la mayor parte del año, la productividad sería más limitada y la presión de competencia sería mayor. En estas condiciones *N. dutertrei* y *G. menardii* se ven efectivamente más favorecidos ya que, al contar con simbiontes facultativos, no tienen que esperar a que la productividad atraviese un nivel trófico, sino que pueden aprovechar de primera mano los nutrientes traídos a la superficie, a diferencia de *G. bulloides*. Además, la competencia por el alimento recrudescerá a medida que se sube de nivel en la red trófica y *G. bulloides* tendría que competir con otro gran número de consumidores secundarios por la obtención del alimento, lo que impediría su florecimiento masivo (Martínez *et al.*, 1998).

8.1.2.3. Factor 3

El Factor 3 compuesto por las especies *G. ruber*, *G. menardii* y *G. bulloides* nos estaría indicando que el ambiente del Golfo de Tehuantepec se encontraría bajo un régimen bien representado de sucesión estacional, donde no hay una época particular en que la producción se dispare, sino que todos los estados de la sucesión faunística anual quedan bien representados en los sedimentos. Bajo estas condiciones, durante una gran parte del año existiría una capa de mezcla bien desarrollada y más estable y profunda que la que se presenta actualmente; muy probablemente este escenario predominaría durante el invierno, la primavera y el otoño. Por otra parte, en el verano, las aguas se calentarían y estratificarían nuevamente. La presencia de *G. bulloides* en este factor podría responder a una intensificación de la producción biológica en el golfo durante los meses de invierno bajo la acción de los vientos del noreste. La equitatividad en peso entre las especies *G. ruber* y *G. menardii* (1.66 y 1.58, respectivamente) estaría indicando que la temperatura media del océano a lo largo del año sería en general cálida, aunque podría presentar grandes variaciones estacionales en la salinidad (Ding *et al.*, 2007).

Probablemente el Factor 3 representa las condiciones que se presentarían durante el otoño temprano en el Golfo de Tehuantepec durante los meses de Septiembre y Octubre, cuando la ZCIT alcanza su máxima posición hacia el norte. En este escenario se presentaría un desplazamiento inusual hacia el norte de la ZCIT por lo menos estacionalmente, y probablemente también un debilitamiento de la ABH a lo largo de todo el año. Bajo estas condiciones, los vientos del sureste estarían fortalecidos y serían ellos los que ocasionarían una capa de mezcla bien desarrollada puesto que su influencia sobre las aguas superficiales sería constante, a diferencia de los vientos del noreste que, si bien son más intensos, tienen una acción intermitente. Además, la acción de los vientos del sureste también favorecería el hundimiento de la termoclina, puesto que empujarían el agua hacia la costa y no lejos de ella. Por otra parte, la influencia de la ZCIT favorecería un incremento en el régimen de precipitaciones, lo que contribuiría a disminuir la salinidad y a diluir la concentración de los nutrientes en la columna de agua, lo que favorecería la persistencia de condiciones más bien oligotróficas. Dicho comportamiento se mantendría probablemente más marcado durante el verano y disminuiría en el invierno con la reubicación de la ABH hacia el noroeste del Atlántico y el desplazamiento de la ZCIT hacia el sur; sin embargo, con una ABH relativamente debilitada, el gradiente de presión a través del istmo no sería suficientemente fuerte como para permitir la formación de vientos tan intensos como los que se presentan en las condiciones actuales, de forma que probablemente no se produciría una surgencia extensiva en el Golfo de Tehuantepec, sino una surgencia menor o solamente una resuspensión de los nutrientes acumulados en la capa superior de la termoclina debido a una mayor mezcla vertical impulsada por el viento que estimularía la productividad local. Sin embargo, no se tienen reportes particulares de un debilitamiento semejante de la ABH o de un desplazamiento inusual de la ZCIT hacia el norte en las épocas particulares donde se observa el Factor 3 en la secuencia estratigráfica (1.7, 6, 6.2, 8.7, 9, 21.6 y 23.4 ka B.P.); aunque algunos registros lacustres indican condiciones particularmente húmedas, algunas veces incluso más húmedas que en el presente, en el Centro de México y la Península de Yucatán entre 24 y 21 ka B.P., alrededor de 8.5 ka B.P., y entre 7.5 y 4.8 ka B.P., si bien casi todos reportan condiciones bastante áridas entre 2.5 y 0.9 ka B.P. (Metcalfé *et al.*, 2000).

Actualmente no se tienen datos acerca de si la especie *G. ruber* domina las comunidades de foraminíferos planctónicos en el Golfo de Tehuantepec durante el otoño temprano. Sin embargo, estas condiciones serían similares a las que se presentan durante la primavera tardía, aunque intensificadas; es decir, intensas precipitaciones que alterarían la salinidad superficial, influencia de la ZCIT sobre la región y de los vientos del sur asociados a ella, una capa de mezcla oligotrófica y relativamente profunda en comparación con la que se observa

en invierno, una termoclina poco intensa y temperaturas superficiales cálidas (Fiedler y Talley, 2006; Kessler, 2006; Romero-Centeno *et al.*, 2007). Por lo anterior, se esperaría que *G. ruber* encontrara las condiciones ideales para proliferar abundantemente en el golfo tal y como se observa durante la primavera tardía, cuando domina las comunidades de foraminíferos planctónicos.

8.2. LA PRODUCTIVIDAD LOCAL EN EL GOLFO DE TEHUANTEPEC DURANTE LOS ÚLTIMOS 44 KA

La curva de proporción C/N orgánicos en el núcleo MD02-2520 indica que la productividad del Golfo de Tehuantepec es principalmente de origen marino con ligeras influencias de productividad terrestre entre 27 y 23 ka B.P., 21 y 14 ka B.P., 6 y 4 ka B.P. y 2 y 1 ka B.P.; en particular hacia 26.8, 25.2, 4.5 y 1 ka B.P. se presentan los más notables aportes de productividad terrestre, y la última, alrededor 1 ka, indica que una gran parte del material depositado, si no la mayor parte, es de origen terrestre. Las influencias de productividad terrestre registradas en los lapsos de 27-23 y 6-4 ka B.P. pueden ser explicadas por un mayor aporte a través de la descarga de ríos hacia el mar, puesto que, como se vio en la sección anterior, en estos intervalos el clima presentó condiciones particularmente húmedas. Contradictoriamente, Blanchet (2006) sospecha importantes influencias de aportes eólicos entre 26 y 22 ka con base en el contenido de minerales magnéticos en los sedimentos. Por otra parte, las influencias de productividad terrestre registradas en los lapsos de 21-14 y 2-1 ka B.P., se asociarían más bien al acarreo de material por acción del viento, pues en estos intervalos se registran condiciones de sequía importante en los sedimentos lacustres del Centro de México y la Península de Yucatán (Metcalf *et al.*, 2000), la primera de ellas asociada al UMG y la Deglaciación. Particularmente los autores reportan que las condiciones de sequía entre 2.5 y 0.9 ka B.P. fueron las más severas registradas en los últimos 8 ka en el Centro de México y la Península de Yucatán, lo que es notable puesto que es el punto donde se registra el máximo aporte de material orgánico de origen terrestre en todo el núcleo.

Con respecto a las variaciones en la cantidad de productividad local registrada en los sedimentos, los cambios más drásticos en la tasa de acumulación de masa de carbono orgánico en el núcleo MD02-2520 se encuentran en el orden de 1.5 g/cm²/ka (1500 mg/cm²/ka), mientras que los intervalos de variación típicamente reportados por otros autores para la región del Pacífico Tropical Este en áreas de surgencia se encuentran entre

0.5 g/cm²/ka en Mazatlán (Ganeshram y Pedersen, 1998) y hasta 80 g/cm²/ka bajo la surgencia ecuatorial este (Loubere, 2000); si bien, Lyle *et al.* (1992) reportan variaciones del orden de 3 mg/cm²/ka en el Pacífico Ecuatorial Central; mientras que Thunell y Kepple (2004) registraron variaciones de alrededor de 3 g/cm²/ka en el Golfo de Tehuantepec en una posición muy cercana a la ubicación del núcleo MD02-2520. Con base en las observaciones anteriores, es claro que las variaciones en las tasas de acumulación de masa tienen intervalos muy dispares y, probablemente se deba en parte al método utilizado para su cálculo. Por ello, la diferencia en dichas tasas reportadas por Thunell y Kepple (2004) y las obtenidas para el núcleo MD02-2520, podría deberse en parte al método de cálculo de la tasa de acumulación de masa y/o a la resolución y precisión de las muestras datadas. Por todo lo anterior las variaciones en las tasas de acumulación de masa del carbono orgánico en el núcleo MD02-2520 se consideran significativas.

Muchos autores, reportan una disminución general de la productividad en la región durante el UMG y otros estadales fríos, mientras que reportan altos valores de productividad durante los interglaciares y los interestadales cálidos (Ganeshram y Pedersen, 1998; Loubere, 2000; Thunell y Kepple, 2004; Weber *et al.*, 1995); sin embargo, esto no es exactamente lo que se observa en el núcleo MD02-2520. Durante la primera mitad del UMG (20 a 18 ka B.P.) se registran altas tasas de acumulación de masa que alcanzan su máximo a los 18 ka B.P., para después caer abruptamente a valores mínimos entre 19 y 16 ka B.P., además la magnitud de las tasas de acumulación de masa en este máximo es incluso comparable con el valor máximo del Holoceno, y es más alta que el pico de productividad durante el Óptimo Climático del Holoceno Medio (OCHM); el único pico semejante en todo el núcleo se encuentra al finalizar el evento H2, durante el evento DO2. Por otra parte, el núcleo ME0005A-3JC en el centro del Golfo de Tehuantepec, trabajado por Thunell y Kepple (2004), y que abarca los últimos 25 ka, presenta el cambio más abrupto en las tasas de acumulación de masa de carbono orgánico alrededor de los 16 ka, al igual que el núcleo MD02-2520, pero en sentido inverso. En el núcleo MD02-2520, el cambio se da de un pico de alta tasa de acumulación a un valle con baja tasa de acumulación, mientras que en el núcleo ME0005A-3JC se registra el cambio de un mínimo de baja tasa de acumulación a un pico de alta tasa de acumulación. Por otra parte, hay algunos autores como Kienast *et al.* (2006) que reportan aumentos tanto en el contenido de carbono orgánico de los sedimentos, así como de su tasa de acumulación de masa, durante el UMG o durante la Deglaciación, siendo éstos incluso mayores que los valores actuales, en el Pacífico Ecuatorial Este.

Los picos de máxima tasa de acumulación de masa en el núcleo MD02-2520, podrían explicarse si la productividad hubiera sido exportada de algún otro lugar del Pacífico Ecuatorial, por ejemplo desde el Golfo de Papagayo que, como ya se mencionó, sí podría haber presentado surgencias durante el UMG y otros períodos fríos. Sin embargo, la discrepancia entre los patrones de productividad observados para el núcleo MD02-2520 (15°40.14' N, 95°18.00' W) y los obtenidos para el núcleo ME0005A-3JC (15°39.04' N, 95°16.83' W) (Thunell y Kepple, 2004) es bastante incongruente dado el hecho de que están prácticamente juntos en el centro del Golfo de Tehuantepec y casi a la misma profundidad (712 m y 740 m, respectivamente), sólo separados por una distancia de un par de kilómetros que a escala regional no es realmente significativa, por lo que la justificación de que la diferencia observada en los resultados fuera producto de un artificio de fenómenos locales queda descartada, mientras que el argumento de que se estuviera registrando productividad exportada de alguna otra región del Pacífico Tropical queda igualmente descartada, puesto que en ambos casos las alteraciones afectarían ambos registros por igual. La única explicación posible para este fenómeno se remite nuevamente a la resolución y exactitud de las dataciones con radiocarbono y/o al método empleado para el cálculo de la tasa de acumulación de masa, la cual es además la única curva que se puede comparar, puesto que en el trabajo de Thunell y Kepple (2004) no se presenta el contenido de carbono orgánico de los sedimentos. Por otra parte, un análisis de los foraminíferos planctónicos del núcleo ME0005A-3JC realizado por Arellano-Torres (2005) indica que durante el UMG las asociaciones estaban dominadas por las especies *N. dutertrei* y *G. menardii*, tal y como se observa en el núcleo MD02-2520, por lo que la discrepancia en los datos de carbono y nitrógeno orgánicos entre ambos núcleos es todavía más desconcertante.

El hecho de que los grandes picos en la tasa de acumulación de masa de carbono y nitrógeno orgánicos no tengan una relación estrecha con la acción de la surgencia en el Golfo de Tehuantepec, nos lleva a pensar que la región es en general productiva y que se requiere de condiciones verdaderamente drásticas para suprimir estos patrones de alta productividad; y es factible pensar que durante el UMG y otros períodos fríos, la productividad en el Golfo de Tehuantepec podría haberse mantenido elevada, si bien menos elevada que la productividad durante los períodos cálidos, cuando es impulsada por la acción de las surgencias. Sin embargo, la discrepancia observada entre los registros de los núcleos MD02-2520 y ME0005A-3JC constituye una importante falla en esta hipótesis.

8.3. LOS ISÓTOPOS ESTABLES Y SUS IMPLICACIONES PALEOCLIMÁTICAS Y PALEOCEANOGRÁFICAS EN EL GOLFO DE TEHUANTEPEC

Tal y como apunta Blanchet (2006) en su trabajo, las diferencias en las señales isotópicas de *N. dutertrei* y *G. ruber*, permiten reconstruir las diferencias entre las condiciones de la termoclina y las de la capa de mezcla. La autora indica que la diferencia del $\delta^{18}\text{O}$ entre estas dos especies en la cima del núcleo ($\sim 2.5\%$), representa una variación de temperatura de alrededor de 10°C , la cual representa bien la diferencia actual de temperatura entre la superficie y la termoclina. Al aplicarlo al pasado, se considera que cuando la diferencia del $\delta^{18}\text{O}$ es baja, la termoclina es poco profunda y viceversa. A pesar de la escasez de datos en la sección del núcleo correspondiente a la última glaciación, la diferencia es apreciablemente menor durante los MIS 2 y 3 (0.5-1%) en comparación con el Holoceno, lo que apoya la hipótesis de que la termoclina se mantuvo somera y la surgencia inactiva durante la era glacial en el Golfo de Tehuantepec, tal y como lo indican las asociaciones de foraminíferos planctónicos en la sección previa. Blanchet (2006) apunta que diversos estudios han señalado repetidamente que la profundidad promedio de la termoclina en todos los océanos del mundo es mayor durante el Holoceno de lo que fue durante el UMG. Por otra parte, Blanchet (2006) indica que la variación máxima del $\delta^{18}\text{O}$ dentro del registro de cada una de las especies, es de 1.5%, lo que representa variaciones de temperatura de alrededor de 6°C ; es decir, las temperaturas del golfo durante los últimos 44 ka han oscilado dentro de un rango de variación de seis grados. Blanchet (2006) añade que la variación de $\delta^{18}\text{O}$ del agua del océano global durante la transición glacial/interglacial es estimada en $\sim 1.0\%$, mientras que en el Golfo de Tehuantepec es de $\sim 1.5\%$, la cual es comparable a las obtenidas en otros registros del Pacífico Tropical Este, y atribuye el otro 0.5% al aumento de temperatura y/o salinidad locales.

En cuanto al registro del $\delta^{13}\text{C}$, la diferencia promedio observada entre los registros de ambas especies se encuentra al rededor de 0.5%, lo que está dentro del intervalo de valores reportados para la región del Pacífico Tropical Este en otros trabajos (Loubere *et al.*, 2007); si bien los otros registros muestran claros patrones glaciares/interglaciares, que ponen en evidencia los cambios en la procedencia de las masas de agua intermedia que llegan a la superficie por efecto de las surgencias, semejantes cambios no son observados en el núcleo MD02-2520, el cual se mantiene prácticamente en los mismos valores en el glacial y el interglacial sin un cambio de tendencia significativo. En su trabajo acerca del contenido de nutrientes de la termoclina a escalas glacial/interglacial, Loubere *et al.* (2007) encontraron

tres principales patrones de comportamiento de las señales isotópicas analizadas en las especies *G. ruber*, *G. sacculifer* y *N. dutertrei*. El primero de ellos corresponde a regiones de baja latitud ubicadas fuera de la franja ecuatorial en el Pacífico Tropical Sureste, y se caracteriza por que el Holoceno presenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ más positivos que el Glaciar, con una fuerte excursión negativa entre 18 y 8 ka B.P. El segundo patrón corresponde a la señal encontrada en las especies de la capa de mezcla en el Pacífico Oeste, con una amplia diferencia entre los valores glaciares e interglaciares, siendo los primeros más negativos que los del Holoceno pero sin valores mínimos en la Deglaciación. El tercer patrón es encontrado en las especies de termoclina a lo largo de todo el Pacífico Ecuatorial y también en las especies de capa de mezcla en el Pacífico Este y el patrón es invertido a los anteriores, los valores del Holoceno son más negativos que durante el Glaciar y el cambio en la tendencia se detecta entre los 18 y 14 ka B.P. Su conclusión es que actualmente las aguas subsuperficiales en todo el Pacífico Tropical y las aguas de surgencia en el Pacífico Tropical Este reflejan la señal isotópica del Agua Intermedia de la Antártida (AIAA), mientras que durante el último período glaciario la influencia del agua de la AIAA en la cuenca del Pacífico era mucho menor que ahora.

Una hipótesis similar fue expuesta por Matsumoto *et al.* (2002) con base en el análisis de las señales isotópicas de los foraminíferos bentónicos, pues encontró que en el Pacífico Norte la señal de $\delta^{13}\text{C}$ durante el UMG era alta, indicando aguas mejor ventiladas que en la actualidad entre 0 y 2000 m de profundidad. Actualmente el Agua de Fondo de la Antártida (AFAA) se encuentra aproximadamente desde 1500 m y su señal de $\delta^{13}\text{C}$ es baja. Estos resultados los llevaron a pensar que probablemente durante el glaciario estuviera operando más intensamente el punto de hundimiento del Agua Intermedia del Pacífico Norte (AIPN) de lo que funciona en la actualidad. Así, el AIPN estaría desplazando verticalmente al AFAA y horizontalmente al AIAA, al ocupar su posición en la cuenca del Pacífico. Berger (1987) propone una situación similar, e incluso dice que durante el UMG tuvo lugar la formación de agua profunda en el Pacífico Norte, la cual se encontraría por debajo del AIPN. Actualmente el Golfo de Tehuantepec se encuentra casi en el borde de la frontera de distribución del AIAA, mientras que más al norte se encuentra el AIPN. El AIAA como ya fue anteriormente señalado llega actualmente al Pacífico desde la Antártida, siendo una masa de agua bien ventilada y rica en nutrientes, a diferencia del AIPN que es una agua pobre en nutrientes (Loubere *et al.*, 2007).

Aplicando la hipótesis de Matsumoto *et al.* (2002) al registro de $\delta^{13}\text{C}$ del Golfo de Tehuantepec, es posible pensar que dicho registro se ha mantenido en un promedio de

valores altos y relativamente constantes en la escala glacial/interglacial, porque en todo momento estarían registrando masas de agua bien ventiladas pero de fuente distinta; es decir, en el último período glacial, el Golfo de Tehuantepec estaría ocupado por el AIPN, que tendría una señal isotópica alta y un bajo contenido en nutrientes; mientras que en el período interglacial, se estaría registrando la señal isotópica del AIAA, que sería una masa de agua igualmente bien ventilada pero rica en nutrientes, ambas señales quedarían registradas en las testas de los foraminíferos planctónicos gracias al acarreo del agua intermedia hacia la superficie por efecto del levantamiento de la termoclina o por el efecto de las surgencias. Esto concordaría con la hipótesis establecida por Loubere *et al.* (2007) de que durante el UMG la influencia del AIAA era mucho menor en el Pacífico de lo que es actualmente. También reforzaría su hipótesis de que durante el período glacial, la termoclina presentaría una menor concentración de nutrientes de lo que contiene actualmente. Un problema que presenta esta hipótesis en el caso particular de los resultados observados en el Golfo de Tehuantepec, es que la señal de la capa de mezcla debería ser diferente de la señal de la termoclina en los períodos en que la surgencia eólica se encontraba suprimida y, aunque pareciera ser así, el hecho es que los datos no se encuentran a una resolución suficientemente buena como para afirmarlo, pues en algunas muestras se tienen datos de una u otra especie y no de ambas.

9. CONCLUSIONES

El núcleo MD02-2520 extraído del centro del Golfo de Tehuantepec abarca un lapso de 44 ka, con base en fechamientos realizados con ^{14}C , e incluye los estadios isotópicos marinos MIS-1, MIS-2 y MIS-3, los cuales corresponden respectivamente a los períodos geológicos Holoceno y Pleistoceno Tardío.

En el Golfo de Tehuantepec, las cinco especies dominantes de foraminíferos planctónicos actualmente son *Globigerinita glutinata*, *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina dutertrei*, *Globorotalia menardii* y *Globigerinoides ruber*. Estas especies se encontraron dominando igualmente las asociaciones de foraminíferos planctónicos a lo largo de todo el núcleo estratigráfico, en el cual se encontraron además de estas cinco especies otras 17 especies más, si bien menos abundantes.

