



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

“Variabilidad de las surgencias en el golfo de Tehuantepec durante el último siglo a través del registro sedimentario de diatomeas y foraminíferos bentónicos”

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS
(Geología Marina)

PRESENTA:
BIÓL. MAR. LAURA ALMARAZ RUIZ

TUTOR PRINCIPAL:
DRA. MARÍA LUISA MACHAIN CASTILLO
(Instituto de Ciencias del Mar y Limnología)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTORAL

- Dra. María Adela Monreal Gómez (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología)
- Dr. David Uriel Hernández Becerril (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología)
- Dra. Margarita Caballero Miranda (Instituto de Geofísica)
- Dra. Ligia Lucina Pérez Cruz (Instituto de Geofísica)

CDMX, ENERO 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

Universidad Nacional Autónoma de México



Variabilidad de las surgencias en el golfo de Tehuantepec durante el último siglo a través del registro sedimentario de diatomeas y foraminíferos bentónicos.

T E S I S

que para obtener el grado académico de
Maestra en Ciencias
(Geología Marina)

p r e s e n t a

BIÓL. MAR. LAURA ALMARAZ RUIZ

Director de Tesis: Dra. María Luisa Machain Castillo

Comité Tutorial:

Presidente: Dra. María Adela Monreal Gómez

Secretario: Dra. María Luisa Machain Castillo

Vocal: Dra. Margarita Caballero Miranda

Suplente: Dr. David Uriel Hernández Becerril

Suplente: Dra. Ligia Lucina Pérez Cruz

CDMX, 2017

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México y al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología por permitirme ser parte de esta comunidad.

Al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología por la oportunidad de realizar la Maestría y así culminar un paso más en mi vida académica. Asimismo agradezco al Laboratorio de Micropaleontología y Paleoceanografía por el uso de sus instalaciones, del material y equipo utilizado.

El muestreo y obtención de datos provienen de la campaña “Tehua XII”, realizada en el año 2014 a bordo del B/O *El Puma*. El financiamiento para el tiempo de barco para la realización de esta campaña fue cubierto por la Universidad Autónoma de México.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología –CONACYT- por el apoyo económico otorgado durante la Maestría.

Al comité tutorial por el tiempo dedicado a la revisión de este trabajo, por sus valiosos comentarios y sugerencias que me permitieron finalizar con grata satisfacción, Dra. Margarita Caballero Miranda, Dr. David U. Hernández Becerril, Dra. Ligia Pérez Cruz, Dra. Adela Monreal Gómez y Dra. Ma. Luisa Machain Castillo.

A mi asesora de tesis, por la oportunidad que me brindó para realizar este proyecto, lo que significó su entera dedicación a este trabajo, por sus enseñanzas y consejos brindados. Dra. Ma. Luisa Machain Castillo, gracias, muchas gracias.

Al Técnico Académico M. en C. Alejandro Rodríguez Ramírez, por su ayuda en la obtención de la secuencia sedimentaria, así como su procesamiento y submuestreo en el laboratorio.

Y por último y no menos importante, a mis compañeros de laboratorio Alex, Laura, Diana, Toño, Mary, Denisha, Tania, Erika, Roció, entre otros que ya han migrado, ustedes saben cuánto los aprecio, gracias chicos por tan buenos momentos y hacer de mi tiempo más placentero, y por sus aportes tan significativos en cada paso dado. Asimismo agradezco a la Dra. Ma. Auxilio Esparza por su apoyo en la metodología de este trabajo y en sus valiosos comentarios.

DEDICATORIA

Con mucho cariño a todas las personas que de alguna manera han contribuido a mi crecimiento personal y académico...

A mis hermanas Monse, Jaquelin y a mi sobrina Angy, gracias pequeñas porque aunque he estado lejos de ustedes deben saber cuánto las quiero y las admiro.

A la familia que ha visto por mí durante mi formación profesional, a la familia Bazán, que aunque últimamente ya no estoy tan cerca físicamente, siempre los llevo en mi corazón, especialmente a Alicia Rodríguez por aceptarme como su hija, gracias por llegar en el momento más crítico de mi vida. Asimismo a mi tía putativa Martha Elena porque eres uno de los pilares en mi vida.

A mi querido y amado esposo Betel Martínez, gracias amor por compartir todo conmigo, por tu apoyo incondicional e infinito esfuerzo para lograr mis objetivos de vida.

A mi madre que sé estaría orgullosa de mí.