El análisis de factores practicado a partir de las abundancias relativas de los foraminíferos planctónicos arrojó tres factores faunísticos a lo largo de todo el núcleo. El Factor 1 está definido por las especies *G. glutinata* y *G. bulloides* y su presencia indica una actividad intensa de las surgencias y un alta productividad biológica en el Golfo de Tehuantepec, con condiciones de estacionalidad marcada a lo largo del año. El Factor 2 está definido por las especies *N. dutertrei* y *G. menardii* e indica el levantamiento de la termoclina hacia la zona fótica, una columna de agua estratificada y masas de agua cálida, con baja estacionalidad a lo largo del año y una ausencia prácticamente absoluta de surgencias en el Golfo de Tehuantepec. El Factor 3 está definido por las especies *G. ruber*, *G. menardii* y *G. bulloides* e indica el registro de ciclos estacionales bien representados y probablemente no muy marcados, con una capa de mezcla profunda, probablemente durante el otoño, el invierno y la primavera, y una termoclina somera, durante el verano, un período de alta productividad se presentaría probablemente durante los meses de invierno; además existiría la presencia de masas de agua cálida durante una gran parte del año y una reducción de la salinidad debido a la acción de lluvias intensas.

La posición del núcleo MD02-2520 en el Golfo de Tehuantepec es estratégica, ya que se encuentra justo por debajo del eje de acción de la surgencia eólica; por ello, la información que el núcleo nos proporciona está directamente relacionada a la evolución de este fenómeno durante los últimos 44 ka. En forma general, durante el Holoceno

predomina la acción constante de las surgencias en el Golfo de Tehuantepec, mientras que en el Pleistoceno Tardío la acción de las surgencias se vuelve un poco más errática. La señal proveniente de las oscilaciones climáticas milenarias (DO y H) durante la Deglaciación y el MIS-3 no es del todo concluyente, ya que se encuentra mezclada en la mayoría de los casos.

La supresión de las surgencias en el Golfo de Tehuantepec durante el Último Máximo Glaciar y otros períodos fríos, parece ser el resultado del desplazamiento permanente de la ABH hacia el centro del Atlántico, lo cual impediría que los vientos atravesaran el Istmo de Tehuantepec en el ángulo y velocidad adecuados para el desplazamiento de las masas de agua superficiales. Durante los períodos fríos en que la surgencia se encontraba inactiva en el Golfo de Tehuantepec, otros estudios han apuntado que es muy probable que la termoclina se encontrara somera durante todo el año en toda la franja del Pacífico Tropical Este, debido a una mayor intensidad en la circulación longitudinal de los vientos en comparación con la actualidad, lo cual contribuiría a levantar la termoclina en el Pacífico Tropical Este y a hundirla más en el Pacífico Tropical Oeste. Además, los nutrientes en la termoclina parecen haber estado concentrados en menor cantidad durante los períodos fríos que durante los cálidos, debido a una alteración en el patrón de circulación de aguas intermedias en la cuenca del Pacífico.

El contenido de carbono y nitrógeno orgánicos a lo largo del núcleo parece no reflejar la actividad de las surgencias, indicada por las asociaciones de foraminíferos planctónicos, a lo largo del núcleo estratigráfico, aunque sí registran las oscilaciones climáticas a escala milenaria. Esto podría estar indicando que la productividad del Golfo es generalmente alta, independientemente de la surgencia, o que la productividad era importada de alguna región adyacente durante los períodos de inactividad de la surgencia, probablemente del Golfo de Papagayo en Nicaragua. Aunque las fuertes discrepancias observadas entre las tasas de acumulación de masa de este núcleo y las tasas de acumulación de masa en otro núcleo de la misma zona contradicen estas dos hipótesis. La materia orgánica contenida en el núcleo MD02-2520 parece ser principalmente de origen marino, con algunas pequeñas influencias de productividad terrestre en ciertos intervalos, el más notable de ellos se registra hacia 1 ka B.P. y se ha asociado a una intensa actividad eólica durante una época de sequía

severa, probablemente la más severa durante los últimos 8 ka, que también está registrada en sedimentos lacustres en el Centro de México y la Península de Yucatán.

Finalmente, el registro de isótopos estables no es tan informativo como se esperaba debido a baja resolución de los datos en algunas secciones; esto es principalmente el resultado de la escasez de testas de foraminíferos planctónicos en la segunda mitad del núcleo, correspondiente al Pleistoceno Tardío. El registro de $\delta^{18}\text{O}$ da una indicación precisa de la transición hacia temperaturas más cálidas entre el Pleistoceno y el Holoceno, al presentar una disminución de aproximadamente 1.5‰ al principio de la Deglaciación. La diferencia de valores registrados entre la termoclina y la capa de mezcla, también parecen sugerir que la termoclina era más somera durante el Pleistoceno en comparación con el Holoceno. El registro de $\delta^{13}\text{C}$ se mantiene prácticamente dentro del mismo intervalo de valores a lo largo de todo el núcleo, siendo estos valores altos, una hipótesis para explicar este fenómeno ha sido la diferente procedencia de las masas de agua intermedia entre los períodos cálidos y fríos. Se sospecha que durante los períodos fríos el agua intermedia del Golfo de Tehuantepec tenía su origen en el Pacífico Norte (AIPN), mientras que en los períodos cálidos, el agua intermedia tiene su origen en el Océano Antártico (AIAA). Esto permitiría que las masas de agua se encontraran siempre bien ventiladas, lo que derivaría en valores altos de $\delta^{13}\text{C}$. Sin embargo, la baja resolución del registro nuevamente es un problema para resolver si la hipótesis es aplicable a los datos observados.

10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Álvarez, R., O. Salmerón y R. Aguirre. 2001. Las imágenes de satélite ayudaron a evaluar los efectos de El Niño/Oscilación del Sur en el Pacífico Mexicano, en el período 1997-1998. En: Los efectos del fenómeno El Niño en México 1997-1998. Escobar-Briones, E., M. Bonilla, A. Badán, M. Caballero y A. Winckell (Eds.). Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología. México. 245p.
2. Andreasen, D.J. y A.C. Ravelo. 1997. Tropical Pacific Ocean thermocline depth reconstructions for the last glacial maximum. *Paleoceanography*, vol. 12, no. 3, pp: 395-413.
3. Arellano-Torres, E. 2001. Reconstrucción Paleoceanográfica del Cuaternario Tardío del Golfo de Tehuantepec a través de su Registro Micropaleontológico. Tesis de Licenciatura. Biología. Facultad de Ciencias. UNAM. 54p.
4. 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. Geología Marina. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. UNAM. 68p.
5. Arnold J. A. y W. C. Parker. 2002. Biogeography of planktonic foraminifera. En: Modern Foraminifera. B. K. Sen Gupta (Ed.). Kluwer Academic Publishers. UK. pp: 103-122.
6. Bailey, T.C. y A.C. Gatrell. 1995. Interactive Spatial Data Analysis. Addison Wesley Longman Limited. United Kingdom. pp: 225-227.
7. Bakun, A., J. Csirke, D. Lluch-Belda y R. Steer-Ruiz, 1999. The Pacific Central American Coastal LME. En: Large marine ecosystems of the Pacific Rim: assessment, sustainability, and management. K. Sherman y Q. Tang (Eds.). Blackwell Science. USA. pp: 268-280.
8. Bard, E., F. Rostek y G. Ménot-Combes. 2004. Radiocarbon calibration beyond 20,000 ^{14}C yr B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin. *Quaternary Research*, vol. 61, pp: 204-214.
9. Bé, A. W. H. y W. H. Hamlin. 1967. Ecology of Recent planktonic foraminifera Part 3: Distribution in the North Atlantic during the summer of 1962. *Micropaleontology*, vol. 13, no. 1, pp: 87-106.
10. Berger, W. H. 1987. Ocean ventilation during the past 12 000 years: hypothesis of counterpoint deep-water production. *Marine Geology*, vol. 78, pp: 1-10.
11. Blanchet, C. 2006. Variabilidad climática y oceánica del último ciclo glacial/interglacial: Propiedades magnéticas y geoquímicas de los sedimentos del margen noroeste de

- América Subtropical. Tesis Doctoral. Geociencias del Ambiente. Universidad de Derecho, Economía y Ciencias Paul Cézanne. 296p.
12. Boltovskoy, B. 1965. Los foraminíferos Recientes. Editorial Universitaria Buenos Aires. Argentina. 510p.
 13. Bowen, R. 1991. Isotopes and climates. Elsevier Applied Science. Belfast. 483p.
 14. Bradley, S.R. 1999. Paleoclimatology. Academic Press. USA. pp: 191-283.
 15. Broecker, W. S. 1991. The great ocean conveyor. *Oceanography*, vol. 4, no. 2, p: 79-89.
 16. Bryant, E. 1997. *Climate Process and Change*. Cambridge University Press. USA. 210p.
 17. Carranza-Edwards, A., E. Morales de la Garza y L. Rosales-Hoz. 1998. Tectónica, sedimentología y geoquímica. Cap. 1: 1-12. En: *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*. M. Tapia-García (Ed.). Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México, 240p.
 18. Chapman, M.R. 2000. The response of planktonic foraminifera to the Late Pliocene intensification of Northern Hemisphere glaciation. En: *Biotic Response to Global Change: The last 145 million years*. S.J. Culver y P.F. Rawson (Eds.). Cambridge University Press. USA. pp: 79-96.
 19. COHMAP. 1988. Climatic changes of the last 18 000 years: observations and Model Simulations. *Science*, vol. 241, pp: 1043-1052.
 20. Contreras-Rosales, L.A. 2005. Efecto de la disolución en el registro sedimentario de foraminíferos planctónicos del Golfo de Tehuantepec, Pacífico Tropical Mexicano. Informe Final de Servicio Social. Biología. Universidad Autónoma Metropolitana. Unidad Xochimilco. 74p.
 21. Cronin, M.T. 1999. *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press. USA. pp: 15-78.
 22. Ding, X., F. Bassinot, F. Guichard, Q.Y. Li, N.Q. Fang, L. Labeyrie, R.C. Xin, M.K. Adisaputra y K. Hardjawidjaksana. 2006. *Marine Micropaleontology*, vol. 58, no. 2, pp: 114-134.
 23. Fiedler, P. y L.D. Talley. 2006. Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, vol. 69, pp: 143-180.
 24. Frauenfeld, O.W. 2005. Predictive skill of the El Niño Southern Oscillation and related atmospheric teleconnections. En: *Shattered Consensus: The true state of global warming*. P.J. Michaels (Ed.). Rowman & Littlefield. USA. 291p.
 25. Gallegos-García, A. y J. Barberán-Falcón. 1998. Surgencia eólica. Cap 3: 27-34. En: *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*. M. Tapia-García (Ed.). Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México, 240p.
 26. Ganeshram, R. S. y T. F. Pedersen. 1998. Glacial-interglacial variability in the upwelling and bioproductivity off NW Mexico: implications for Quaternary paleoclimate. *Paleoceanography*, vol. 13, no. 6, pp: 634-645.

27. Ganeshram, R.S., T.F. Pedersen, S.E. Calvert y J.W. Murray. 1995. Large changes in oceanic nutrient inventories from glacial to interglacial periods. *Nature*, vol. 376, pp: 755-758.
28. Hartmann, D.L. 1994. *Global Physical Climatology*. International Geophysics Series Vol. 56. Academic Press. USA. 411p.
29. Jones, J. I. 1967. Significance of distribution of planktonic foraminifera in the Equatorial Atlantic Undercurrent. *Micropaleontology*, vol. 13, no. 4, p: 489-501.
30. Kennett, J. P. y M. S. Srinivasan. 1983. *Neogene Planktonic Foraminifera*. Hutchinson Ross Publishing Company. Nueva York. 260p.
31. Kennett, J. P. 1982. *Marine Geology*. Prentice Hall. USA. 830p.
32. Kessler, W.S. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, vol. 69, pp: 181-217.
33. Kienast, M., S.S. Kienast, S.E. Calvert, T.I. Eglington, G. Mollenhauer, R. Francois y A.C. Mix. 2006. Eastern Pacific cooling and Atlantic overturning circulation during the last deglaciation. *Nature*, vol. 443, pp: 846-849.
34. Klován J. E. y J. Imbrie. 1971. A logarithm and Fortran IV program for large scale Q-mode factor analysis. *International Association Mathematical Geologic Journal*. vol. 3, no. 1, pp: 61-67.
35. Labeyrie, L., J. Cole, K. Alverson y T. Stocker. 2003. The history of climate dynamics in the Late Quaternary. En: *Paleoclimate, global change and the future*. K. D. Alverson, R. S. Bradley y T. F. Petersen (Eds.) IGBP series. Springer. USA. 446p.
36. Lambeck, K., T. M. Esat y E. K. Potter. 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, vol. 419, pp: 199-206.
37. Lavín, M., M. Robles, M. Argote, E. Barton, R. Smith, J. Brown, M. Korsó, A. Transviña, H. Vélez y J. García, 1992. *Física del Golfo de Tehuantepec*. *Ciencia y Desarrollo*, vol. 17, no. 103, pp: 97-108.
38. Leduc, G., L. Vidal, K. Tachikawa, F. Rostek, C. Sonzogni, L. Beaufort y E. Bard. 2007. Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes. *Nature*, vol. 445, pp: 908-911.
39. Loeblich, A.R. y H. Tappan. 1998. *Foraminiferal Genera and their Classification*. Van Nostrand Reinhold Company. Nueva York. 970p.
40. Loubere, P. 2000. Marine control of biological production in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Nature*, vol. 406, pp: 497-500.
41. Loubere, P., M. Richaud y S. Mireles. 2007. Variability in tropical thermocline nutrient chemistry on the glacial/interglacial timescale. *Deep-Sea Research II*, vol. 54, pp: 747-761.
42. Lowe, J. J. y M. J. C. Walker. 1998. *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman Scientific & Technical. UK. 389p.

43. Lyle, M.W., F.G. Prahl y M.A. Sparrow. 1992. Upwelling and productivity changes inferred from a temperature record in the central equatorial Pacific. *Nature*, vol. 355, pp: 812-815.
44. Machain-Castillo, M.L., M.A. Monreal-Gómez, E. Arellano-Torres, M. Merino-Ibarra y G. González-Chávez. 2008. Recent planktonic foraminiferal distribution patterns and their relation to hydrographic conditions of the Gulf of Tehuantepec, Mexican Pacific. *Marine Micropaleontology*, vol. 66, no. 2, pp: 103-119.
45. Martínez, J.I., G. Mora y T.T. Barrows. 2007. Paleoceanographic conditions in the western Caribbean Sea for the last 560 kyr as inferred from planktonic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, vol. 64, pp: 177-188.
46. Martinez, J.I., L. Taylor, P. De Deckker y T. Borrows. 1998. Planktonic foraminifera from the eastern Indian Ocean: distribution and ecology in relation to the Western Pacific Warm Pool (WPWP). *Marine Micropaleontology*, vol. 34, pp: 121-151.
47. Mata-Mendoza, A. M. 1980. Distribución de foraminíferos bentónicos en la parte SE del Golfo de Tehuantepec, México. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias, UNAM. 105p.
48. Matsumoto, K., T. Oba, J. Lynch-Stieglitz y H. Yamamoto. 2002. Interior hydrography and circulation of the glacial Pacific Ocean. *Quaternary Science Reviews*, vol. 21, pp: 1693-1704.
49. Metcalfe, S.E., S.L. O'Hara, M. Caballero y S.J. Davies. 2000. Records of Late Pleistocene-Holocene climatic change in Mexico: a review. *Quaternary Science Reviews*, vol. 19, pp: 699-721.
50. Molina, E. (Ed.), 2002. *Micropaleontología*. Prensas Universitarias Zaragoza. México. 634p.
51. Molina-Cruz, A. y M. Martínez-López, 1994. Oceanography of the Gulf of Tehuantepec, México, Indicates by Radiolaria Remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 111, pp: 179-195.
52. Monreal-Gómez, M. A., D. A. Salas de León, 1998. Dinámica y estructura termohalina. Cap. 2: 13-26. En: *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*. M. Tapia-García (Ed.). Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México, 240p.
53. Peeters, F.J.C., G.A. Brummer, G. Ganssen. 2002. The effect of upwelling on the distribution and stable isotope composition of *Globigerina bulloides* and *Globigerinoides ruber* (planktic foraminifera) in modern surface waters of the NW Arabian Sea. *Global and Planetary Change*, vol. 34, pp: 269-291.
54. 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 Foraminifera Research*, vol. 20, no. 4, pp: 312-325.

55. Petit, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaygue, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E Saltzman y M. Stievenard. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, vol. 399, pp: 429-439
56. Philander, G. 1999. El Niño: A predictable climate fluctuation. *National Forum*, vol. 79, no. 2, pp: 11-14.
57. Phleger, F.B., 1960. *Ecology and Distribution of Recent Foraminifera*. Johns Hopkins Press. USA. pp: 1-38.
58. Prothero, D.R., 1998. *Bringing Fossils to Life: An Introduction to Paleobiology*. McGraw-Hill. USA. pp: 187-197.
59. Rahmstorf, S. 2002. Ocean circulation and climate during the past 120 000 years. *Nature*, vol. 419, pp: 207-214.
60. Ravelo, A.C., R.G. Fairbanks y S.G.H. Philander. 1990. Reconstructing tropical atlantic hydrography using planktonic foraminifera and an ocean model. *Paleoceanography*, vol. 5, no. 3, pp: 409-431.
61. Romero-Centeno R., J. Zavala-Hidalgo, A. Gallegos y J. O'Brien. 2003. Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *Journal of Climate*, vol. 16, pp: 2628-2639.
62. Romero-Centeno, R., J. Zavala-Hidalgo y G.B. Raga. 2007. Mid-summer gap winds and low-level circulation over the eastern tropical Pacific. *Journal of Climate*, vol. 20, no. 15, pp: 3768-3784.
63. Ruddiman, F.W. y B.C. Heezen, 1967. Differential solution of Planktonic Foraminifera. *Deep-Sea Research*, vol. 14, pp: 801-808.
64. Sautter, L. R. y C. Sancetta. 1992. Seasonal associations of phytoplankton and planktic foraminifera in an upwelling region and their contribution to the seafloor. *Marine micropaleontology*, vol. 18, pp: 263-278.
65. Schiebel, R. y C. Hemleben. 2000. Interannual variability of planktic foraminiferal populations and test flux in the eastern North Atlantic Ocean (JGOFS). *Deep-Sea Research II*, vol. 47, pp: 1809-1852.
66. Schiebel, R., J. Waniek, M. Bork y C. Hemleben. 2001. Planktic foraminiferal production stimulated by chlorophyll redistribution and entrainment of nutrients. *Deep-Sea Research I*, vol. 48, pp: 721-740.
67. Schmuker, B. y R. Schiebel. 2002. Planktic foraminifers and hydrography of the eastern and northern Caribbean Sea. *Marine Micropaleontology*, vol. 46, pp: 387-403.
68. Trasviña, A. y E.D. Barton. 1997. Los Nortes del Golfo de Tehuantepec: la circulación costera inducida por el viento. *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*, Monografía No. 3, Unión Geofísica Mexicana. México. pp: 25-46.

69. Thunell R.C. y L.A. Reynolds. 1984. Sedimentation of planktonic foraminifera: Seasonal changes in species flux in the Panama Basin. *Micropaleontology*, vol. 30, no. 3, pp: 243-262.
70. Thunell, R. C. y A. B. Kepple. 2004. Glacial Holocene $\delta^{15}\text{N}$ record from the Gulf of Tehuantepec, Mexico: implications for denitrification in the eastern Equatorial Pacific and changes in atmospheric N_2O . *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 18, pp: 1-12.
71. Totman, J.P., 1998. *Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geological Record*. Columbia University Press. USA. pp: 27-89.
72. Vázquez-Gutiérrez, F., G. Salvador-López, A. Ramírez-Álvarez, M. Turner-Garcés, A. Frausto-Castillo y H. Alexander Valdés, 1998. La química del agua. Cap. 4: 35-50. En: *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*. M. Tapia-García (Ed.). Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México, 240p.
73. Wang, L. 2000. Isotopic signals in two morphotypes of *Globigerinoides ruber* (white) from the South China Sea: implications for monsoon climate change during the last glacial cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 161, pp: 381-394.
74. Watkins, J. M., A. C. Mix y J. Wilson. 1996. Living planktic foraminifera: tracers of circulation and productivity regimes in the Central Equatorial Pacific. *Deep-Sea Research II*, Vol. 43, no. 4-6, pp: 1257-1282.
75. Wefer, G., W.H. Berger, J. Bijma y G. Fischer. 1999. Clues to ocean history: A brief overview of proxies. En: *Use of proxies in paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. G. Fischer y G. Wefer (Eds.). Springer-Verlag. Berlin. pp: 1-68.
76. Williams, M., D. Dunkerley, P. De Deckker, P. Kershaw, J. Chappell. 1993. *Quaternary Environments*. 2e. Oxford University Press. USA. 329p.
77. ZhiQiang, Y., M. Lihua, H. YanBen y H. YongGang. 2007. Long-term variations of solar activity. *Chinese Science Bulletin*, vol. 52, no. 20, pp: 2737-2741.
78. Zhonghui, L., y T.D. Herbert. 2004. High-latitude influence on the eastern equatorial Pacific climate in the early Pliocene epoch. *Nature*, vol. 427, pp: 720-723.

11. ANEXOS

Se presentan las tablas referidas a lo largo del texto con los datos del núcleo MD02-2520 obtenidos durante el desarrollo de este estudio.

Tabla A1. Peso de las muestras y porcentaje de arenas.

Tabla A2. Modelo de edad para el núcleo MD02-2520.

Tabla A3. Tasas de acumulación de masa de C y N orgánicos y proporción C/N del núcleo MD02-2520.

Tabla A4. Abundancias absolutas de foraminíferos planctónicos en el núcleo MD02-2520.

Tabla A5. Abundancias por gramo de foraminíferos planctónicos en el núcleo MD02-2520.

Tabla A6. Abundancias relativas de foraminíferos planctónicos en el núcleo MD02-2520.

Tabla A7. Análisis de factores: Eigenvalores.

Tabla A8. Análisis de factores: Peso de los factores.

Tabla A9. Análisis de factores: Carga de los factores.

Tabla A1. Peso de las muestras y porcentaje de arenas. Se presentan en la tabla las muestras procesadas cada 10cm para la extracción de foraminíferos planctónicos correspondientes a las 25 secciones en que está dividido el núcleo MD02-2520. Se presenta la profundidad sin corregir de cada una de ellas, el peso seco antes de lavar, el peso seco después de lavar y el porcentaje en peso de la fracción arenosa. La mayor parte de las muestras procesadas no contuvieron foraminíferos planctónicos.

SECCIÓN	Profundidad (cm)	Muestra	Peso Seco Antes de lavar (g)	Peso Seco Después de lavar (g)	Porcentaje en peso de arena
I (0-150 cm)	11	11-13	1.7363	0.0251	1.4456
	21	21-23	1.4565	0.0273	1.8744
	31	31-33	3.9015	0.0244	0.6254
	41	41-43	2.4753	0.0393	1.5877
	51	51-53	3.6613	0.0203	0.5544
	61	61-63	1.3514	0.0446	3.3003
	71	71-73	3.1392	0.0327	1.0417
	81	81-82	1.6025	0.0203	1.2668
	91	91-93	2.9643	0.0142	0.4790
	101	101-103	0.6432	0.0277	4.3066
	111	111-113	5.2728	0.1086	2.0596
	121	121-123	1.5844	0.0332	2.0954
	131	131-133	3.798	0.0114	0.3002
	141	141-143	0.6725	0.0147	2.1859
II (151-300 cm)	152	152-153	3.9728	0.0206	0.5185
	161	161-162	2.0494	0.0155	0.7563
	171	171-172	3.9789	0.0170	0.4273
	181	181-182	0.6112	0.0327	5.3501
	191	191-192	6.7710	0.0314	0.4637
	201	201-202	1.3389	0.0182	1.3593
	211	211-212	7.3794	0.2674	3.6236
	216	216-217	5.451	0.1115	2.0455
	221	221-222	14.8391	0.1057	0.7123
	226	226-227	2.7954	0.0243	0.8693
	231	231-232	7.5767	0.0367	0.4844
	241	241-242	1.5654	0.0232	1.4820
	251	251-252	5.1971	0.0235	0.4522
	261	261-262	9.1308	0.0721	0.7896
	271	271-272	4.7743	0.0134	0.2807
	281	281-282	1.0164	0.0484	4.7619
291	291-292	7.5784	0.0415	0.5476	
III (301-450 cm)	302	302-303	1.28	0.0252	1.9688
	311	311-312	6.6441	0.0741	1.1153
	321	321-322	2.4736	0.0328	1.3260
	331	331-332	7.1036	0.0471	0.6630
	341	341-342	1.8062	0.01877	1.0392
	351	351-352	6.5980	0.0581	0.8806
	361	361-362	2.2165	0.0201	0.9068
	371	371-372	7.2870	0.0291	0.3993
	381	381-382	0.9868	0.0873	8.8468
	401	401-402	2.2622	0.0281	1.2422
	411	411-412	6.8775	0.0427	0.6209
421	421-422	1.5373	0.0362	2.3548	
431	431-432	7.3706	0.0372	0.5047	
441	441-442	2.0289	0.0461	2.2722	

SECCIÓN	Profundidad (cm)	Muestra	Peso Seco Antes de lavar (g)	Peso Seco Después de lavar (g)	Porcentaje en peso de arena
IV (451-600 cm)	452	452-453	3.8274	0.0345	0.9014
	461	461-462	1.1831	0.058	4.9024
	471	471-472	7.4600	0.0375	0.5027
	481	481-482	2.0086	0.0256	1.2745
	491	491-492	8.0600	0.0223	0.2767
	501	501-502	1.1941	0.0246	2.0601
	511	511-512	6.5023	0.0128	0.1969
	521	521-522	9.3332	0.0459	0.4918
	531	531-532	9.6320	0.0399	0.4142
	541	541-542	1.525	0.1149	7.5344
	551	551-552	9.9540	0.0737	0.7404
	561	561-562	1.9536	0.014	0.7166
	571	571-572	3.2498	0.0266	0.8185
	581	581-582	6.4012	0.0174	0.2718
	586	586-587	1.4827	0.2111	14.2375
	591	591-592	6.8188	0.0582	0.8535
V (601-750 cm)	602	602-604	1.856	0.0207	1.1153
	611	611-613	7.1046	0.0198	0.2787
	621	621-623	1.1782	0.0228	1.9352
	631	631-633	9.1640	0.1049	1.1447
	641	641-643	3.4424	0.0156	0.4532
	651	651-653	6.9970	0.0381	0.5445
	661	661-663	1.3913	0.027	1.9406
	671	671-673	4.8300	0.0236	0.4886
	681	681-683	2.0387	0.0209	1.0252
	691	691-692	7.8637	0.0335	0.4260
	701	701-703	11.8376	0.0658	0.5559
	711	711-712	7.2567	0.0213	0.2935
	721	721-723	3.3002	0.0203	0.6151
	731	731-733	4.9194	0.0146	0.2968
	741	741-743	1.3168	0.0189	1.4353
	VI (751-900 cm)	752	752-753	9.6771	0.0112
761		761-762	2.969	0.0087	0.2930
771		771-772	6.2795	0.0150	0.2389
781		781-782	1.1481	0.1513	13.1783
791		791-792	6.1301	0.0096	0.1566
801		801-802	14.9898	0.0613	0.4089
811		811-812	6.9226	0.0211	0.3048
821		821-822	1.4883	0.0323	2.1703
831		831-832	7.8494	0.0998	1.2714
841		841-842	2.1177	0.0146	0.6894
851		851-852	6.1813	0.0168	0.2718
861		861-862	3.9157	0.0695	1.7749
871		871-872	7.8107	0.1051	1.3456
881		881-882	2.9172	0.024	0.8227
891		891-892	5.0061	0.0562	1.1226
VII (901-1050 cm)		902	902-903	1.2879	0.0072
	911	911-912	8.6112	0.0325	0.3774
	921	921-922	2.5152	0.0362	1.4392
	931	931-932	7.2108	0.0186	0.2579
	941	941-942	13.1225	0.2675	2.0385
	951	951-952	5.7058	0.0205	0.3593
	961	961-962	1.8077	0.0206	1.1396
	971	971-972	8.3600	0.0242	0.2895
	981	981-982	1.1554	0.0136	1.1771
	991	991-992	8.3380	0.0376	0.4509
	1001	1001-1002	1.9499	0.0176	0.9026
	1011	1011-1012	8.9944	0.0186	0.2068
	1021	1021-1022	1.136	0.0103	0.9067
	1031	1031-1032	5.6991	0.0190	0.3334
	1041	1041-1042	2.7791	0.0162	0.5829

SECCIÓN	Profundidad (cm)	Muestra	Peso Seco Antes de lavar (g)	Peso Seco Después de lavar (g)	Porcentaje en peso de arena
VIII (1051-1200 cm)	1051	1051-1053	3.7532	0.0145	0.3863
	1061	1061-1062	1.1939	0.0207	1.7338
	1071	1071-1072	3.4660	0.0361	1.0415
	1081	1081-1083	2.7501	0.033	1.2000
	1091	1091-1093	5.0094	0.0399	0.7965
	1101	1101-1102	1.6276	0.0275	1.6896
	1111	1111-1112	6.3411	0.0491	0.7743
	1121	1121-1123	2.4609	0.0268	1.0890
	1131	1131-1133	5.6121	0.0349	0.6219
	1141	1141-1143	0.8548	0.0313	3.6617
	1151	1151-1152	8.2320	0.0813	0.9876
	1161	1161-1162	2.5803	0.0589	2.2827
	1171	1171-1172	8.3966	0.0664	0.7908
	1181	1181-1183	2.0931	0.0554	2.6468
1191	1191-1193	7.4815	0.0628	0.8394	
IX (1201-1350 cm)	1203	1203-1205	2.3834	0.0582	2.4419
	1211	1211-1212	8.7584	0.4798	5.4782
	1221	1221-1222	1.4777	0.04221	2.8565
	1231	1231-1232	10.8533	0.3860	3.5565
	1241	1241-1242	2.7912	0.1523	5.4564
	1251	1251-1252	10.6923	0.5395	5.0457
	1261	1261-1262	2.3993	0.0919	3.8303
	1271	1271-1272	8.5541	0.2484	2.9039
	1281	1281-1282	3.033	0.01206	0.3976
	1296	1296-1297	13.8762	0.2646	1.9069
	1301	1301-1302	7.2824	0.2625	3.6046
	1311	1311-1312	14.4472	0.3451	2.3887
	1321	1321-1322	3.512	0.1008	2.8702
	1331	1331-1332	13.0365	0.3252	2.4945
1342	1342-1344	2.2012	0.0297	1.3493	
X (1351- 1500 cm)	1353	1353-1355	5.3364	0.0474	0.8882
	1361	1361-1362	4.5435	0.0912	2.0073
	1371	1371-1372	7.8300	0.1979	2.5275
	1381	1381-1382	21.2653	1.2426	5.8433
	1391	1391-1392	11.5594	0.1821	1.5753
	1401	1401-1402	2.2569	0.101	4.4752
	1411	1411-1412	10.4651	0.2358	2.2532
	1421	1421-1422	2.3134	0.0694	2.9999
	1431	1431-1432	10.8730	0.2969	2.7306
	1441	1441-1442	10.8979	0.4898	4.4944
	1451	1451-1452	7.2387	0.1498	2.0694
	1461	1461-1462	3.1494	0.0461	1.4638
	1471	1471-1472	6.7913	0.1341	1.9746
	1481	1481-1482	1.8664	0.0591	3.1665
1491	1491-1492	6.0844	0.0797	1.3099	
XI (1501-1650 cm)	1502	1502-1504	2.0168	0.0567	2.8114
	1511	1511-1512	2.9144	0.0575	1.9730
	1521	1521-1522	2.8426	0.1115	3.9225
	1531	1531-1532	10.9689	0.4544	4.1426
	1541	1541-1542	2.9285	0.0565	1.9293
	1553	1553-1555	8.2064	0.1674	2.0399
	1561	1561-1563	2.9345	0.0589	2.0072
	1571	1571-1573	7.1016	0.1112	1.5658
	1581	1581-1583	3.157	0.0844	2.6734
	1591	1591-1592	5.0110	0.1223	2.4406
	1666	1666-1667	2.8766	0.0803	2.7915

SECCIÓN	Profundidad (cm)	Muestra	Peso Seco Antes de lavar (g)	Peso Seco Después de lavar (g)	Porcentaje en peso de arena
XII (1651-1800 cm)	1671	1671-1672	7.9113	0.2472	3.1246
	1681	1681-1682	2.2156	0.0386	1.7422
	1691	1691-1692	7.8670	0.1023	1.3004
	1701	1701-1702	1.4048	0.0302	2.1498
	1711	1711-1712	6.2380	0.0579	0.9282
	1721	1721-1722	3.2173	0.0889	2.7632
	1731	1731-1732	9.9415	0.2145	2.1576
	1741	1741-1742	2.1448	0.1198	5.5856
	1746	1746-1747	15.4843	0.2090	1.3498
	1751	1751-1753	6.4018	0.0761	1.1887
	1756	1756-1758	15.1345	0.1552	1.0255
	1761	1761-1763	2.4907	0.0679	2.7261
	1766	1766-1768	18.7120	0.3694	1.9741
	1771	1771-1773	6.5864	0.0121	0.1837
	1781	1781-1783	1.8759	0.0421	2.2443
	1791	1791-1793	6.9493	0.1055	1.5181
XIII (1801-1950 cm)	1805	1805-1806	4.9429	0.0756	1.5295
	1811	1811-1812	9.2405	0.1411	1.5270
	1821	1821-1822	3.8993	0.0924	2.3697
	1831	1831-1832	8.9974	0.1280	1.4226
	1846	1846-1847	5.0616	0.1542	3.0465
	1851	1851-1852	8.2069	0.1443	1.7583
	1861	1861-1862	6.7183	0.1001	1.4900
	1871	1871-1872	8.3992	0.2719	3.2372
	1881	1881-1882	5.4023	0.05	0.9255
	1891	1891-1892	8.7252	0.0722	0.8275
	1901	1901-1902	6.4384	0.0923	1.4336
	1911	1911-1912	8.8778	0.1745	1.9656
	1921	1921-1922	5.2786	0.0738	1.3981
	1931	1931-1932	9.8547	0.0949	0.9630
	1941	1941-1942	7.7661	0.132	1.6997
	XIV (1951-2100 cm)	1953	1953-1955	10.1206	0.4030
1961		1961-1962	5.9197	0.1987	3.3566
1971		1971-1972	7.1375	0.1224	1.7149
1981		1981-1982	6.7126	0.1117	1.6640
1991		1991-1992	8.0149	0.1178	1.4698
2001		2001-2002	5.6959	0.1625	2.8529
2011		2011-2012	6.5638	0.2104	3.2055
2021		2021-2022	8.6137	0.1434	1.6648
2031		2031-2032	8.4050	0.0777	0.9244
2041		2041-2042	6.5813	0.135	2.0513
2051		2051-2052	6.0342	0.0981	1.6257
2061		2061-2062	7.4648	0.1019	1.3651
2071		2071-2072	7.0744	0.0691	0.9768
2081		2081-2082	7.6269	0.3606	4.7280
2091		2091-2092	6.3108	0.0731	1.1583
XV (2101-2250 cm)		2102	2102-2103	5.6704	0.0802
	2111	2111-2112	8.7619	0.1341	1.5305
	2121	2121-2122	7.7881	0.2971	3.8148
	2131	2131-2132	6.5481	0.0418	0.6384
	2141	2141-2142	8.0374	0.1156	1.4383
	2151	2151-2152	5.7097	0.0751	1.3153
	2161	2161-2162	15.0402	0.3041	2.0219
	2171	2171-2172	6.7875	0.0694	1.0225
	2181	2181-2182	7.0419	0.0835	1.1858
	2191	2191-2192	8.6514	0.0805	0.9305
	2201	2201-2202	3.1266	0.0383	1.2250
	2211	2211-2212	10.0860	0.1275	1.2641
	2221	2221-2222	5.4897	0.0673	1.2259
	2231	2231-2232	3.4812	0.0667	1.9160
	2241	2241-2242	7.9105	0.1021	1.2907

SECCIÓN	Profundidad (cm)	Muestra	Peso Seco Antes de lavar (g)	Peso Seco Después de lavar (g)	Porcentaje en peso de arena
XVI (2251-2400 cm)	2252	2252-2253	12.2302	0.1122	0.9174
	2261	2261-2262	8.0255	0.1019	1.2697
	2271	2271-2272	11.2471	0.1095	0.9736
	2281	2281-2282	6.7564	0.0964	1.4268
	2296	2296-2297	9.6235	0.0754	0.7835
	2301	2301-2302	6.7403	0.1095	1.6246
	2311	2311-2312	8.5436	0.1801	2.1080
	2321	2321-2322	8.6015	0.1213	1.4102
	2331	2331-2332	11.4354	0.0340	0.2973
	2341	2341-2342	8.0607	0.2009	2.4923
	2351	2351-2352	7.3486	0.0809	1.1009
	2361	2361-2362	7.6283	0.0959	1.2572
	2371	2371-2372	8.1567	0.0669	0.8202
	2381	2381-2382	6.5131	0.1515	2.3261
2391	2391-2392	7.0338	0.0544	0.7734	
XVII (2401-2550 cm)	2402	2402-2403	5.7761	0.1133	1.9615
	2411	2411-2412	11.6888	0.0771	0.6596
	2421	2421-2422	8.6154	0.0952	1.1050
	2431	2431-2432	11.9636	0.0835	0.6980
	2441	2441-2443	3.5699	0.0398	1.1149
	2451	2451-2452	6.4470	0.0806	1.2502
	2461	2461-2462	5.8138	0.0753	1.2952
	2471	2471-2472	12.6463	0.0918	0.7259
	2481	2481-2482	4.4861	0.0964	2.1489
	2491	2491-2492	9.1661	0.0874	0.9535
	2501	2501-2502	7.8295	0.0957	1.2223
	2511	2511-2512	6.2189	0.0466	0.7493
	2521	2521-2522	6.4701	0.0602	0.9304
	2531	2531-2532	14.0895	0.0824	0.5848
2541	2541-2542	7.0014	0.074	1.0569	
XVIII (2551-2700 cm)	2552	2552-2553	8.0927	0.0783	0.9675
	2561	2561-2562	3.3573	0.039	1.1616
	2571	2571-2572	5.1286	0.0527	1.0276
	2581	2581-2582	5.9049	0.0584	0.9890
	2591	2591-2592	8.1533	0.1091	1.3381
	2601	2601-2602	6.0142	0.137	2.2779
	2611	2611-2612	8.2759	0.0846	1.0222
	2621	2621-2622	7.7523	0.084	1.0835
	2631	2631-2632	11.6591	0.0754	0.6467
	2641	2641-2642	15.6888	0.232	1.4788
	2651	2651-2652	7.3255	0.0631	0.8614
	2661	2661-2662	6.4037	0.0535	0.8355
	2671	2671-2672	12.1442	0.1558	1.2829
	2681	2681-2682	11.9791	0.1664	1.3891
2691	2691-2692	9.4477	0.0657	0.6954	
XIX (2701-2850 cm)	2702	2702-2703	5.9182	0.0689	1.1642
	2711	2711-2712	6.5625	0.0460	0.7010
	2721	2721-2722	5.3236	0.0516	0.9693
	2731	2731-2732	5.7250	0.0455	0.7948
	2741	2741-2742	5.3108	0.0719	1.3538
	2751	2751-2752	5.1286	0.0321	0.6259
	2761	2761-2762	4.5057	0.0528	1.1718
	2771	2771-2772	6.7650	0.0877	1.2964
	2781	2781-2782	5.3357	0.052	0.9746
	2791	2791-2792	8.1592	0.0952	1.1668
	2801	2801-2802	5.3994	0.0574	1.0631
	2811	2811-2812	10.5288	0.1372	1.3031
	2821	2821-2822	7.8826	0.1412	1.7913
	2831	2831-2832	8.4114	0.0559	0.6646
2836	2836-2837	6.2802	0.0618	0.9840	