CONTENIDO

RESUMEN.....	6
1. INTRODUCCIÓN	7
2. OBJETIVOS	9
3. HIPÓTESIS DE ESTUDIO	9
4. ANTECEDENTES.....	10
4.1. Estudios previos de productividad primaria, diatomeas, surgencias y variabilidad climática durante el último siglo.....	10
4.2. Estudios previos con FB y su relación con el OD en la región del Pacífico Oriental	13
4.3. Estudios de la variación del contenido de oxígeno en el último milenio con énfasis en el siglo XX.....	15
5. ÁREA DE ESTUDIO.....	17
5.1. Geología.....	17
5.2. Tasa de sedimentación	17
5.3. Variabilidad climática anual.....	17
5.3.1. Circulación atmosférica y oceánica superficial.....	18
5.3.2. Masas de agua	19
5.3.3. Alberca de Agua Cálida (AAC)	19
5.3.4. Nutrientes y oxígeno disuelto.....	20
5.3.5. Generación de las surgencias en el GT.....	20
5.4. Variabilidad climática interanual a decadal	21
5.4.1. ENOS (El Niño Oscilación del Sur).....	22
5.4.2. La Oscilación Decadal del Pacífico (ODP).....	23
5.4.3. Cambio de régimen climático 1976-77	23
5.4.4. Influencia del ENSO y la ODP en las surgencias.....	25
6. MATERIAL Y MÉTODOS.....	27
6.1. Trabajo de campo.....	27
6.2. Trabajo de laboratorio	27
6.2.1. Modelo de Edad	28
6.2.2. Procesamiento de diatomeas	29
6.2.3. Procesamiento de foraminíferos bentónicos.....	30
6.3. Análisis de datos	30
6.3.1. Abundancias absoluta y relativa.....	30
6.3.2. Índices ecológicos	31
6.4. Índices climáticos.....	31

7. RESULTADOS.....	32
7.1. Modelo de edad	32
7.2. Diatomeas.....	32
7.2.1. Abundancia absoluta	32
7.2.2. Índices de diversidad.....	33
7.2.3. Abundancias relativas	34
7.2.4. Asociaciones de especies	37
7.3. Foraminíferos bentónicos.....	38
7.3.1. Abundancia absoluta	38
7.3.2. Índices de diversidad.....	38
7.3.3. Abundancias relativas	39
7.3.4. Asociación de especies.....	42
8. DISCUSIÓN	43
8.1. Diatomeas.....	43
8.1.1. Abundancias absolutas y asociaciones.....	43
8.1.2. Diatomeas y su relación con el ENOS y la ODP.....	48
8.2. Foraminíferos bentónicos.....	50
8.2.1. Abundancias absolutas y asociaciones.....	50
8.2.2. Foraminíferos bentónicos y su relación con el ENOS y la ODP.....	52
8.3. Ralentización de la Circulación Meridional de Retorno y la señal de calentamiento.	54
9. CONCLUSIONES	57
9.1. Diatomeas.....	57
9.2. Foraminíferos bentónicos.....	58
10. REFERENCIAS	60
11. APÉNDICE 1. Generalidades de las diatomeas y los foraminíferos bentónicos	71
Diatomeas.....	71
Foraminíferos bentónicos.....	72
12. APÉNDICE 2. Ecología de las principales especies de diatomeas.....	75
13. APÉNDICE 3. Ecología de las principales especies de foraminíferos bentónicos	79
14. ANEXOS	83

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Patrón de circulación de las corrientes oceánicas en el PTO. Tomada de Molina-Cruz y Martínez-López (1994).....	19
Figura 2. Régimen oceanográfico inducido por los vientos <i>Tehuano</i> s. Tomada de Samuelsen y O'Brian (2008).....	21
Figura 3. Expresión global de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) en su Fase cálida (El Niño) y la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) en fase cálida. Tomada de Deser <i>et al.</i> (2016).	23
Figura 4. Serie temporal generada por Ebbermeyer <i>et al.</i> (1991) donde se ilustra la transición entre 1976-77 en el sistema climático.	24
Figura 5. Localización geográfica de la extracción del núcleo sedimentario. La estrella roja indica el punto de muestreo.....	27
Figura 6. a) Imagen de la losa E03-4C; b) plantilla de acetato para el muestreo de las láminas; c) radiografía de la losa. En recuadro en rojo señala las primeras 37 láminas que se utilizaron en este trabajo.....	28
Figura 7. Modelo de edad de TEHUA-XII E03, la línea continua marca la edad promedio y las líneas punteadas el margen de error.	29
Figura 8. Criterio bajo el cual se realizaron los conteos de las valvas de diatomeas según las principales morfologías encontradas. Tomada de Schrader y Gersonde (1978).	30
Figura 9. Correlación de las láminas de la losa Tehua XII E03-4C con el sub-núcleo datado.	32
Figura 10. Abundancias absolutas de diatomeas, en línea punteada se indica el promedio (187.2×10^6 valvas/g). Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.).	33
Figura 11. Índices de diversidad de diatomeas, en línea punteada se indican los promedios. Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.). ..	34
Figura 12. Abundancia relativa (%) de las principales especies de diatomeas. Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.).	36
Figura 13. Asociaciones de especies de diatomeas. En línea punteada se indican los promedios. Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.).	37
Figura 14. Abundancias de foraminíferos bentónicos, en línea punteada se indica el promedio (2.4×10^3 ind/g). Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.).	38