SECCIÓN	Profundidad (cm)	Muestra	Peso Seco Antes de lavar (g)	Peso Seco Después de lavar (g)	Porcentaje en peso de arena
XX (2851-3000 cm)	2853	2853-2855	16.8573	0.1027	0.6092
	2861	2861-2862	6.64	0.0493	0.7425
	2871	2871-2872	12.1381	0.1570	1.2934
	2881	2881-2882	4.8983	0.0599	1.2229
	2891	2891-2892	11.8201	0.0956	0.8088
	2901	2901-2902	7.5365	0.0536	0.7112
	2911	2911-2912	10.2691	0.1342	1.3068
	2921	2921-2922	6.0786	0.067	1.1022
	2931	2931-2932	9.9523	0.0789	0.7928
	2941	2941-2942	10.4165	0.3044	2.9223
	2951	2951-2952	10.2145	0.1181	1.1562
	2961	2961-2962	3.1199	0.0359	1.1507
	2971	2971-2972	10.4740	0.0798	0.7619
	2981	2981-2982	5.7592	0.053	0.9203
	2991	2991-2992	6.5458	0.0650	0.9930
XXI (3001-3150 cm)	3002	3002-3004	6.3626	0.1201	1.8876
	3011	3011-3012	11.0626	0.0888	0.8027
	3021	3021-3022	10.5714	0.1537	1.4539
	3031	3031-3032	10.6090	0.1018	0.9596
	3041	3041-3042	4.8925	0.0657	1.3429
	3051	3051-3052	8.2182	0.0940	1.1438
	3061	3061-3062	10.5483	0.081	0.7679
	3071	3071-3072	12.8179	0.1199	0.9354
	3081	3081-3082	6.2148	0.084	1.3516
	3091	3091-3092	8.4349	0.0655	0.7765
	3101	3101-3102	7.5901	0.0545	0.7180
	3111	3111-3112	12.6471	0.1230	0.9726
	3121	3121-3122	6.1142	0.0694	1.1351
	3131	3131-3132	11.1558	0.1136	1.0183
	3141	3141-3142	8.7207	0.0852	0.9770
XXII (3151-3300 cm)	3152	3152-3153	8.4089	0.0574	0.6826
	3161	3161-3162	3.3067	0.0629	1.9022
	3171	3171-3172	9.5526	0.0925	0.9683
	3181	3182-3184	7.3225	0.0945	1.2905
	3192	3192-3194	13.3474	0.1863	1.3958
	3196	3196-3197	20.5501	0.1109	0.5397
	3201	3201-3202	3.7284	0.0713	1.9123
	3121	3221-3222	10.9728	0.1681	1.5320
	3141	3241-3242	4.2809	0.0487	1.1376
	3206	3206-3207	23.3253	0.1452	0.6225
	3211	3211-3212	10.7446	0.1035	0.9633
	3231	3231-3232	8.3503	0.0888	1.0634
	3251	3251-3252	13.6100	0.1460	1.0727
	3262	3262-3264	8.9828	0.1023	1.1388
	3271	3271-3272	15.2259	0.0911	0.5983
3281	3281-3282	3.9342	0.048	1.2201	
3291	3291-3292	12.0498	0.1022	0.8481	
XXIII (3301-3450 cm)	3302	3302-3303	8.6407	0.1619	1.8737
	3311	3311-3312	10.2659	0.0917	0.8932
	3321	3321-3322	4.9085	0.0757	1.5422
	3331	3331-3332	13.8708	0.1098	0.7916
	3342	3342-3344	8.7782	0.1619	1.8443
	3351	3351-3352	12.2411	0.1626	1.3283
	3361	3361-3362	18.9461	0.5222	2.7562
	3371	3371-3372	14.8300	0.1607	1.0836
	3381	3381-3382	7.4029	0.1223	1.6521
	3391	3391-3392	12.9689	0.1911	1.4735
	3401	3401-3402	2.9109	0.05	1.7177
	3411	3411-3412	11.8586	0.1663	1.4024
	3421	3421-3422	9.3154	0.1228	1.3182
	3432	3432-3434	11.1812	0.1202	1.0750
	3441	3441-3442	3.9396	0.0579	1.4697

SECCIÓN	Profundidad (cm)	Muestra	Peso Seco Antes de lavar (g)	Peso Seco Después de lavar (g)	Porcentaje en peso de arena
XXIV (3451-3600 cm)	3453	3453-3455	14.4579	0.1456	1.0071
	3461	3461-3462	8.2376	0.1414	1.7165
	3471	3471-3472	17.3223	0.1552	0.8960
	3481	3481-3482	3.4536	0.0761	2.2035
	3491	3491-3492	17.1153	0.1615	0.9436
	3501	3501-3502	6.4856	0.1005	1.5496
	3511	3511-3512	11.0327	1.8185	16.4828
	3521	3521-3522	4.6247	0.0625	1.3514
	3521(a)	3521-3522	17.5602	0.1785	1.0165
	3526	3526-3527	22.9994	0.2152	0.9357
	3531	3531-3532	16.4383	0.1693	1.0299
	3541	3541-3542	8.6357	0.1116	1.2923
	3551	3551-3552	16.2866	0.1105	0.6785
	3561	3561-3562	3.3573	0.0515	1.5340
	3571	3571-3572	17.7530	0.1117	0.6292
	3581	3581-3582	6.92	0.1065	1.5390
3591	3591-3592	24.8911	0.1974	0.7931	
XXV (3601-3706 cm)	3604	3604-3606	3.2121	0.0495	1.5410
	3611	3611-3612	9.4924	0.1538	1.6202
	3621	3621-3622	4.5518	0.0473	1.0391
	3631	3631-3632	11.5811	0.0794	0.6856
	3641	3641-3642	5.7307	0.116	2.0242
	3651	3651-3652	12.6081	0.0987	0.7828
	3661	3661-3662	10.3115	0.0922	0.8941
	3671	3671-3672	16.1246	0.1313	0.8143
	3681	3681-3682	5.0589	0.0769	1.5201
	3691	3691-3692	19.1242	0.1508	0.7885
	3701	3701-3702	8.5367	0.0876	1.02616

Tabla A2. Modelo de edad para el núcleo MD02-2520. Se presentan las profundidades sin corregir y corregidas para cada una de las muestras del núcleo MD02-2520. Se presentan las edades calibradas en años B.P. obtenidas por radiocarbono, en negritas se presentan las edades obtenidas a partir de materia orgánica, el resto de estas edades se obtuvieron a partir de testas foraminíferos planctónicos. Las edades presentadas en el modelo de edad fueron obtenidas por interpolación lineal entre dos edades de radiocarbono conocidas. Las edades determinadas a partir de materia orgánica fueron obtenidas por el Dr. Raja Ganeshram del Earth Science Institute de la Universidad de Edimburgo. Las edades calibradas obtenidas de foraminíferos planctónicos fueron tomadas de Blanchet (2006).

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
8	1	515	515.0
11	4		527.5
13	6		535.8
16	9		548.3
21	14		569.1
26	19		590.0
31	24		610.8
36	29		631.6
41	34		652.4
46	39		673.2
51	44		694.1
56	49		714.9
61	54		735.7
66	59		756.5
71	64		777.3
76	69		798.2
81	74		819.0
86	79		839.8
91	84		860.6
96	89		881.4
101	94		902.3
106	99		923.1
111	104		943.9
116	109		964.7
121	114		985.5
126	119		1006.4
131	124		1027.2
136	129	1048	1048.0
141	134		1092.0
146	139		1136.0

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
151	144		1179.9
151	144		1179.9
156	149		1223.9
161	154		1267.9
166	159		1311.9
171	164		1355.8
176	169		1399.8
	173	1435	1435.0
181	174		1443.9
186	179		1488.4
191	184		1532.9
196	189		1577.4
201	194		1621.8
201	194		1621.8
206	199		1666.3
206	199		1666.3
211	204		1710.8
211	204		1710.8
216	209		1755.3
221	214		1799.8
226	219		1844.3
231	224		1888.8
236	229		1933.2
241	234		1977.7
246	239		2022.2
251	244		2066.7
256	249		2111.2
261	254		2155.7
266	259		2200.1
271	264		2244.6
276	269		2289.1
281	274		2333.6
286	279		2378.1
291	284		2422.6
296	289		2467.1
301	294		2511.5

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
306	299		2556.0
311	304		2600.5
316	309	2645	2645.0
321	314		2701.2
326	319		2757.4
331	324		2813.5
336	329		2869.7
341	334		2925.9
346	339		2982.1
	343	3027	3027.0
351	344		3042.9
356	349		3122.5
361	354		3202.1
366	359		3281.7
371	364		3361.3
376	369		3440.9
381	374		3520.5
386	379		3600.1
391	384		3679.7
396	389		3759.3
	393	3823	3823.0
401	394		3839.1
406	399		3907.0
411	404	3907	3907.0
416	409		3966.0
421	414		4025.1
426	419		4084.1
431	424		4143.2
436	429		4202.2
441	434		4261.2
446	439		4320.3
451	444		4379.3
456	450		4450.2
461	454		4497.4
466	459		4556.4
471	464		4615.5

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
476	469		4674.5
481	474		4733.5
486	479		4792.6
491	484		4851.6
496	489		4910.7
501	494		4969.7
506	499		5028.7
511	504		5087.8
516	509		5146.8
521	514		5205.8
526	519		5264.9
531	524		5323.9
536	529		5383.0
541	534	5442	5442.0
546	539		5483.6
551	544		5525.1
556	549		5566.7
561	554		5608.2
566	559		5649.8
571	564		5691.3
576	569		5732.9
581	574		5774.4
586	579		5816.0
591	584		5857.6
596	589		5899.1
601	594		5940.7
606	599		5982.2
611	604		6023.8
616	609		6065.3
621	614		6106.9
626	619		6148.4
631	624		6190.0
636	629		6231.6
641	634		6273.1
646	639		6314.7
651	644		6356.2

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
656	649		6397.8
661	654		6439.3
666	659		6480.9
671	664		6522.4
676	669	6564	6564.0
681	674		6612.8
696	689		6759.2
701	694		6808.1
706	699		6856.9
711	704		6905.7
716	709		6954.5
721	714		7003.3
726	719		7052.1
731	724		7100.9
736	729		7149.7
741	734		7198.5
746	739		7247.4
751	744		7296.2
756	749		7345.0
761	754		7393.8
766	759		7442.6
771	764		7491.4
776	769		7540.2
801	794		7784.3
806	799		7833.1
811	804		7881.9
816	809		7930.7
821	814		7979.5
831	824		8077.1
836	829		8126.0
	833	8165	8165.0
841	834		8198.6
846	839		8366.8
851	844	8535	8535.0
856	849		8599.8
861	854		8664.6

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
866	859		8729.4
871	864		8794.2
876	869		8859.0
881	874		8923.8
886	879		8988.6
891	884		9053.4
896	889		9118.2
901	894		9183.0
906	899		9247.8
911	904		9312.6
916	909		9377.4
921	914		9442.2
926	919		9507.0
931	924		9571.8
936	929		9636.6
941	934		9701.4
946	939		9766.2
951	944		9831.0
956	949		9895.8
961	954		9960.6
966	959		10025.4
971	964		10090.2
976	969	10155	10155.0
981	974		10237.2
986	979		10319.4
991	984		10401.6
996	989		10483.8
1001	994		10566.1
1006	999		10648.3
1011	1004		10730.5
1016	1009		10812.7
1021	1014		10894.9
1026	1019		10977.1
1031	1024		11059.3
1032	1025		11075.8
1036	1029		11141.5

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
1041	1034		11223.8
1046	1039		11306.0
1051	1043		11371.7
1056	1048		11453.9
1061	1053		11536.2
1066	1058		11618.4
1071	1063		11700.6
1071	1063		11700.6
1071	1063		11700.6
1076	1068		11782.8
1081	1073	11865	11865.0
1086	1078		11979.2
1091	1083		12093.4
1096	1088		12207.6
1101	1093		12321.8
1106	1098		12436.0
1111	1103		12550.2
1116	1108		12664.4
1121	1113		12778.6
1126	1118		12892.8
1131	1123	13007	13007.0
1136	1128		13101.7
1141	1133		13196.4
1146	1138		13291.1
1151	1143		13385.8
1156	1148		13480.5
1161	1153		13575.2
1166	1158		13669.9
1171	1163		13764.6
1176	1168		13859.3
1181	1173	13954	13954.0
1186	1178		14058.3
1191	1183		14162.6
1196	1188		14266.9
1201	1192		14350.3
1206	1197		14454.6

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
1211	1202		14558.9
1216	1207		14663.1
1221	1212		14767.4
1225	1216		14850.9
1226	1217		14871.7
1231	1222	14976	14976.0
1236	1227		15058.9
1241	1232		15141.7
1246	1237		15224.6
1251	1242		15307.4
1256	1247		15390.3
1261	1252		15473.1
1264	1255		15522.9
1266	1257		15556.0
1271	1262		15638.9
1276	1267		15721.7
	1271	15788	15788.0
1281	1272		15798.0
1286	1277		15847.9
1291	1282		15897.9
1296	1287		15947.9
1301	1292		15997.8
1306	1297		16047.8
1311	1302		16097.7
1316	1307		16147.7
1321	1312		16197.6
1326	1317		16247.6
1331	1322		16297.6
1336	1327		16347.5
1341	1332		16397.5
1346	1337		16447.4
1351	1382		16897.0
1356	1387	16947	16947.0
1361	1392		17070.9
1366	1397		17194.8
1371	1402		17318.7

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
1376	1407		17442.6
1381	1412		17566.5
1386	1417		17690.5
1391	1422		17814.4
1396	1427		17938.3
1401	1432		18062.2
1406	1437		18186.1
1411	1442	18310	18310.0
1416	1447		18358.5
1421	1452		18407.0
1426	1457		18455.5
1431	1462		18504.0
1436	1467		18552.5
1451	1482		18698.0
1456	1487		18746.5
1461	1492	18795	18795.0
1466	1497		18824.1
1471	1502		18853.2
1476	1507		18882.3
1481	1512		18911.5
1486	1517		18940.6
1491	1522		18969.7
1496	1527		18998.8
1501	1541		19080.3
1506	1546		19109.4
1511	1551		19138.5
1516	1556		19167.7
1521	1561		19196.8
1526	1566		19225.9
1531	1571	19255	19255.0
1536	1576		19302.3
1541	1581		19349.6
1546	1586		19397.0
1551	1591		19444.3
1556	1594		19472.7
1559	1597		19501.1

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
1561	1599		19520.0
1566	1604		19567.3
1571	1609		19614.7
1576	1614		19662.0
1581	1619		19709.3
1586	1624		19756.6
1591	1629		19803.9
1596	1634		19851.3
1666	1653		20031.1
1671	1658		20078.4
1676	1663		20125.7
1681	1668		20173.1
1686	1673		20220.4
1691	1678		20267.7
1696	1683		20315.0
1701	1688		20362.4
1706	1693		20409.7
1711	1698		20457.0
1716	1703		20504.3
1721	1708		20551.7
1726	1713		20599.0
1731	1718		20646.3
1736	1723		20693.6
1741	1728		20740.9
1746	1733		20788.3
1751	1738		20835.6
1756	1743		20882.9
1761	1747		20920.8
1766	1752		20968.1
1771	1757		21015.4
1776	1762		21062.7
1781	1767		21110.1
1786	1772		21157.4
1791	1777		21204.7
1796	1782		21252.0
1801	1787		21299.4

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
1806	1792		21346.7
1811	1797	21394	21394.0
1816	1802		21461.7
1821	1807		21529.4
1826	1812		21597.2
1831	1817		21664.9
1836	1822		21732.6
1841	1827		21800.3
1846	1832		21868.0
1851	1837		21935.8
1856	1842		22003.5
1861	1847		22071.2
1866	1852		22138.9
1871	1857		22206.6
1876	1862		22274.4
	1865	22315	22315.0
1881	1867		22351.8
1886	1872		22397.0
1891	1877		22442.3
1896	1882		22487.5
1901	1887		22532.8
1906	1892		22578.0
1911	1897		22623.3
1916	1902		22668.5
1921	1907		22713.8
1926	1912		22759.0
1931	1917		22804.3
1936	1922		22849.5
1941	1927		22894.8
1946	1932		22940.0
1951	1936		22976.2
1956	1941		23021.5
1961	1946		23066.7
1966	1951		23112.0
1971	1956		23157.2
1976	1961		23202.5

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
1981	1966		23247.7
1986	1971		23293.0
1991	1976		23338.2
1996	1981		23383.5
2001	1986		23428.7
2006	1991		23474.0
2011	1996		23519.2
2016	2001		23564.5
2021	2006		23609.7
2026	2011		23655.0
2031	2016		23700.2
2036	2021		23745.5
2041	2026		23790.7
2046	2031		23836.0
2051	2036		23881.3
2056	2041		23926.5
2061	2046		23971.8
2066	2051		24017.0
2071	2056		24062.3
2076	2061		24107.5
2081	2066		24152.8
2086	2071		24198.0
2091	2076		24243.3
2096	2081		24288.5
2101	2087		24342.8
2106	2092		24388.1
2111	2097		24433.3
2116	2102		24478.6
2121	2107		24523.8
2126	2112	24551	24551.0
2131	2117		24581.6
2136	2122		24612.1
2141	2127		24642.7
2146	2132		24673.3
2151	2137		24703.9
2156	2142		24734.4

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
2161	2147		24765.0
2166	2152		24795.6
2171	2157		24826.1
2176	2162		24856.7
2181	2167		24887.3
2186	2172		24917.8
2191	2177		24948.4
2196	2182		24979.0
2201	2187		25009.6
2206	2192		25040.1
2211	2197		25070.7
2216	2202		25101.3
2221	2207		25131.8
2226	2212		25162.4
2231	2217		25193.0
2236	2222		25223.5
2241	2227	25248	25254.1
2246	2232		25268.5
2251	2236		25282.1
2256	2241		25299.2
2261	2246		25316.2
2266	2251		25333.3
2271	2256		25350.4
2276	2261		25367.4
2281	2266		25384.5
2286	2271		25401.5
2291	2277	25422	25422.0
2296	2281		25544.0
2301	2286		25696.5
2306	2291		25849.0
	2295	25971	25971.0
2311	2296		25982.8
2316	2301		26041.6
2321	2306		26100.4
2326	2311		26159.2
2331	2316		26217.9

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
2336	2321		26276.7
2341	2326		26335.5
2346	2331		26394.3
2351	2336		26453.1
2356	2341		26511.9
2361	2346		26570.7
2366	2351		26629.5
2371	2356		26688.3
2376	2361		26747.1
2381	2366		26805.9
2386	2371		26864.7
2391	2376		26923.5
2396	2381		26982.3
2401	2385		27029.3
2406	2390		27088.1
2411	2395		27146.9
2416	2400		27205.7
2421	2405		27264.5
2426	2410		27323.3
2431	2415		27382.1
2436	2420		27440.9
2441	2425		27499.7
2446	2430		27558.5
2451	2435		27617.3
2456	2440		27676.1
2461	2445		27734.9
2466	2450		27793.7
2471	2455		27852.5
2476	2460		27911.3
2481	2465		27970.1
2486	2470		28028.9
2491	2475	28088	28087.7
2496	2480		28139.8
2501	2485		28191.9
2506	2490		28244.0
2511	2495		28296.1

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
2516	2500		28348.2
2521	2505		28400.3
2526	2510		28452.5
2531	2515		28504.6
2536	2520		28556.7
2541	2525		28608.8
2546	2530		28660.9
2551	2535		28713.0
2556	2540		28765.1
2561	2545		28817.2
2566	2550		28869.3
2571	2555		28921.4
2576	2560		28973.5
2581	2565		29025.6
2586	2570		29077.7
2591	2575		29129.9
2596	2580		29182.0
2601	2585		29234.1
2606	2590		29286.2
2611	2595		29338.3
2616	2600		29390.4
2621	2605		29442.5
2626	2610		29494.6
2631	2615		29546.7
2636	2620		29598.8
2641	2625		29650.9
2646	2630		29703.0
2651	2635		29755.1
2656	2640		29807.3
2661	2645		29859.4
2666	2650		29911.5
2671	2655		29963.6
2676	2660		30015.7
2681	2665		30067.8
2686	2670		30119.9
2701	2683		30255.4

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
2706	2688		30307.5
2711	2693		30359.6
2716	2698		30411.7
2721	2703		30463.8
2726	2708		30515.9
2731	2713		30568.0
2736	2718		30620.1
2741	2723		30672.2
2746	2728		30724.4
2751	2733		30776.5
2756	2738		30828.6
2761	2743		30880.7
2766	2748		30932.8
2771	2753		30984.9
2776	2758		31037.0
2781	2763		31089.1
2786	2768		31141.2
2791	2773		31193.3
2796	2778		31245.4
2801	2783		31297.5
2806	2788		31349.7
2811	2793		31401.8
2816	2798		31453.9
2821	2803		31506.0
2826	2808		31558.1
2831	2813		31610.2
2836	2818		31662.3
2841	2823		31714.4
2846	2828		31766.5
2851	2833		31818.6
2856	2836		31849.9
2861	2841		31902.0
2866	2846		31954.1
2871	2851		32006.2
2876	2856		32058.3
2881	2861		32110.4

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
2886	2866		32162.5
2891	2871		32214.6
2896	2876		32266.7
2901	2881	32319	32318.9
2906	2886		32370.8
2911	2891		32422.7
2916	2896		32474.7
2921	2901		32526.6
2926	2906		32578.6
2931	2911		32630.5
2936	2916		32682.5
2941	2921		32734.4
2946	2926		32786.4
2951	2931		32838.3
2956	2936		32890.3
2961	2941		32942.2
2966	2946		32994.1
2971	2951		33046.1
2976	2956		33098.0
2981	2961		33150.0
2986	2966		33201.9
2991	2971		33253.9
2996	2976		33305.8
3001	2980		33347.4
3006	2985		33399.3
3011	2990		33451.3
3016	2995		33503.2
3021	3000		33555.1
3026	3005		33607.1
3031	3010		33659.0
3036	3015		33711.0
3041	3020		33762.9
3046	3025		33814.9
3051	3030		33866.8
3056	3035		33918.8
3061	3040		33970.7

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
3066	3045		34022.6
3071	3050		34074.6
3076	3055		34126.5
3081	3060		34178.5
3086	3065		34230.4
3091	3070		34282.4
3096	3075		34334.3
3101	3080		34386.3
3106	3085		34438.2
3111	3090		34490.2
3116	3095		34542.1
3121	3100		34594.0
3126	3105		34646.0
3131	3110		34697.9
3136	3115		34749.9
3141	3120		34801.8
3146	3125		34853.8
3151	3130		34905.7
3156	3135		34957.7
3161	3140		35009.6
3166	3145		35061.5
3171	3150		35113.5
3176	3155		35165.4
3181	3160		35217.4
3186	3165		35269.3
3201	3180		35425.2
3206	3185		35477.1
3211	3190		35529.1
3216	3195		35581.0
3221	3200		35632.9
3226	3205		35684.9
3231	3210		35736.8
3236	3215		35788.8
3241	3220		35840.7
3246	3225		35892.7
3251	3230		35944.6

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
3256	3235		35996.6
3261	3240		36048.5
3266	3245		36100.4
3271	3250		36152.4
3276	3255		36204.3
3281	3260		36256.3
3286	3265		36308.2
3291	3270		36360.2
3296	3275		36412.1
3301	3279		36453.7
3306	3284	36506	36505.6
3311	3289		36612.3
3316	3294		36719.0
3321	3299		36825.7
3326	3304		36932.4
3331	3309		37039.1
3336	3314		37145.8
3341	3319		37252.5
3346	3324		37359.2
3351	3329		37465.9
3356	3334		37572.6
3361	3339		37679.3
3366	3344		37786.0
3371	3349		37892.7
3376	3354		37999.4
3381	3359		38106.1
3386	3364		38212.8
3391	3369		38319.5
3396	3374		38426.2
3401	3379		38532.9
3406	3384		38639.6
3411	3389		38746.3
3416	3394		38853.0
3421	3399		38959.7
3426	3404		39066.4
3431	3409		39173.1

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
3436	3414		39279.8
3441	3419		39386.5
3446	3424		39493.2
3451	3428		39578.6
3456	3433		39685.3
3461	3438		39792.0
3466	3443		39898.7
3471	3448		40005.4
3476	3453		40112.1
3481	3458		40218.8
3486	3463		40325.5
3491	3468		40432.2
3496	3473		40538.9
3501	3478		40645.6
3516	3493		40965.7
3521	3498		41072.4
3526	3503		41179.1
3531	3508		41285.8
3536	3513		41392.5
3541	3518		41499.2
3546	3523		41605.9
3551	3528		41712.6
3556	3533		41819.3
3561	3538		41926.0
3566	3543		42032.7
3571	3548		42139.4
3576	3553		42246.1
3581	3558		42352.8
3586	3563		42459.5
3591	3568		42566.2
3596	3573	42673	42672.9
3604	3579		42801.0
3607	3582		42865.0
3611	3586		42950.4
3616	3591		43057.1
3626	3601		43270.5

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Edad calibrada (años B.P.)	Modelo de edad por interpolación lineal (años B.P.)
3636	3611		43483.9
3661	3636		44017.4
3666	3641		44124.1
3671	3646		44230.8
3676	3651		44337.5
3681	3656		44444.2
3686	3661		44550.9
3691	3666		44657.6
3696	3671		44764.3
3701	3676		44871.0

Tabla A3. Tasas de acumulación de masa de C y N orgánicos y proporción C/N del núcleo MD02-2520. Se presentanen la tabla la profundidad de las muestras sin corregir, la profundidad corregida, las tasas de acumulación de masa de C y N orgánicos, y la proporción C/N de todas las muestras analizadas. Los datos de porcentaje de C y N orgánicos para obtener las tasas de acumulación de masa y la proporción C/N fueron proporcionados por el Dr. Raja Ganeshram del Earth Science Institute de la Universidad de Edimburgo.

Profundidad sin corregir (cm)	Profundidad corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
8	1	1833.43	215.73	8.50
11	4	1725.34	211.97	8.14
13	6	1572.21	190.22	8.27
16	9	1824.44	222.96	8.18
21	14	1902.50	229.70	8.28
26	19	1812.09	214.62	8.44
31	24	1700.58	198.16	8.58
36	29	1595.05	188.72	8.45
41	34	1493.12	174.10	8.58
46	39	1272.31	149.73	8.50
51	44	1442.71	162.71	8.87
56	49	1442.97	159.96	9.02
61	54	1484.83	168.35	8.82
66	59	1331.55	152.08	8.76
71	64	1308.48	144.62	9.05
76	69	1311.80	146.73	8.94
81	74	1272.31	142.40	8.93
86	79	935.35	106.78	8.76
91	84	1395.15	155.34	8.98
96	89	1363.33	151.82	8.98
101	94	1441.81	160.89	8.96
106	99	1431.80	159.55	8.97
111	104	1375.06	152.32	9.03
116	109	1167.48	73.41	15.90
121	114	1507.65	115.02	13.11
126	119	1303.57	83.92	15.53
131	124	1414.83	118.86	11.90
136	129	1436.45	132.24	10.86
141	134	969.43	59.76	16.22
146	139	704.08	60.80	11.58
151	144	990.71	92.50	10.71
151	144	930.00	77.58	11.99
156	149	904.89	92.51	9.78
161	154	898.67	91.12	9.86
166	159	806.79	89.49	9.02
171	164	855.48	96.74	8.84
176	169	862.82	86.16	10.01
181	174	602.82	60.41	9.98

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
186	179	668.45	71.68	9.33
191	184	658.37	71.90	9.16
196	189	647.88	67.72	9.57
201	194	653.58	71.69	9.12
201	194	631.64	67.03	9.42
206	199	583.54	66.43	8.78
206	199	557.13	58.19	9.57
211	204	599.89	57.99	10.34
211	204	573.13	60.54	9.47
216	209	627.16	64.92	9.66
221	214	732.84	75.80	9.67
226	219	751.20	78.61	9.56
231	224	710.39	74.18	9.58
236	229	738.07	77.76	9.49
241	234	711.52	72.22	9.85
246	239	749.05	76.23	9.83
251	244	756.02	84.55	8.94
256	249	701.43	81.20	8.64
261	254	712.44	81.47	8.75
266	259	672.98	73.94	9.10
271	264	716.00	82.94	8.63
276	269	673.38	74.27	9.07
281	274	702.33	76.74	9.15
286	279	763.24	82.94	9.20
291	284	786.45	84.30	9.33
296	289	703.52	78.57	8.95
301	294	761.94	84.14	9.06
306	299	627.81	70.29	8.93
311	304	558.07	62.29	8.96
316	309	722.11	78.57	9.19
321	314	657.98	72.79	9.04
326	319	765.81	81.98	9.34
331	324	723.27	79.02	9.15
336	329	792.83	86.84	9.13
341	334	696.84	77.93	8.94
346	339	652.84	72.38	9.02
351	344	429.53	47.12	9.12
356	349	396.36	45.02	8.80
361	354	403.49	45.88	8.79
366	359	435.03	47.69	9.12
371	364	450.17	49.71	9.06
376	369	450.16	49.88	9.02
381	374	431.70	46.64	9.26
386	379	421.91	46.98	8.98

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
391	384	456.53	51.51	8.86
396	389	405.33	44.42	9.13
401	394	540.06	56.67	9.53
406	399	620.51	67.21	9.23
411	404	622.81	68.22	9.13
416	409	589.07	63.57	9.27
421	414	547.02	59.61	9.18
426	419	560.11	61.50	9.11
431	424	569.65	63.45	8.98
436	429	507.72	55.66	9.12
441	434	586.51	64.42	9.10
446	439	587.87	64.42	9.13
451	444	721.48	60.51	11.92
456	450	537.34	56.62	9.49
461	454	531.37	55.66	9.55
466	459	544.33	54.98	9.90
471	464	603.26	62.08	9.72
476	469	557.03	55.77	9.99
481	474	596.17	62.32	9.57
486	479	614.16	65.70	9.35
491	484	590.16	63.59	9.28
496	489	573.73	60.68	9.45
501	494	554.03	58.44	9.48
506	499	618.09	64.74	9.55
511	504	563.32	57.36	9.82
516	509	577.83	58.53	9.87
521	514	522.10	53.54	9.75
526	519	535.66	54.83	9.77
531	524	556.66	57.76	9.64
536	529	529.67	55.62	9.52
541	534	427.58	49.76	8.59
546	539	733.00	78.57	9.33
551	544	644.47	73.32	8.79
556	549	778.78	79.82	9.76
561	554	802.89	82.69	9.71
566	559	754.11	79.88	9.44
571	564	780.07	83.07	9.39
576	569	762.33	82.41	9.25
581	574	799.83	84.87	9.42
586	579	1043.74	118.69	8.79
591	584	1004.25	109.03	9.21
596	589	1135.81	123.01	9.23
601	594	1058.37	115.07	9.20
606	599	966.21	104.28	9.27

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
611	604	1048.87	115.36	9.09
616	609	1043.38	111.99	9.32
621	614	1083.69	118.80	9.12
626	619	1005.36	108.75	9.24
631	624	938.36	102.66	9.14
636	629	1153.51	122.93	9.38
641	634	1033.10	113.60	9.09
646	639	1010.37	108.26	9.33
651	644	994.91	116.86	8.51
656	649	941.55	108.62	8.67
661	654	1036.45	111.74	9.28
666	659	1004.72	109.73	9.16
671	664	1007.34	104.81	9.61
676	669	944.32	104.29	9.05
681	674	813.25	89.20	9.12
696	689	769.17	88.74	8.67
701	694	775.01	86.34	8.98
706	699	747.30	84.96	8.80
711	704	809.71	89.67	9.03
716	709	767.30	84.72	9.06
721	714	812.08	92.21	8.81
726	719	791.38	86.84	9.11
731	724	817.52	90.63	9.02
736	729	771.85	84.26	9.16
741	734	791.15	85.50	9.25
746	739	756.12	82.85	9.13
751	744	812.21	88.22	9.21
756	749	764.40	86.00	8.89
761	754	719.35	81.42	8.84
766	759	719.13	81.99	8.77
771	764	763.32	87.35	8.74
776	769	733.79	86.14	8.52
801	794	776.65	84.02	9.24
806	799	707.29	77.70	9.10
811	804	777.80	84.76	9.18
816	809	690.87	77.44	8.92
821	814	693.30	80.29	8.63
831	824	684.54	76.25	8.98
836	829	772.93	81.47	9.49
841	834	202.31	21.80	9.28
846	839	205.14	22.33	9.19
851	844	209.77	23.41	8.96
856	849	601.96	65.11	9.25
861	854	619.03	71.11	8.71

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
866	859	532.80	59.56	8.95
871	864	509.00	58.93	8.64
876	869	577.18	66.15	8.73
881	874	565.47	65.11	8.69
886	879	545.22	61.39	8.88
891	884	519.04	60.47	8.58
896	889	573.77	65.53	8.76
901	894	593.73	64.56	9.20
906	899	578.71	65.27	8.87
911	904	499.44	54.89	9.10
916	909	579.57	64.32	9.01
921	914	554.37	60.27	9.20
926	919	529.34	59.56	8.89
931	924	576.32	65.18	8.84
936	929	517.96	59.62	8.69
941	934	546.37	61.74	8.85
946	939	575.87	65.47	8.80
951	944	591.32	66.86	8.84
956	949	597.76	68.18	8.77
961	954	584.69	66.43	8.80
966	959	575.02	67.10	8.57
971	964	575.99	64.25	8.97
976	969	403.46	45.23	8.92
981	974	449.04	50.38	8.91
986	979	457.38	52.81	8.66
991	984	447.16	49.23	9.08
996	989	531.68	59.25	8.97
1001	994	517.51	57.65	8.98
1006	999	536.51	58.48	9.17
1011	1004	481.39	55.13	8.73
1016	1009	540.66	60.47	8.94
1021	1014	496.17	56.56	8.77
1026	1019	566.91	62.28	9.10
1031	1024	558.66	59.48	9.39
1032	1025	404.88	47.22	8.57
1036	1029	611.68	67.88	9.01
1041	1034	578.15	63.17	9.15
1046	1039	544.83	59.21	9.20
1051	1043	661.68	70.88	9.34
1056	1048	569.08	62.44	9.11
1061	1053	622.90	67.79	9.19
1066	1058	590.61	65.37	9.04
1071	1063	602.32	64.32	9.36
1071	1063	596.78	64.84	9.20

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
1071	1063	603.05	65.37	9.23
1076	1068	603.02	64.18	9.40
1081	1073	635.37	69.36	9.16
1086	1078	472.62	51.25	9.22
1091	1083	438.72	48.19	9.10
1096	1088	447.62	48.40	9.25
1101	1093	412.11	45.15	9.13
1106	1098	425.69	46.37	9.18
1111	1103	492.50	54.36	9.06
1116	1108	435.60	48.00	9.07
1121	1113	435.43	47.61	9.15
1126	1118	406.77	46.55	8.74
1131	1123	417.11	47.86	8.72
1136	1128	489.97	55.94	8.76
1141	1133	412.75	51.53	8.01
1146	1138	471.27	55.88	8.43
1151	1143	488.40	55.37	8.82
1156	1148	507.26	58.53	8.67
1161	1153	458.86	52.22	8.79
1166	1158	518.98	59.91	8.66
1171	1163	485.34	54.94	8.83
1176	1168	551.34	63.61	8.67
1181	1173	542.49	59.52	9.11
1186	1178	467.22	49.26	9.48
1191	1183	444.11	47.57	9.34
1196	1188	396.25	42.49	9.33
1201	1192	437.03	47.06	9.29
1206	1197	396.18	42.58	9.30
1211	1202	331.52	36.03	9.20
1216	1207	400.69	42.93	9.33
1221	1212	387.85	41.03	9.45
1225	1216	428.68	48.55	8.83
1226	1217	534.40	55.73	9.59
1231	1222	526.71	54.37	9.69
1236	1227	497.02	53.14	9.35
1241	1232	621.51	68.07	9.13
1246	1237	675.70	71.47	9.45
1251	1242	681.69	69.84	9.76
1256	1247	471.25	51.83	9.09
1261	1252	574.80	63.10	9.11
1264	1255	553.88	59.64	9.29
1266	1257	640.11	65.08	9.84
1271	1262	489.96	55.54	8.82
1276	1267	477.66	52.24	9.14

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
1281	1272	686.19	73.64	9.32
1286	1277	723.20	78.18	9.25
1291	1282	643.87	66.10	9.74
1296	1287	454.22	55.40	8.20
1301	1292	459.99	57.98	7.93
1306	1297	397.02	49.75	7.98
1311	1302	305.62	38.54	7.93
1316	1307	291.74	39.05	7.47
1321	1312	803.74	87.80	9.15
1326	1317	662.89	71.62	9.26
1331	1322	773.27	83.57	9.25
1336	1327	692.13	76.22	9.08
1341	1332	665.16	70.20	9.48
1346	1337	726.13	80.52	9.02
1351	1382	673.73	71.35	9.44
1356	1387	629.26	66.85	9.41
1361	1392	294.24	29.44	10.00
1366	1397	324.28	33.38	9.71
1371	1402	272.24	29.00	9.39
1376	1407	280.04	29.01	9.65
1381	1412	252.14	25.82	9.77
1386	1417	293.23	31.12	9.42
1391	1422	254.65	27.12	9.39
1396	1427	265.11	28.75	9.22
1401	1432	220.57	22.27	9.91
1406	1437	263.76	27.59	9.56
1411	1442	270.12	29.30	9.22
1416	1447	781.42	85.48	9.14
1421	1452	894.21	96.60	9.26
1426	1457	852.14	87.24	9.77
1431	1462	782.16	80.23	9.75
1436	1467	809.74	81.46	9.94
1451	1482	914.07	97.03	9.42
1456	1487	927.00	98.80	9.38
1461	1492	899.17	92.78	9.69
1466	1497	1395.79	156.38	8.93
1471	1502	1393.89	188.34	7.40
1476	1507	1319.24	142.45	9.26
1481	1512	1272.38	137.59	9.25
1486	1517	1498.70	161.34	9.29
1491	1522	1486.11	160.61	9.25
1496	1527	1538.24	168.81	9.11
1501	1541	1530.51	160.56	9.53
1506	1546	1458.58	159.77	9.13

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
1511	1551	1663.65	177.13	9.39
1516	1556	1187.37	133.21	8.91
1521	1561	1340.31	133.28	10.06
1526	1566	1415.91	148.10	9.56
1531	1571	1359.94	153.65	8.85
1536	1576	939.58	100.92	9.31
1541	1581	964.33	101.11	9.54
1546	1586	998.77	110.54	9.04
1551	1591	950.57	100.62	9.45
1556	1594	914.98	96.67	9.47
1559	1597	778.93	86.01	9.06
1561	1599	1015.86	107.69	9.43
1566	1604	811.42	85.28	9.51
1571	1609	1027.22	111.23	9.23
1576	1614	997.84	100.34	9.94
1581	1619	978.52	103.60	9.45
1586	1624	1042.81	111.84	9.32
1591	1629	992.16	105.48	9.41
1596	1634	840.27	86.98	9.66
1666	1653	719.72	71.69	10.04
1671	1658	721.37	73.11	9.87
1676	1663	692.33	77.58	8.92
1681	1668	970.28	102.02	9.51
1686	1673	833.86	87.09	9.57
1691	1678	891.50	94.36	9.45
1696	1683	838.56	90.70	9.25
1701	1688	896.92	94.53	9.49
1706	1693	828.35	88.81	9.33
1711	1698	851.95	90.96	9.37
1716	1703	837.54	93.06	9.00
1721	1708	865.13	94.95	9.11
1726	1713	879.49	96.73	9.09
1731	1718	894.17	96.87	9.23
1736	1723	853.35	92.47	9.23
1741	1728	628.41	67.56	9.30
1746	1733	882.81	97.63	9.04
1751	1738	733.46	80.65	9.09
1756	1743	742.07	82.96	8.94
1761	1747	662.26	73.37	9.03
1766	1752	634.41	70.51	9.00
1771	1757	602.09	65.94	9.13
1776	1762	588.46	66.19	8.89
1781	1767	570.61	62.36	9.15
1786	1772	563.11	64.22	8.77

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
1791	1777	586.42	66.27	8.85
1796	1782	622.45	67.91	9.17
1801	1787	632.81	70.31	9.00
1806	1792	516.34	57.08	9.05
1811	1797	570.35	64.61	8.83
1816	1802	453.33	51.41	8.82
1821	1807	485.12	55.51	8.74
1826	1812	452.71	50.87	8.90
1831	1817	431.75	49.64	8.70
1836	1822	450.31	49.23	9.15
1841	1827	406.90	46.53	8.74
1846	1832	387.40	44.05	8.79
1851	1837	429.84	46.32	9.28
1856	1842	445.15	52.87	8.42
1861	1847	436.64	49.28	8.86
1866	1852	378.24	42.81	8.83
1871	1857	372.98	41.80	8.92
1876	1862	374.75	43.89	8.54
1881	1867	554.48	63.48	8.74
1886	1872	544.11	65.09	8.36
1891	1877	572.70	63.22	9.06
1896	1882	568.71	64.84	8.77
1901	1887	607.86	70.51	8.62
1906	1892	593.84	65.57	9.06
1911	1897	576.36	64.31	8.96
1916	1902	654.49	73.54	8.90
1921	1907	599.23	68.96	8.69
1926	1912	611.06	66.00	9.26
1931	1917	613.57	70.36	8.72
1936	1922	552.80	66.44	8.32
1941	1927	631.03	69.20	9.12
1946	1932	611.99	70.42	8.69
1951	1936	674.27	72.35	9.32
1956	1941	718.97	78.71	9.13
1961	1946	544.34	61.87	8.80
1966	1951	688.60	75.57	9.11
1971	1956	801.15	78.32	10.23
1976	1961	696.98	78.31	8.90
1981	1966	709.09	76.76	9.24
1986	1971	699.20	76.25	9.17
1991	1976	711.96	79.03	9.01
1996	1981	646.31	71.30	9.07
2001	1986	649.58	72.36	8.98
2006	1991	635.74	72.55	8.76

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
2011	1996	567.39	64.48	8.80
2016	2001	707.20	77.35	9.14
2021	2006	618.18	67.66	9.14
2026	2011	652.60	72.54	9.00
2031	2016	707.53	76.59	9.24
2036	2021	665.10	73.78	9.01
2041	2026	686.13	75.01	9.15
2046	2031	674.34	73.60	9.16
2051	2036	764.45	85.14	8.98
2056	2041	772.60	86.13	8.97
2061	2046	794.62	87.55	9.08
2066	2051	753.34	86.25	8.73
2071	2056	755.28	82.36	9.17
2076	2061	658.00	76.61	8.59
2081	2066	800.08	86.02	9.30
2086	2071	841.61	89.34	9.42
2091	2076	844.95	83.30	10.14
2096	2081	715.42	82.68	8.65
2101	2087	711.62	80.65	8.82
2106	2092	806.06	82.86	9.73
2111	2097	793.49	89.92	8.82
2116	2102	776.39	85.33	9.10
2121	2107	595.72	64.79	9.19
2126	2112	768.55	80.44	9.55
2131	2117	1520.60	166.56	9.13
2136	2122	1309.53	152.08	8.61
2141	2127	1195.11	136.45	8.76
2146	2132	1318.14	140.61	9.37
2151	2137	1419.21	141.92	10.00
2156	2142	1478.61	144.90	10.20
2161	2147	1189.49	126.54	9.40
2166	2152	1332.15	136.51	9.76
2171	2157	1260.25	137.57	9.16
2176	2162	1368.19	144.91	9.44
2181	2167	1351.68	144.29	9.37
2186	2172	1319.78	148.08	8.91
2191	2177	1282.80	134.98	9.50
2196	2182	1029.46	113.12	9.10
2201	2187	1285.59	133.79	9.61
2206	2192	960.66	103.03	9.32
2211	2197	993.05	113.89	8.72
2216	2202	1087.23	122.16	8.90
2221	2207	943.63	106.47	8.86
2226	2212	922.50	92.08	10.02

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
2231	2217	891.69	90.00	9.91
2236	2222	985.72	100.88	9.77
2241	2227	692.99	78.21	8.86
2246	2232	1130.71	127.98	8.84
2251	2236	1235.96	126.59	9.76
2256	2241	1250.57	142.98	8.75
2261	2246	1193.91	131.50	9.08
2266	2251	1435.54	152.29	9.43
2271	2256	1211.49	132.64	9.13
2276	2261	1577.69	187.16	8.43
2281	2266	1444.88	156.85	9.21
2286	2271	1317.18	135.89	9.69
2291	2277	1198.07	137.27	8.73
2296	2281	137.37	12.24	11.22
2301	2286	139.81	15.93	8.78
2306	2291	145.94	15.95	9.15
2311	2296	356.58	41.27	8.64
2316	2301	380.16	45.62	8.33
2321	2306	366.99	41.90	8.76
2326	2311	391.48	42.24	9.27
2331	2316	382.32	44.62	8.57
2336	2321	437.02	45.47	9.61
2341	2326	420.85	48.16	8.74
2346	2331	409.60	44.43	9.22
2351	2336	473.02	54.77	8.64
2356	2341	567.17	64.50	8.79
2361	2346	628.32	72.39	8.68
2366	2351	653.12	75.01	8.71
2371	2356	607.80	57.42	10.58
2376	2361	628.05	68.71	9.14
2381	2366	622.57	68.97	9.03
2386	2371	618.33	69.52	8.89
2391	2376	611.15	62.99	9.70
2396	2381	625.53	70.08	8.93
2401	2385	605.05	68.40	8.85
2406	2390	635.72	71.38	8.91
2411	2395	619.22	71.79	8.63
2416	2400	627.07	73.26	8.56
2421	2405	701.17	80.29	8.73
2426	2410	618.20	73.03	8.46
2431	2415	580.82	67.85	8.56
2436	2420	623.70	74.55	8.37
2441	2425	745.14	85.92	8.67
2446	2430	698.68	81.40	8.58

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
2451	2435	699.25	78.55	8.90
2456	2440	715.46	80.13	8.93
2461	2445	714.72	81.87	8.73
2466	2450	626.67	74.26	8.44
2471	2455	670.73	78.04	8.59
2476	2460	651.84	75.81	8.60
2481	2465	649.97	77.02	8.44
2486	2470	737.00	83.47	8.83
2491	2475	680.32	80.39	8.46
2496	2480	766.19	88.10	8.70
2501	2485	741.96	88.29	8.40
2506	2490	814.01	95.29	8.54
2511	2495	751.37	87.35	8.60
2516	2500	756.64	87.57	8.64
2521	2505	726.90	86.25	8.43
2526	2510	763.78	90.10	8.48
2531	2515	653.06	77.13	8.47
2536	2520	674.10	78.25	8.62
2541	2525	782.11	90.15	8.68
2546	2530	728.82	85.26	8.55
2551	2535	788.82	90.82	8.69
2556	2540	770.19	91.59	8.41
2561	2545	784.44	92.31	8.50
2566	2550	746.19	88.37	8.44
2571	2555	820.66	96.45	8.51
2576	2560	784.26	94.17	8.33
2581	2565	822.22	99.35	8.28
2586	2570	816.74	95.66	8.54
2591	2575	861.64	101.75	8.47
2596	2580	847.18	98.15	8.63
2601	2585	792.62	93.42	8.48
2606	2590	851.90	100.93	8.44
2611	2595	762.32	91.72	8.31
2616	2600	748.25	89.68	8.34
2621	2605	659.96	81.52	8.10
2626	2610	703.19	84.49	8.32
2631	2615	674.78	81.61	8.27
2636	2620	725.66	87.52	8.29
2641	2625	707.23	88.21	8.02
2646	2630	742.35	92.69	8.01
2651	2635	734.13	89.37	8.21
2656	2640	776.16	94.18	8.24
2661	2645	650.03	80.54	8.07
2666	2650	632.91	78.96	8.02

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
2671	2655	674.23	83.13	8.11
2676	2660	698.58	86.48	8.08
2681	2665	619.06	77.64	7.97
2686	2670	781.26	93.30	8.37
2701	2683	746.58	88.05	8.48
2706	2688	681.01	84.04	8.10
2711	2693	709.95	83.93	8.46
2716	2698	745.34	88.78	8.40
2721	2703	775.43	92.24	8.41
2726	2708	791.35	95.53	8.28
2731	2713	766.45	90.41	8.48
2736	2718	857.07	101.11	8.48
2741	2723	832.62	98.87	8.42
2746	2728	820.60	94.48	8.69
2751	2733	792.24	89.79	8.82
2756	2738	824.48	98.82	8.34
2761	2743	809.56	95.98	8.43
2766	2748	926.87	110.08	8.42
2771	2753	948.45	109.42	8.67
2776	2758	844.16	101.66	8.30
2781	2763	721.21	90.21	7.99
2786	2768	789.34	95.51	8.26
2791	2773	766.19	90.38	8.48
2796	2778	786.23	93.00	8.45
2801	2783	820.22	100.49	8.16
2806	2788	665.09	78.78	8.44
2811	2793	664.31	79.31	8.38
2816	2798	671.19	80.93	8.29
2821	2803	651.63	80.07	8.14
2826	2808	822.40	96.06	8.56
2831	2813	709.74	88.72	8.00
2836	2818	751.80	90.38	8.32
2841	2823	760.32	89.81	8.47
2846	2828	777.26	92.08	8.44
2851	2833	710.12	86.81	8.18
2856	2836	737.88	89.34	8.26
2861	2841	770.38	93.52	8.24
2866	2846	710.56	84.21	8.44
2871	2851	690.19	81.23	8.50
2876	2856	832.87	98.23	8.48
2881	2861	774.03	95.92	8.07
2886	2866	802.19	96.28	8.33
2891	2871	868.86	106.92	8.13
2896	2876	850.67	97.73	8.70

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
2901	2881	689.85	85.21	8.10
2906	2886	795.70	91.69	8.68
2911	2891	826.91	97.24	8.50
2916	2896	818.29	93.24	8.78
2921	2901	851.32	99.12	8.59
2926	2906	775.32	91.65	8.46
2931	2911	720.55	87.45	8.24
2936	2916	684.95	80.41	8.52
2941	2921	723.43	86.54	8.36
2946	2926	783.61	91.62	8.55
2951	2931	787.60	91.27	8.63
2956	2936	776.76	89.61	8.67
2961	2941	773.91	97.31	7.95
2966	2946	834.87	99.84	8.36
2971	2951	815.34	98.25	8.30
2976	2956	837.69	102.21	8.20
2981	2961	880.37	107.04	8.22
2986	2966	955.17	110.87	8.62
2991	2971	862.15	102.12	8.44
2996	2976	793.75	91.38	8.69
3001	2980	777.75	90.21	8.62
3006	2985	867.36	97.96	8.85
3011	2990	731.15	86.00	8.50
3016	2995	699.17	80.71	8.66
3021	3000	777.14	92.86	8.37
3026	3005	775.07	90.50	8.56
3031	3010	772.13	90.76	8.51
3036	3015	719.21	88.25	8.15
3041	3020	765.00	92.26	8.29
3046	3025	786.84	95.80	8.21
3051	3030	789.12	96.06	8.21
3056	3035	776.16	94.01	8.26
3061	3040	763.08	98.02	7.78
3066	3045	794.46	96.31	8.25
3071	3050	768.74	91.90	8.36
3076	3055	784.88	94.33	8.32
3081	3060	689.63	84.27	8.18
3086	3065	864.79	104.51	8.27
3091	3070	910.95	109.54	8.32
3096	3075	855.00	102.76	8.32
3101	3080	808.60	93.94	8.61
3106	3085	911.30	107.23	8.50
3111	3090	835.45	97.93	8.53
3116	3095	879.80	106.24	8.28

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
3121	3100	867.25	105.34	8.23
3126	3105	809.08	97.36	8.31
3131	3110	805.63	99.47	8.10
3136	3115	774.67	94.28	8.22
3141	3120	849.33	99.77	8.51
3146	3125	832.41	99.67	8.35
3151	3130	844.13	100.55	8.40
3156	3135	803.50	97.89	8.21
3161	3140	746.37	89.35	8.35
3166	3145	772.60	93.08	8.30
3171	3150	854.95	98.79	8.65
3176	3155	799.60	97.89	8.17
3181	3160	814.36	98.21	8.29
3186	3165	742.72	90.81	8.18
3201	3180	775.17	91.95	8.43
3206	3185	815.13	96.69	8.43
3211	3190	855.45	98.00	8.73
3216	3195	867.19	99.39	8.73
3221	3200	837.72	95.00	8.82
3226	3205	855.36	99.46	8.60
3231	3210	813.54	97.22	8.37
3236	3215	893.51	98.61	9.06
3241	3220	841.94	95.45	8.82
3246	3225	820.48	93.82	8.75
3251	3230	894.41	101.61	8.80
3256	3235	955.67	108.66	8.79
3261	3240	873.49	99.79	8.75
3266	3245	889.53	100.17	8.88
3271	3250	919.26	106.43	8.64
3276	3255	1000.91	114.17	8.77
3281	3260	934.62	104.74	8.92
3286	3265	965.70	107.70	8.97
3291	3270	905.15	102.58	8.82
3296	3275	579.70	66.68	8.69
3301	3279	571.17	65.17	8.76
3306	3284	609.78	68.18	8.94
3311	3289	254.91	31.10	8.20
3316	3294	339.59	38.63	8.79
3321	3299	322.61	36.45	8.85
3326	3304	317.77	37.10	8.57
3331	3309	316.76	37.58	8.43
3336	3314	311.73	35.31	8.83
3341	3319	306.76	35.38	8.67
3346	3324	309.48	35.08	8.82

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
3351	3329	326.00	35.74	9.12
3356	3334	270.17	31.77	8.50
3361	3339	282.64	32.84	8.61
3366	3344	264.38	33.01	8.01
3371	3349	269.78	32.58	8.28
3376	3354	236.36	30.41	7.77
3381	3359	316.37	37.25	8.49
3386	3364	345.11	38.58	8.95
3391	3369	347.32	39.92	8.70
3396	3374	314.11	37.00	8.49
3401	3379	328.09	38.22	8.58
3406	3384	295.19	34.69	8.51
3411	3389	296.67	34.51	8.60
3416	3394	293.50	34.31	8.55
3421	3399	299.97	34.98	8.57
3426	3404	324.26	36.66	8.85
3431	3409	317.14	37.59	8.44
3436	3414	309.83	36.07	8.59
3441	3419	314.27	36.92	8.51
3446	3424	318.10	37.17	8.56
3451	3428	320.56	37.82	8.48
3456	3433	309.01	36.54	8.46
3461	3438	304.73	35.04	8.70
3466	3443	257.84	29.26	8.81
3471	3448	268.56	31.01	8.66
3476	3453	270.02	32.19	8.39
3481	3458	235.51	28.20	8.35
3486	3463	233.01	28.18	8.27
3491	3468	215.48	26.62	8.09
3496	3473	230.77	27.65	8.35
3501	3478	230.68	27.10	8.51
3516	3493	387.35	42.26	9.17
3521	3498	443.61	48.24	9.20
3526	3503	419.81	46.41	9.05
3531	3508	383.17	43.64	8.78
3536	3513	347.53	38.98	8.92
3541	3518	363.64	42.03	8.65
3546	3523	360.60	41.57	8.67
3551	3528	365.41	41.24	8.86
3556	3533	375.64	43.16	8.70
3561	3538	386.35	43.66	8.85
3566	3543	393.70	43.39	9.07
3571	3548	322.91	37.45	8.62
3576	3553	316.61	36.75	8.61

Profundidad Inicial (cm)	Profundidad Corregida (cm)	Tasa de acumulación de masa C orgánico (mg/cm ² /ka)	Tasa de acumulación de masa N orgánico (mg/cm ² /ka)	Proporción C/N
3581	3558	343.36	40.14	8.55
3586	3563	303.49	35.15	8.63
3591	3568	240.87	28.39	8.48
3596	3573	129.45	15.12	8.56
3604	3579	285.04	33.43	8.53
3607	3582	301.24	34.79	8.66
3611	3586	322.60	37.18	8.68
3616	3591	323.46	37.27	8.68
3626	3601	289.42	33.99	8.52
3636	3611	275.10	32.54	8.46
3661	3636	270.97	31.61	8.57
3666	3641	256.83	30.69	8.37
3671	3646	236.44	28.21	8.38
3676	3651	291.60	34.26	8.51
3681	3656	284.22	33.50	8.48
3686	3661	306.33	35.54	8.62
3691	3666	275.09	32.45	8.48
3696	3671	294.29	32.68	9.01
3701	3676	232.06	29.42	7.89

Tabla A4. Abundancias absolutas de foraminíferos planctónicos en el núcleo MD02-2520. Se presentan las abundancias absolutas de las 22 especies identificadas de foraminíferos planctónicos de todas las muestras que contuvieron dichos organismos. Se presenta la profundidad sin corregir de cada una de ellas, la fracción revisada de sedimento, y el total de organismos por muestra.

MUESTRA	PROFUNDIDAD SIN CORREGIR (cm)	FRACCIÓN REVISADA	Candeina nitida	G lobigerina bullioides	G lobigerina calida	G lobigerinita glutinata	G lobigerinita parkerae	G lobigerinita uvula	G lobigerinoideis quadri lobatus	G lobigerinoideis ruber	G lobigerinoideis sacculifer	G lobigerinoideis tenellus	G loborotalia theyeri	G loborotalia menardii	G loborotalia hexagona	Neogloboquadrina dutertrei	Neogloboquadrina pachyderma	Orbulina universa	Pullenatina obliquiloculata	G lobigerina rubescens	G lobigerina falconensis	Hastigerina pelagica	G lobigerinella aequilateralis	G lobigerina quinqueloba	TOTAL DE FP
111-113	110	1	0	133	0	107	0	0	11	57	9	1	0	67	4	51	1	7	14	0	14	5	10	2	493
121-123	120	1	1	52	0	101	8	4	3	16	8	0	1	21	4	31	0	0	1	4	8	0	0	1	264
181-182	180	1	0	96	0	36	11	8	2	36	2	1	0	16	2	21	3	1	3	2	29	4	2	0	275
211-212	210	1/8	0	46	0	27	6	0	40	59	6	0	0	66	2	19	22	10	3	0	12	9	0	0	327
221-222	220	1	0	73	1	104	6	10	2	8	0	0	0	4	0	12	1	0	1	0	4	1	2	2	231
241-242	240	1	0	46	0	57	3	1	31	32	7	0	0	16	1	26	1	0	0	0	5	5	0	1	232
281-282	280	1	0	12	0	15	1	1	1	10	0	0	0	26	0	21	0	2	1	1	0	0	1	0	92
331-332	330	1	0	72	1	40	2	0	12	40	0	4	1	34	4	11	10	1	1	0	0	0	1	1	234
381-382	380	1	0	87	0	58	11	5	5	26	0	2	0	18	1	25	4	0	2	25	15	0	1	1	286
461-463	460	1/2	0	128	0	122	16	15	11	70	1	4	1	49	3	55	8	2	8	27	39	2	2	5	568
471-472	470	1	0	36	0	14	1	0	3	13	0	0	0	5	2	2	1	0	0	1	0	0	3	0	81
501-502	500	1	0	50	0	34	4	2	1	9	0	0	1	5	0	14	7	0	0	2	9	0	0	1	139
521-522	520	1/4	0	66	0	91	16	3	3	20	0	1	1	18	2	19	1	2	0	7	17	0	0	1	268
541-542	540	1/4	0	93	0	42	9	0	11	22	5	0	0	13	1	29	1	1	0	12	13	1	1	0	254
571-572	570	1	0	23	1	29	0	0	1	20	0	1	0	17	1	1	4	0	0	1	0	0	2	1	101
591-592	590	1	0	82	0	22	1	0	8	90	0	0	0	21	3	11	11	1	0	0	8	6	5	1	270
631-632	630	1/4	0	53	1	4	0	0	15	80	3	0	0	49	2	42	30	2	1	1	2	3	2	0	290
701-702	700	1	0	41	0	67	11	4	8	7	3	1	0	13	2	9	2	1	0	0	6	0	0	0	175
801-802	800	1	0	50	2	74	6	1	4	14	2	4	0	28	1	24	3	1	0	6	6	1	0	0	227
831-832	830	1/2	0	33	1	66	6	1	36	47	3	0	0	116	2	80	40	2	1	0	5	0	2	0	441
861-862	860	1	0	26	0	52	1	0	0	3	0	0	0	9	0	9	2	1	0	2	3	0	0	0	108
871-872	870	1/4	0	92	4	31	2	0	25	130	2	0	0	111	4	40	12	3	0	2	12	3	6	1	480
891-892	890	1	0	156	1	38	1	0	2	127	0	0	0	117	0	37	13	2	0	3	9	4	18	1	529
941-942	940	1/4	0	80	1	118	6	3	13	55	1	3	0	33	4	35	1	2	0	2	18	1	0	0	376
1101-1102	1100	1	0	23	0	46	4	4	2	10	0	3	0	6	3	17	1	0	0	1	3	0	0	2	125
1141-1142	1140	1	0	33	3	44	3	5	0	13	1	4	0	16	0	20	3	0	0	5	8	0	1	2	161
1171-1172	1170	1	0	55	1	50	8	0	5	18	0	12	0	14	0	15	15	1	0	3	0	1	4	0	202
1296-1297	1290	1	0	100	5	288	3	0	2	18	0	4	0	8	9	21	155	0	0	5	0	0	1	43	662
1301-1302	1300	1	0	2	0	9	0	1	2	3	0	0	0	16	0	42	3	0	0	0	1	0	0	1	80

MUESTRA	PROFUNDIDAD SIN CORREGIR (cm)	FRACCIÓN REVISADA	Candeina nitida	G lobigerina bulloides	G lobigerina calida	G lobigerinita glutinata	G lobigerinita parkerae	G lobigerinita uvula	G lobigerinoides quadrilobatus	G lobigerinoides ruber	G lobigerinoides sacculifer	G lobigerinoides tenellus	G loborotalia theyeri	G loborotalia menardii	G loborotaloides hexagona	Neogloboquadrina dutertrei	Neogloboquadrina pachyderma	Orbulina universa	Pulleniatina obliquiloculata	G lobigerina rubescens	G lobigerina falconensis	H astigerina pelagica	G lobigerinella aequilateralis	G lobigerina quinqueloba	TOTAL DE FP
1381-1382	1380	1/4	0	65	1	81	3	4	3	9	0	13	1	28	0	153	68	5	0	12	30	0	1	2	479
1401-1402	1400	1/2		35	0	94	3	6	1	8	0	3	0	35	1	91	11	1	1	13	16	0	0	14	333
1431-1432	1430	1	0	45	0	9	0	0	2	13	0	8	0	23	0	51	24	0	0	1	1	0	2	0	179
1441-1442	1440	1	0	69	0	12	0	0	1	0	0	1	0	41	1	126	13	0	1	0	9	0	2	0	276
1741-1742	1740	1	0	85	1	59	1	5	0	10	0	0	0	15	1	75	23	0	0	10	25	0	2	17	329
1831-1832	1830	1	0	91	1	30	0	0	24	29	5	4	0	90	1	31	7	8	0	0	3	0	14	5	343
1846-1847	1840	1	0	69	1	53	1	0	3	11	0	0	0	21	0	51	8	1	0	1	9	1	5	1	236
1871-1872	1870	1	0	113	2	14	0	0	2	31	0	0	0	54	0	63	19	8	0	1	6	1	6	0	320
1953-1955	1950	1	0	43	0	4	0	0	7	54	1	0	0	145	0	110	19	5	1	0	2	0	5	0	396
1961-1962	1960	1/2	0	160	1	57	4	4	3	34	0	5	0	35	0	117	8	7	0	10	38	0	4	4	491
2011-2012	2011	1	0	56	0	14	0	0	3	33	0	1	0	91	0	48	12	0	0	0	1	1	4	1	265
2081-2082	2080	1/2	0	83	3	60	3	0	3	12	0	1	0	40	1	69	1	2	0	2	27	0	4	2	313
2121-2122	2120	1/3	0	62	3	57	5	14	8	14	8	0	1	37	0	83	21	0	0	3	28	1	7	12	364
2141-2142	2140	1/2	0	156	4	46	1	3	40	18	1	1	0	27	1	70	23	7	0	1	19	1	2	0	421
2161-2162	2160	1/2	0	164	6	57	3	1	1	20	2	0	0	55	0	78	12	3	0	4	36	0	10	1	453
2181-2182	2180	1	0	22	0	16	0	0	3	2	0	0	0	9	1	5	1	3	0	1	3	0	0	1	67
2201-2202	2200	1	0	5	0	5	0	0	3	5	0	0	0	83	0	25	10	0	0	0	2	0	0	0	138
2211-2212	2210	1	0	70	1	12	0	0	0	5	0	1	0	5	0	11	4	0	0	2	10	0	3	1	125
2241-2242	2240	1/2	0	20	0	14	4	0	2	76	0	0	0	106	2	85	5	4	0	1	18	1	0	0	338
2252-2253	2250	1	0	35	0	20	0	1	1	93	0	0	0	135	0	100	29	13	3	0	5	2	2	0	439
2261-2262	2260	1	2	98	2	76	7	2	0	22	0	0	0	12	7	121	22	0	0	13	19	2	5	3	413
2281-2282	2280	1	0	76	0	45	4	1	3	10	0	0	0	101	4	90	16	2	2	3	17	1	1	1	377
2296-2297	2290	1	0	10	0	4	0	0	0	5	0	0	0	29	0	33	12	2	0	0	1	0	0	0	96
2301-2302	2300	1/2	0	112	3	46	3	5	0	19	0	0	0	16	1	92	12	3	1	9	19	1	3	6	351
2311-2312	2310	1/2	0	124	1	36	1	0	1	101	2	0	0	166	1	170	50	8	0	3	20	2	8	1	695
2331-2332	2330	1	0	40	1	13	0	0	4	60	1	4	0	206	1	138	36	9	1	0	4	2	7	2	529
2341-2342	2340	1/4	0	115	4	68	2	2	2	18	0	2	0	36	0	105	21	2	0	4	12	2	1	3	399
2381-2382	2380	1	0	121	3	45	4	1	2	49	1	4	0	186	3	226	10	2	3	2	16	5	6	0	689
2402-2403	2400	1/2	0	42	0	24	2	2	0	19	0	0	0	31	0	85	37	2	0	0	11	4	0	2	261
2501-2502	2500	1	0	131	0	93	6	6	1	49	0	1	0	47	1	41	7	1	0	2	24	1	8	4	423
2601-2602	2600	1/2	0	166	0	72	8	8	0	24	0	0	0	73	1	130	6	0	0	5	35	7	3	2	540
2641-2642	2640	1/2	0	168	1	57	7	1	0	32	0	1	0	91	1	121	3	1	1	1	18	1	3	1	509

MUESTRA	PROFUNDIDAD SIN CORREGIR (cm)	FRACCIÓN REVISADA	Candeina nitida	G lobigerina bulloides	G lobigerina calida	G lobigerinita glutinata	G lobigerinita parkerae	G lobigerinita uvula	G lobigerinoides quadrilobatus	G lobigerinoides ruber	G lobigerinoides sacculifer	G lobigerinoides tenellus	G loborotalia theyeri	G loborotalia menardii	G loborotaloides hexagona	Neogloboquadrina dutertrei	Neogloboquadrina pachyderma	Orbulina universa	Pulleniatina obliquiloculata	G lobigerina rubescens	G lobigerina falconensis	H astigerina pelagica	G lobigerinella aequilateralis	G lobigerina quinqueloba	TOTAL DE FP
2671-2672	2670	1	0	126	1	38	0	0	1	29	0	0	0	17	0	23	3	0	0	2	8	0	2	0	250
2681-2682	2680	1	0	11	0	5	1	8	0	2	0	0	0	75	0	108	12	0	2	0	5	0	0	0	229
2811-2812	2810	1	0	98	3	39	0	0	0	56	0	0	0	46	0	108	44	0	0	4	8	0	4	13	423
2901-2902	2900	1	0	33	1	51	1	2	2	3	0	0	0	7	0	19	2	0	0	0	3	0	0	1	125
2941-2942	2940	1/2	0	69	1	54	5	10	0	12	0	0	0	47	4	124	5	0	1	1	25	0	6	6	370
3141-3142	3140	1	0	32	0	48	3	3	0	0	0	0	0	5	1	25	0	0	0	6	7	0	1	3	134
3192-3194	3190	1	0	138	0	82	8	0	5	17	0	0	0	89	3	63	85	1	1	8	28	0	28	0	556
3201-3202	3200	1	0	52	0	35	5	1	0	15	1	1	0	69	0	55	2	3	1	0	10	4	4	0	258
3361-3362	3360	1/4	0	106	0	94	3	3	4	22	0	0	0	81	0	144	8	0	0	2	19	3	1	0	490

Tabla A5. Abundancias por gramo de foraminíferos planctónicos en el núcleo MD02-2520. Se presentan las abundancias por gramo de peso seco de las 22 especies identificadas de foraminíferos planctónicos de todas las muestras que contuvieron dichos organismos. Se presenta la profundidad sin corregir de cada una de ellas, la fracción revisada de sedimento, el peso seco de la muestra sin lavar y el total de organismos por gramo de muestra.

MUESTRA	PROFUNDIDAD SIN CORREGIR (cm)	FRACCIÓN REVISADA	PESO SECO DE LA MUESTRA (g)	Candeina nitida	Globigerina bulloides	Globigerina calida	Globigerinita glutinata	Globigerinita parkerae	Globigerinita uvula	Globigerinoides quadrilobatus	Globigerinoides ruber	Globigerinoides sacculifer	Globigerinoides tenellus	Globorotalia theyeri	Globorotalia menardii	Globorotaloides hexagona	Neoglobobuadrina dutertrei	Neoglobobuadrina pachyderma	Orbulina universa	Pulentiatina obliquiloculata	Globigerina rubescens	Globigerina falconensis	Hastigerina pelagica	Globigerinella aequilateralis	Globigerina quinqueloba	TOTAL DE FP POR GRAMO
111-113	110	1	5.273	0	25	0	20	0	0	2	11	2	0	0	13	1	10	0	1	3	0	3	1	2	0	93
121-123	120	1	1.584	1	33	0	64	5	3	2	10	5	0	1	13	3	20	0	0	1	3	5	0	0	1	167
181-182	180	1	0.611	0	157	0	59	18	13	3	59	3	2	0	26	3	34	5	2	5	3	47	7	3	0	450
211-212	210	1/8	7.379	0	50	0	29	7	0	43	64	7	0	0	72	2	21	24	11	3	0	13	10	0	0	355
221-222	220	1	14.839	0	5	0	7	0	1	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	16
241-242	240	1	1.565	0	29	0	36	2	1	20	20	4	0	0	10	1	17	1	0	0	0	3	3	0	1	148
281-282	280	1	1.016	0	12	0	15	1	1	1	10	0	0	0	26	0	21	0	2	1	1	0	0	1	0	91
331-332	330	1	7.104	0	10	0	6	0	0	2	6	0	1	0	5	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	33
381-382	380	1	0.987	0	88	0	59	11	5	5	26	0	2	0	18	1	25	4	0	2	25	15	0	1	1	290
461-463	460	1/2	1.183	0	216	0	206	27	25	19	118	2	7	2	83	5	93	14	3	14	46	66	3	3	8	960
471-472	470	1	7.460	0	5	0	2	0	0	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	11
501-502	500	1	1.194	0	42	0	28	3	2	1	8	0	0	1	4	0	12	6	0	0	2	8	0	0	1	116
521-522	520	1/4	9.333	0	28	0	39	7	1	1	9	0	0	0	8	1	8	0	1	0	3	7	0	0	0	115
541-542	540	1/4	1.525	0	244	0	110	24	0	29	58	13	0	0	34	3	76	3	3	0	31	34	3	3	0	666
571-572	570	1	3.250	0	7	0	9	0	0	0	6	0	0	0	5	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	31
591-592	590	1	6.819	0	12	0	3	0	0	1	13	0	0	0	3	0	2	2	0	0	0	1	1	1	0	40
631-632	630	1/4	9.164	0	23	0	2	0	0	7	35	1	0	0	21	1	18	13	1	0	0	1	1	1	0	127
701-702	700	1	11.838	0	3	0	6	1	0	1	1	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	15
801-802	800	1	14.990	0	3	0	5	0	0	0	1	0	0	0	2	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	15
831-832	830	1/2	7.849	0	8	0	17	2	0	9	12	1	0	0	30	1	20	10	1	0	0	1	0	1	0	112
861-862	860	1	3.916	0	7	0	13	0	0	0	1	0	0	0	2	0	2	1	0	0	1	1	0	0	0	28
871-872	870	1/4	7.811	0	47	2	16	1	0	13	67	1	0	0	57	2	20	6	2	0	1	6	2	3	1	246
891-892	890	1	5.006	0	31	0	8	0	0	0	25	0	0	0	23	0	7	3	0	0	1	2	1	4	0	106
941-942	940	1/4	13.123	0	24	0	36	2	1	4	17	0	1	0	10	1	11	0	1	0	1	5	0	0	0	115
1101-1102	1100	1	1.628	0	14	0	28	2	2	1	6	0	2	0	4	2	10	1	0	0	1	2	0	0	1	77
1141-1142	1140	1	0.855	0	39	4	51	4	6	0	15	1	5	0	19	0	23	4	0	0	6	9	0	1	2	188
1171-1172	1170	1	8.397	0	7	0	6	1	0	1	2	0	1	0	2	0	2	2	0	0	0	0	0	0	0	24
1296-1297	1290	1	13.876	0	7	0	21	0	0	0	1	0	0	0	1	1	2	11	0	0	0	0	0	0	3	48
1301-1302	1300	1	7.282	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2	0	6	0	0	0	0	0	0	0	0	11
1381-1382	1380	1/4	21.265	0	12	0	15	1	1	1	2	0	2	0	5	0	29	13	1	0	2	6	0	0	0	90
1401-1402	1400	1/2	2.257	0	31	0	83	3	5	1	7	0	3	0	31	1	81	10	1	1	12	14	0	0	12	295
1431-1432	1430	1	10.873	0	4	0	1	0	0	0	1	0	1	0	2	0	5	2	0	0	0	0	0	0	0	16
1441-1442	1440	1	10.898	0	6	0	1	0	0	0	0	0	0	0	4	0	12	1	0	0	0	1	0	0	0	25
1741-1742	1740	1	2.145	0	40	0	28	0	2	0	5	0	0	0	7	0	35	11	0	0	5	12	0	1	8	153

MUESTRA	PROFUNDIDAD SIN CORREGIR (cm)	FRACCIÓN REVISADA	PESO SECO DE LA MUESTRA (g)	Candeina nitida	G lobigerina bulloides	G lobigerina calida	G lobigerinita glutinata	G lobigerinita parkerae	G lobigerinita uvula	G lobigerinoides quadrilobatus	G lobigerinoides ruber	G lobigerinoides sacculifer	G lobigerinoides tenellus	G loborotalia theyeri	G loborotalia menardii	G loborotaloides hexagona	Neogloboquadrina dutertrei	Neogloboquadrina pachyderma	Orbulina universa	Pulleniatina obliquiloculata	G lobigerina rubescens	G lobigerina falconensis	Hastigerina pelagica	G lobigerinella aequilateralis	G lobigerina quinqueloba	TOTAL DE FP
1831-1832	1830	1	8.997	0	10	0	3	0	0	3	3	1	0	0	10	0	3	1	1	0	0	0	0	2	1	38
1846-1847	1840	1	5.062	0	14	0	10	0	0	1	2	0	0	0	4	0	10	2	0	0	0	2	0	1	0	47
1871-1872	1870	1	8.399	0	13	0	2	0	0	0	4	0	0	0	6	0	8	2	1	0	0	1	0	1	0	38
1953-1955	1950	1	10.121	0	4	0	0	0	0	1	5	0	0	0	14	0	11	2	0	0	0	0	0	0	0	39
1961-1962	1960	1/2	5.920	0	54	0	19	1	1	1	11	0	2	0	12	0	40	3	2	0	3	13	0	1	1	166
2011-2012	2011	1	6.564	0	9	0	2	0	0	0	5	0	0	0	14	0	7	2	0	0	0	0	0	1	0	40
2081-2082	2080	1/2	7.627	0	22	1	16	1	0	1	3	0	0	0	10	0	18	0	1	0	1	7	0	1	1	82
2121-2122	2120	1/3	7.788	0	24	1	22	2	5	3	5	3	0	0	14	0	32	8	0	0	1	11	0	3	5	140
2141-2142	2140	1/2	8.037	0	39	1	11	0	1	10	4	0	0	0	7	0	17	6	2	0	0	5	0	0	0	105
2161-2162	2160	1/2	15.040	0	22	1	8	0	0	0	3	0	0	0	7	0	10	2	0	0	1	5	0	1	0	60
2181-2182	2180	1	7.042	0	3	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	10
2201-2202	2200	1	3.127	0	2	0	2	0	0	1	2	0	0	0	27	0	8	3	0	0	0	1	0	0	0	44
2211-2212	2210	1	10.086	0	7	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	12
2241-2242	2240	1/2	7.911	0	5	0	4	1	0	1	19	0	0	0	27	1	21	1	1	0	0	5	0	0	0	85
2252-2253	2250	1	12.230	0	3	0	2	0	0	0	8	0	0	0	11	0	8	2	1	0	0	0	0	0	0	36
2261-2262	2260	1	8.026	0	12	0	9	1	0	0	3	0	0	0	1	1	15	3	0	0	2	2	0	1	0	51
2281-2282	2280	1	6.756	0	11	0	7	1	0	0	1	0	0	0	15	1	13	2	0	0	0	3	0	0	0	56
2296-2297	2290	1	9.624	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	3	0	3	1	0	0	0	0	0	0	0	10
2301-2302	2300	1/2	6.740	0	33	1	14	1	1	0	6	0	0	0	5	0	27	4	1	0	3	6	0	1	2	104
2311-2312	2310	1/2	8.544	0	29	0	8	0	0	0	24	0	0	0	39	0	40	12	2	0	1	5	0	2	0	163
2331-2332	2330	1	11.435	0	3	0	1	0	0	0	5	0	0	0	18	0	12	3	1	0	0	0	0	1	0	46
2341-2342	2340	1/4	8.061	0	57	2	34	1	1	1	9	0	1	0	18	0	52	10	1	0	2	6	1	0	1	198
2381-2382	2380	1	6.513	0	19	0	7	1	0	0	8	0	1	0	29	0	35	2	0	0	0	2	1	1	0	106
2402-2403	2400	1/2	5.776	0	15	0	8	1	1	0	7	0	0	0	11	0	29	13	1	0	0	4	1	0	1	90
2501-2502	2500	1	7.830	0	17	0	12	1	1	0	6	0	0	0	6	0	5	1	0	0	0	3	0	1	1	54
2601-2602	2600	1/2	6.014	0	55	0	24	3	3	0	8	0	0	0	24	0	43	2	0	0	2	12	2	1	1	180
2641-2642	2640	1/2	15.689	0	21	0	7	1	0	0	4	0	0	0	12	0	15	0	0	0	0	2	0	0	0	65
2671-2672	2670	1	12.144	0	10	0	3	0	0	0	2	0	0	0	1	0	2	0	0	0	0	1	0	0	0	21
2681-2682	2680	1	11.979	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	6	0	9	1	0	0	0	0	0	0	0	19
2811-2812	2810	1	10.529	0	9	0	4	0	0	0	5	0	0	0	4	0	10	4	0	0	0	1	0	0	1	40
2901-2902	2900	1	7.537	0	4	0	7	0	0	0	0	0	0	0	1	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	17
2941-2942	2940	1/2	10.417	0	13	0	10	1	2	0	2	0	0	0	9	1	24	1	0	0	0	5	0	1	1	71
3141-3142	3140	1	4.893	0	7	0	10	1	1	0	0	0	0	0	1	0	5	0	0	0	1	1	0	0	1	27
3192-3194	3190	1	13.347	0	10	0	6	1	0	0	1	0	0	0	7	0	5	6	0	0	1	2	0	2	0	42
3201-3202	3200	1	15.788	0	3	0	2	0	0	0	1	0	0	0	4	0	3	0	0	0	0	1	0	0	0	16
3361-3362	3360	1/4	18.946	0	22	0	20	1	1	1	5	0	0	0	17	0	30	2	0	0	0	4	1	0	0	103

Tabla A6. Abundancias relativas de foraminíferos planctónicos en el núcleo MD02-2520. Se presentan las abundancias relativas de las 22 especies identificadas de foraminíferos planctónicos de todas las muestras que contuvieron dichos organismos. Se presenta la profundidad sin corregir de cada una de ellas, la fracción revisada de sedimento, y el porcentaje total de organismos por muestra.

MUESTRA	PROFUNDIDAD SIN CORREGIR (cm)	FRACCIÓN REVISADA	Candeina nitida	Globigerina bulloides	Globigerina calida	Globigerinita glutinata	Globigerinita parkerae	Globigerinita uvula	Globigerinoides quadrilobatus	Globigerinoides ruber	Globigerinoides sacculifer	Globigerinoides tenellus	Globorotalia theyeri	Globorotalia menardii	Globorotaloides hexagona	Neogloboquadrina dutertrei	Neogloboquadrina pachyderma	Orbulina universa	Pulleniatina obliquiloculata	Globigerina rubescens	Globigerina falconensis	Hastigerina pelagica	Globigerinella aequilateralis	Globigerina quinqueloba	% TOTAL DE FP
111-113	110	1	0.00	26.98	0.00	21.70	0.00	0.00	2.23	11.56	1.83	0.20	0.00	13.59	0.81	10.34	0.20	1.42	2.84	0.00	2.84	1.01	2.03	0.41	100.00
121-123	120	1	0.38	19.70	0.00	38.26	3.03	1.52	1.14	6.06	3.03	0.00	0.38	7.95	1.52	11.74	0.00	0.00	0.38	1.52	3.03	0.00	0.00	0.38	100.00
181-182	180	1	0.00	34.91	0.00	13.09	4.00	2.91	0.73	13.09	0.73	0.36	0.00	5.82	0.73	7.64	1.09	0.36	1.09	0.73	10.55	1.45	0.73	0.00	100.00
211-212	210	1/8	0.00	14.07	0.00	8.26	1.83	0.00	12.23	18.04	1.83	0.00	0.00	20.18	0.61	5.81	6.73	3.06	0.92	0.00	3.67	2.75	0.00	0.00	100.00
221-222	220	1	0.00	31.60	0.43	45.02	2.60	4.33	0.87	3.46	0.00	0.00	0.00	1.73	0.00	5.19	0.43	0.00	0.43	0.00	1.73	0.43	0.87	0.87	100.00
241-242	240	1	0.00	19.83	0.00	24.57	1.29	0.43	13.36	13.79	3.02	0.00	0.00	6.90	0.43	11.21	0.43	0.00	0.00	0.00	2.16	2.16	0.00	0.43	100.00
281-282	280	1	0.00	13.04	0.00	16.30	1.09	1.09	1.09	10.87	0.00	0.00	0.00	28.26	0.00	22.83	0.00	2.17	1.09	1.09	0.00	0.00	1.09	0.00	100.00
331-332	330	1	0.00	30.77	0.43	17.09	0.85	0.00	5.13	17.09	0.00	1.71	0.43	14.53	1.71	4.70	4.27	0.43	0.43	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00	100.00
381-382	380	1	0.00	30.42	0.00	20.28	3.85	1.75	1.75	9.09	0.00	0.70	0.00	6.29	0.35	8.74	1.40	0.00	0.70	8.74	5.24	0.00	0.35	0.35	100.00
461-463	460	1/2	0.00	22.54	0.00	21.48	2.82	2.64	1.94	12.32	0.18	0.70	0.18	8.63	0.53	9.68	1.41	0.35	1.41	4.75	6.87	0.35	0.35	0.88	100.00
471-472	470	1	0.00	44.44	0.00	17.28	1.23	0.00	3.70	16.05	0.00	0.00	0.00	6.17	2.47	2.47	1.23	0.00	0.00	1.23	0.00	0.00	3.70	0.00	100.00
501-502	500	1	0.00	35.97	0.00	24.46	2.88	1.44	0.72	6.47	0.00	0.00	0.72	3.60	0.00	10.07	5.04	0.00	0.00	1.44	6.47	0.00	0.00	0.72	100.00
521-522	520	1/4	0.00	24.63	0.00	33.96	5.97	1.12	1.12	7.46	0.00	0.37	0.37	6.72	0.75	7.09	0.37	0.75	0.00	2.61	6.34	0.00	0.00	0.37	100.00
541-542	540	1/4	0.00	36.61	0.00	16.54	3.54	0.00	4.33	8.66	1.97	0.00	0.00	5.12	0.39	11.42	0.39	0.39	0.00	4.72	5.12	0.39	0.39	0.00	100.00
571-572	570	1	0.00	22.77	0.99	28.71	0.00	0.00	0.99	19.80	0.00	0.99	0.00	16.83	0.99	0.99	3.96	0.00	0.00	0.99	0.00	0.00	1.98	0.00	100.00
591-592	590	1	0.00	30.37	0.00	8.15	0.37	0.00	2.96	33.33	0.00	0.00	0.00	7.78	1.11	4.07	4.07	0.37	0.00	0.00	2.96	2.22	1.85	0.37	100.00
631-632	630	1/4	0.00	18.28	0.34	1.38	0.00	0.00	5.17	27.59	1.03	0.00	0.00	16.90	0.69	14.48	10.34	0.69	0.34	0.34	0.69	1.03	0.69	0.00	100.00
701-702	700	1	0.00	23.43	0.00	38.29	6.29	2.29	4.57	4.00	1.71	0.57	0.00	7.43	1.14	5.14	1.14	0.57	0.00	0.00	3.43	0.00	0.00	0.00	100.00
801-802	800	1	0.00	22.03	0.88	32.60	2.64	0.44	1.76	6.17	0.88	1.76	0.00	12.33	0.44	10.57	1.32	0.44	0.00	2.64	2.64	0.44	0.00	0.00	100.00
831-832	830	1/2	0.00	7.48	0.23	14.97	1.36	0.23	8.16	10.66	0.68	0.00	0.00	26.30	0.45	18.14	9.07	0.45	0.23	0.00	1.13	0.00	0.45	0.00	100.00
861-862	860	1	0.00	24.07	0.00	48.15	0.93	0.00	0.00	2.78	0.00	0.00	0.00	8.33	0.00	8.33	1.85	0.93	0.00	1.85	2.78	0.00	0.00	0.00	100.00
871-872	870	1/4	0.00	19.17	0.83	6.46	0.42	0.00	5.21	27.08	0.42	0.00	0.00	23.13	0.83	8.33	2.50	0.63	0.00	0.42	2.50	0.63	1.25	0.21	100.00
891-892	890	1	0.00	29.49	0.19	7.18	0.19	0.00	0.38	24.01	0.00	0.00	0.00	22.12	0.00	6.99	2.46	0.38	0.00	0.57	1.70	0.76	3.40	0.19	100.00
941-942	940	1/4	0.00	21.28	0.27	31.38	1.60	0.80	3.46	14.63	0.27	0.80	0.00	8.78	1.06	9.31	0.27	0.53	0.00	0.53	4.79	0.27	0.00	0.00	100.00
1101-1102	1100	1	0.00	18.40	0.00	36.80	3.20	3.20	1.60	8.00	0.00	2.40	0.00	4.80	2.40	13.60	0.80	0.00	0.00	0.80	2.40	0.00	0.00	1.60	100.00
1141-1142	1140	1	0.00	20.50	1.86	27.33	1.86	3.11	0.00	8.07	0.62	2.48	0.00	9.94	0.00	12.42	1.86	0.00	0.00	3.11	4.97	0.00	0.62	1.24	100.00
1171-1172	1170	1	0.00	27.23	0.50	24.75	3.96	0.00	2.48	8.91	0.00	5.94	0.00	6.93	0.00	7.43	7.43	0.50	0.00	1.49	0.00	0.50	1.98	0.00	100.00
1296-1297	1290	1	0.00	15.11	0.76	43.50	0.45	0.00	0.30	2.72	0.00	0.60	0.00	1.21	1.36	3.17	23.41	0.00	0.00	0.76	0.00	0.00	0.15	6.50	100.00
1301-1302	1300	1	0.00	2.50	0.00	11.25	0.00	1.25	2.50	3.75	0.00	0.00	0.00	20.00	0.00	52.50	3.75	0.00	0.00	0.00	1.25	0.00	0.00	1.25	100.00

MUESTRA	PROFUNDIDAD SIN CORREGIR (cm)	FRACCIÓN REVISADA	Candeina nitida	G lobigerina bulloides	G lobigerina calida	G lobigerinita glutinata	G lobigerinita parkerae	G lobigerinita uvula	G lobigerinoides quadrilobatus	G lobigerinoides ruber	G lobigerinoides sacculifer	G lobigerinoides tenellus	G loborotalia theyeri	G loborotalia menardii	G loborotaloides hexagona	Neogloboquadrina dutertrei	Neogloboquadrina pachyderma	Orbulina universa	Pullenatina obliquiloculata	G lobigerina rubescens	G lobigerina falconensis	Hastigerina pelagica	G lobigerinella aequilateralis	G lobigerina quinqueloba	TOTAL DE FP
1381-1382	1380	1/4	0.00	13.57	0.21	16.91	0.63	0.84	0.63	1.88	0.00	2.71	0.21	5.85	0.00	31.94	14.20	1.04	0.00	2.51	6.26	0.00	0.21	0.42	100.00
1401-1402	1400	1/2	0.00	10.51	0.00	28.23	0.90	1.80	0.30	2.40	0.00	0.90	0.00	10.51	0.30	27.33	3.30	0.30	0.30	3.90	4.80	0.00	0.00	4.20	100.00
1431-1432	1430	1	0.00	25.14	0.00	5.03	0.00	0.00	1.12	7.26	0.00	4.47	0.00	12.85	0.00	28.49	13.41	0.00	0.00	0.56	0.56	0.00	1.12	0.00	100.00
1441-1442	1440	1	0.00	25.00	0.00	4.35	0.00	0.00	0.36	0.00	0.00	0.36	0.00	14.86	0.36	45.65	4.71	0.00	0.36	0.00	3.26	0.00	0.72	0.00	100.00
1741-1742	1740	1	0.00	25.84	0.30	17.93	0.30	1.52	0.00	3.04	0.00	0.00	0.00	4.56	0.30	22.80	6.99	0.00	0.00	3.04	7.60	0.00	0.61	5.17	100.00
1831-1832	1830	1	0.00	26.53	0.29	8.75	0.00	0.00	7.00	8.45	1.46	1.17	0.00	26.24	0.29	9.04	2.04	2.33	0.00	0.00	0.87	0.00	4.08	1.46	100.00
1846-1847	1840	1	0.00	29.24	0.42	22.46	0.42	0.00	1.27	4.66	0.00	0.00	0.00	8.90	0.00	21.61	3.39	0.42	0.00	0.42	3.81	0.42	2.12	0.42	100.00
1871-1872	1870	1	0.00	35.31	0.63	4.38	0.00	0.00	0.63	9.69	0.00	0.00	0.00	16.88	0.00	19.69	5.94	2.50	0.00	0.31	1.88	0.31	1.88	0.00	100.00
1953-1955	1950	1	0.00	10.86	0.00	1.01	0.00	0.00	1.77	13.64	0.25	0.00	0.00	36.62	0.00	27.78	4.80	1.26	0.25	0.00	0.51	0.00	1.26	0.00	100.00
1961-1962	1960	1/2	0.00	32.59	0.20	11.61	0.81	0.81	0.61	6.92	0.00	1.02	0.00	7.13	0.00	23.83	1.63	1.43	0.00	2.04	7.74	0.00	0.81	0.81	100.00
2011-2012	2011	1	0.00	21.13	0.00	5.28	0.00	0.00	1.13	12.45	0.00	0.38	0.00	34.34	0.00	18.11	4.53	0.00	0.00	0.00	0.38	0.38	1.51	0.38	100.00
2081-2082	2080	1/2	0.00	26.52	0.96	19.17	0.96	0.00	0.96	3.83	0.00	0.32	0.00	12.78	0.32	22.04	0.32	0.64	0.00	0.64	8.63	0.00	1.28	0.64	100.00
2121-2122	2120	1/3	0.00	17.03	0.82	15.66	1.37	3.85	2.20	3.85	2.20	0.00	0.27	10.16	0.00	22.80	5.77	0.00	0.00	0.82	7.69	0.27	1.92	3.30	100.00
2141-2142	2140	1/2	0.00	37.05	0.95	10.93	0.24	0.71	9.50	4.28	0.24	0.24	0.00	6.41	0.24	16.63	5.46	1.66	0.00	0.24	4.51	0.24	0.48	0.00	100.00
2161-2162	2160	1/2	0.00	36.20	1.32	12.58	0.66	0.22	0.22	4.42	0.44	0.00	0.00	12.14	0.00	17.22	2.65	0.66	0.00	0.88	7.95	0.00	2.21	0.22	100.00
2181-2182	2180	1	0.00	32.84	0.00	23.88	0.00	0.00	4.48	2.99	0.00	0.00	0.00	13.43	1.49	7.46	1.49	4.48	0.00	1.49	4.48	0.00	0.00	1.49	100.00
2201-2202	2200	1	0.00	3.62	0.00	3.62	0.00	0.00	2.17	3.62	0.00	0.00	0.00	60.14	0.00	18.12	7.25	0.00	0.00	0.00	1.45	0.00	0.00	0.00	100.00
2211-2212	2210	1	0.00	56.00	0.80	9.60	0.00	0.00	0.00	4.00	0.00	0.80	0.00	4.00	0.00	8.80	3.20	0.00	0.00	1.60	8.00	0.00	2.40	0.80	100.00
2241-2242	2240	1/2	0.00	5.92	0.00	4.14	1.18	0.00	0.59	22.49	0.00	0.00	0.00	31.36	0.59	25.15	1.48	1.18	0.00	0.30	5.33	0.30	0.00	0.00	100.00
2252-2253	2250	1	0.00	7.97	0.00	4.56	0.00	0.23	0.23	21.18	0.00	0.00	0.00	30.75	0.00	22.78	6.61	2.96	0.68	0.00	1.14	0.46	0.46	0.00	100.00
2261-2262	2260	1	0.48	23.73	0.48	18.40	1.69	0.48	0.00	5.33	0.00	0.00	0.00	2.91	1.69	29.30	5.33	0.00	0.00	3.15	4.60	0.48	1.21	0.73	100.00
2281-2282	2280	1	0.00	20.16	0.00	11.94	1.06	0.27	0.80	2.65	0.00	0.00	0.00	26.79	1.06	23.87	4.24	0.53	0.53	0.80	4.51	0.27	0.27	0.27	100.00
2296-2297	2290	1	0.00	10.42	0.00	4.17	0.00	0.00	0.00	5.21	0.00	0.00	0.00	30.21	0.00	34.38	12.50	2.08	0.00	0.00	1.04	0.00	0.00	0.00	100.00
2301-2302	2300	1/2	0.00	31.91	0.85	13.11	0.85	1.42	0.00	5.41	0.00	0.00	0.00	4.56	0.28	26.21	3.42	0.85	0.28	2.56	5.41	0.28	0.85	1.71	100.00
2311-2312	2310	1/2	0.00	17.84	0.14	5.18	0.14	0.00	0.14	14.53	0.29	0.00	0.00	23.88	0.14	24.46	7.19	1.15	0.00	0.43	2.88	0.29	1.15	0.14	100.00
2331-2332	2330	1	0.00	7.56	0.19	2.46	0.00	0.00	0.76	11.34	0.19	0.76	0.00	38.94	0.19	26.09	6.81	1.70	0.19	0.00	0.76	0.38	1.32	0.38	100.00
2341-2342	2340	1/4	0.00	28.82	1.00	17.04	0.50	0.50	0.50	4.51	0.00	0.50	0.00	9.02	0.00	26.32	5.26	0.50	0.00	1.00	3.01	0.50	0.25	0.75	100.00
2381-2382	2380	1	0.00	17.56	0.44	6.53	0.58	0.15	0.29	7.11	0.15	0.58	0.00	27.00	0.44	32.80	1.45	0.29	0.44	0.29	2.32	0.73	0.87	0.00	100.00
2402-2403	2400	1/2	0.00	16.09	0.00	9.20	0.77	0.77	0.00	7.28	0.00	0.00	0.00	11.88	0.00	32.57	14.18	0.77	0.00	0.00	4.21	1.53	0.00	0.77	100.00
2501-2502	2500	1	0.00	30.97	0.00	21.99	1.42	1.42	0.24	11.58	0.00	0.24	0.00	11.11	0.24	9.69	1.65	0.24	0.00	0.47	5.67	0.24	1.89	0.95	100.00
2601-2602	2600	1/2	0.00	30.74	0.00	13.33	1.48	1.48	0.00	4.44	0.00	0.00	0.00	13.52	0.19	24.07	1.11	0.00	0.00	0.93	6.48	1.30	0.56	0.37	100.00
2641-2642	2640	1/2	0.00	33.01	0.20	11.20	1.38	0.20	0.00	6.29	0.00	0.20	0.00	17.88	0.20	23.77	0.59	0.20	0.20	0.20	3.54	0.20	0.59	0.20	100.00

MUESTRA	PROFUNDIDAD SIN CORREGIR (cm)	FRACCIÓN REVISADA	Candeina nitida	Globigerina bulloides	Globigerina calida	Globigerinita glutinata	Globigerinita parkerae	Globigerinita uvula	Globigerinoides quadrilobatus	Globigerinoides ruber	Globigerinoides sacculifer	Globigerinoides tenellus	Globorotalia theyeri	Globorotalia menardii	Globorotaloides hexagona	Neogloboquadrina dutertrei	Neogloboquadrina pachyderma	Orbulina universa	Pulleniatina obliquiloculata	Globigerina rubescens	Globigerina falconensis	Hastigerina pelagica	Globigerinella aequilateralis	Globigerina quinqueloba	TOTAL DE FP
2671-2672	2670	1	0.00	50.40	0.40	15.20	0.00	0.00	0.40	11.60	0.00	0.00	0.00	6.80	0.00	9.20	1.20	0.00	0.00	0.80	3.20	0.00	0.80	0.00	100.00
2681-2682	2680	1	0.00	4.80	0.00	2.18	0.44	3.49	0.00	0.87	0.00	0.00	0.00	32.75	0.00	47.16	5.24	0.00	0.87	0.00	2.18	0.00	0.00	0.00	100.00
2811-2812	2810	1	0.00	23.17	0.71	9.22	0.00	0.00	0.00	13.24	0.00	0.00	0.00	10.87	0.00	25.53	10.40	0.00	0.00	0.95	1.89	0.00	0.95	3.07	100.00
2901-2902	2900	1	0.00	26.40	0.80	40.80	0.80	1.60	1.60	2.40	0.00	0.00	0.00	5.60	0.00	15.20	1.60	0.00	0.00	0.00	2.40	0.00	0.00	0.80	100.00
2941-2942	2940	1/2	0.00	18.65	0.27	14.59	1.35	2.70	0.00	3.24	0.00	0.00	0.00	12.70	1.08	33.51	1.35	0.00	0.27	0.27	6.76	0.00	1.62	1.62	100.00
3141-3142	3140	1	0.00	23.88	0.00	35.82	2.24	2.24	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	3.73	0.75	18.66	0.00	0.00	0.00	4.48	5.22	0.00	0.75	2.24	100.00
3192-3194	3190	1	0.00	24.82	0.00	14.75	1.44	0.00	0.90	3.06	0.00	0.00	0.00	16.01	0.54	11.33	15.29	0.18	0.18	1.44	5.04	0.00	5.04	0.00	100.00
3201-3202	3200	1	0.00	20.16	0.00	13.57	1.94	0.39	0.00	5.81	0.39	0.39	0.00	26.74	0.00	21.32	0.78	1.16	0.39	0.00	3.88	1.55	1.55	0.00	100.00
3361-3362	3360	1/4	0.00	21.63	0.00	19.18	0.61	0.61	0.82	4.49	0.00	0.00	0.00	16.53	0.00	29.39	1.63	0.00	0.00	0.41	3.88	0.61	0.20	0.00	100.00
Promedio			0.0	23.5	0.3	17.2	1.2	0.8	1.9	8.9	0.3	0.5	0.0	14.8	0.4	18.2	4.3	0.6	0.2	1.1	3.6	0.3	0.9	0.7	
Varianza			0.0	109.0	0.2	138.3	1.9	1.2	7.7	49.4	0.5	1.1	0.0	121.4	0.3	123.2	19.8	0.8	0.1	2.4	6.3	0.3	1.1	1.5	
Desviación Estándar			0.1	10.4	0.4	11.8	1.4	1.1	2.8	7.0	0.7	1.0	0.1	11.0	0.6	11.1	4.4	0.9	0.3	1.5	2.5	0.6	1.1	1.2	

Tabla A7. Análisis de factores. Eigenvalores. Se presentan los eigenvalores de los tres factores faunísticos obtenidos de acuerdo a las especies de foraminíferos planctónicos encontradas en el núcleo MD02-2520. Se presentan también el porcentaje de varianza total que cada uno representa, los eigenvalores acumulados y el porcentaje de varianza total acumulada. La rotación del análisis fue varimax normalizada.

Factor	Eigenvalor	Varianza (% total)	Eigenvalor acumulado	Varianza acumulada (% total)
1	41.86492	60.67380	41.86492	60.67380
2	12.81764	18.57629	54.68256	79.25009
3	6.23613	9.03787	60.91869	88.28796

Tabla A8. Análisis de factores. Peso de los factores. Se presentan los pesos de las especies que describen los tres factores faunísticos identificados por el análisis. Sólo se consideraron las especies que presentaron un promedio de abundancia relativa en todo el núcleo mayor a 1%. Se presentan en negritas las especies con peso en el factor mayor a 1.00. La rotación del análisis fue varimax normalizada.

Especie	Factor 1	Factor 2	Factor 3
Globigerina bulloides	1.913405	-0.007815	1.260172
Globigerinita glutinata	2.046818	-0.288320	-0.868238
Globigerinita parkerae	-0.465784	-0.636440	-0.522136
Globigerinita uvula	-0.545657	-0.552768	-0.636058
Globigerinoides quadrilobatus	-0.548815	-0.689438	-0.038208
Globigerinoides ruber	-0.344176	-0.558510	1.664053
Globorotalia menardii	-0.803013	1.184537	1.586670
Neogloboquadrina dutertrei	-0.002432	2.554942	-0.964589
Neogloboquadrina pachyderma	-0.537849	-0.047594	-0.354991
Globigerina rubescens	-0.472707	-0.594124	-0.592758
Globigerina falconensis	-0.239789	-0.364470	-0.533918

Tabla A9. Análisis de factores. Cargas de factor. Se presentan las cargas de los tres factores faunísticos en cada una de las muestras analizadas para foraminíferos planctónicos. Para el análisis sólo se consideran las muestras que contuvieron más de 100 individuos. Se presentan negritas las cargas del factor más alto en cada muestra. La rotación del análisis fue varimax normalizada.

Profundidad sin corregir (cm)	Factor 1	Factor 2	Factor 3
110	0.82935	0.28326	0.46445
120	0.90104	0.16853	-0.01852
180	0.77913	0.06126	0.46352
210	0.13251	0.21226	0.87069
220	0.97054	-0.03428	-0.00659
240	0.80057	0.12509	0.27820
280	0.28960	0.76466	0.40314
330	0.70832	0.10229	0.68781
380	0.91478	0.07657	0.28837
460	0.90263	0.15697	0.32661
500	0.95235	0.11170	0.19995
520	0.95499	0.02674	0.08312
540	0.85731	0.14830	0.34275
570	0.71528	0.01353	0.54815
590	0.44147	-0.04329	0.77351
630	0.06275	0.38466	0.80116
700	0.92598	-0.01063	0.02251
800	0.89456	0.22291	0.13562
830	0.11608	0.71256	0.39874
860	0.91002	0.08661	-0.03656
870	0.17110	0.26918	0.91097
890	0.38694	0.24326	0.87697
940	0.88150	0.10872	0.24394
1100	0.89876	0.17278	-0.06176
1140	0.90407	0.28129	0.12981
1170	0.92447	0.10072	0.27670
1290	0.73701	-0.04810	-0.17482
1300	0.03816	0.95655	-0.14195
1380	0.44819	0.78646	-0.27397
1400	0.61584	0.66028	-0.24380
1430	0.36244	0.78127	0.26124

Profundidad sin corregir (cm)	Factor 1	Factor 2	Factor 3
1440	0.28382	0.90372	0.02644
1740	0.79122	0.54589	-0.02346
1830	0.40392	0.42401	0.72946
1840	0.84583	0.50686	0.13847
1870	0.49472	0.55096	0.54676
1950	-0.11894	0.83080	0.51379
1960	0.69735	0.53768	0.22848
2011	0.14220	0.67766	0.68423
2080	0.75730	0.59487	0.16731
2120	0.62833	0.75998	-0.02042
2140	0.72134	0.32995	0.31042
2160	0.73081	0.43945	0.35426
2180	0.88068	0.19030	0.33199
2200	-0.22973	0.63288	0.46297
2210	0.73187	0.11037	0.37523
2240	-0.14087	0.72940	0.54190
2250	-0.10468	0.72959	0.59032
2260	0.70901	0.63414	-0.08105
2280	0.35223	0.82826	0.33340
2290	-0.03753	0.95664	0.22579
2300	0.71304	0.56032	0.11902
2310	0.16119	0.81885	0.53810
2330	-0.15706	0.82124	0.47163
2340	0.72560	0.64026	0.12633
2380	0.17722	0.92143	0.31684
2400	0.28600	0.88933	0.03738
2500	0.87652	0.20684	0.42121
2600	0.66721	0.63508	0.25571
2640	0.59651	0.64076	0.39517
2670	0.78938	0.12468	0.46868
2680	-0.11759	0.98413	0.04199
2810	0.46896	0.71537	0.33083
2900	0.94204	0.21619	-0.05485
2940	0.47493	0.85704	-0.02508
3140	0.92260	0.28719	-0.17659
3190	0.63297	0.44398	0.34109
3200	0.40339	0.75925	0.41559
3360	0.59297	0.78907	0.11657