Figura 15. Índices de diversidad de foraminíferos bentónicos, en línea punteada se indican los promedios. Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.).	39
Figura 16. Abundancia relativa (%) de las principales especies foraminíferos bentónicos. Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.). ..	41
Figura 17. Asociaciones de FB respecto a la tolerancia a la disminución del OD. En línea punteada se indican los promedios. Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.).	42
Figura 18. Periodos determinados con base a las abundancias absolutas de diatomeas y el índice de dominancia. De 1925 a 1966 la productividad primaria fue mayor comparada al periodo más reciente de 1966 a 2013.	44
Figura 19. a) Anomalías de la temperatura superficial global (en línea azul datos de GISS LOTI y en rojo de CMIP5, tomadas de IPCCAR5) comparadas con b) la distribución de las asociaciones de diatomeas. Se aprecia que las asociaciones siguen la tendencia de calentamiento del último siglo.....	45
Figura 20. Tendencia de calentamiento en la cuenca de San Lázaro, BCS, observada a través de la sucesión de especies, de condiciones frías (<i>S. turris</i>), templadas (<i>C. decrecens/marginatus</i>) a cálidas (<i>A. nodulifera</i> y <i>A. marinus</i>), comparadas con las anomalías de TSM de la región. Tomada de Esparza-Álvarez <i>et al.</i> (2007).....	46
Figura 21. Tendencia de calentamiento observado en: a) diatomeas y FP; b) radiolarios; c) zooplancton; d) FP; e) cocolitofóridos; f) diatomeas. El recuadro en rojo marca el periodo donde se comienzan a observar estos cambios. Imágenes tomadas de Lange <i>et al.</i> (1990); Weinheimer <i>et al.</i> (1999); Roemmich y McGowan (1995); Field <i>et al.</i> (2006); De Bernardi <i>et al.</i> (2008) y Barron <i>et al.</i> (2013) respectivamente.....	47
Figura 22. a) Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) de 1920-2015 (datos tomados de www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/cmb/ersst/v4/ascii); b) Índice Oceánico El Niño (ION) de 1950-2015 (datos tomados de www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/oni.ascii.txt), se señala la intensidad de los eventos; c) Anomalías de la TSM de 1890-2015, figura tomada de Deser <i>et al.</i> (2016).....	48
Figura 23. Comparación entre la a) abundancia absoluta, b) las asociaciones de diatomeas con los eventos ENOS y la ODP. En corchetes se indican las fluctuaciones de la ODP, en rojo la fase cálida y en azul la fase fría. En los rectángulos se señalan los eventos ENSO: El Niño de intensidad extrema (anomalías >2.0°C) se señala en color marrón, los eventos fuertes (1.5 a 1.9°C) en color rojo y los eventos moderados (1.0-1.4°C) en color naranja; los eventos La Niña, los eventos fuertes se señalan en azul rey y los eventos moderados en azul cielo. Los rectángulos en blanco indican años neutrales o eventos débiles.	49
Figura 24. Comparación de los periodos determinados con b) diatomeas y b) FB.....	52
Figura 25. Comparación entre la abundancia absoluta, el índice de dominancia y las asociaciones de FB con los eventos ENOS y la ODP. En corchetes se indican las	

fluctuaciones de la ODP, en rojo la fase cálida y en azul la fase fría. En los rectángulos se señalan los eventos ENSO: El Niño de intensidad extrema (anomalías $>2.0^{\circ}\text{C}$) se señala en color marrón, los eventos fuertes (1.5 a 1.9°C) en color rojo y los eventos moderados (1.0 - 1.4°C) en color naranja; los eventos La Niña, los eventos fuertes se señalan en azul rey y los eventos moderados en azul cielo. Los rectángulos en blanco indican años neutrales o eventos débiles..... 53

Figura 26. En el Eje izquierdo se indica el transporte de convergencia meridional (calculado de la diferencia entre el transporte del Hemisferio Norte menos el Hemisferios Sur). En el eje derecho se indica las anomalías de la TSM de la cuenca del Pacífico (9°N - 9°S , 90°O - 180°O). Tomada de McPhaden y Zhang (2002). 55

RESUMEN

El gofo de Tehuantepec (GT) es una región conocida por su alta productividad biológica derivada de las surgencias estacionales, las cuales pueden verse modificadas por la influencia de variaciones climáticas a diferentes escalas. Para conocer la variabilidad de las surgencias en el GT durante el último siglo, se analizó la flora de diatomeas y la fauna de foraminíferos bentónicos (FB) en un núcleo sedimentario correspondiente al periodo de 1925 a 2013. Con base en análisis de la composición de especies, las abundancias y los índices de diversidad, se determinaron tres periodos, tanto en las diatomeas como en los FB, que indican cambios en la productividad primaria superficial asociados principalmente a la tendencia de calentamiento global del último siglo, y secundariamente a la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP).

Las diatomeas indicaron una tendencia de calentamiento y disminución de las surgencias que se observa en tres periodos: de ~1925 a 1948 A.D. las abundancias fueron mayores al promedio (181.2×10^6 valvas/g), predominó la asociación de condiciones frías (*Thalassionema nitzschiodes*, esporas de *Chaetoceros*, *T. nitzschiodes* var. *parva* y *Lioloma pacificum*) y el índice de dominancia fue mayor al promedio ($D' = 0.69$); de ~1948 a 1989 A.D. las abundancias declinaron posterior a 1969 A.D., el periodo fue caracterizado por la asociación de condiciones templadas (*Fragilariopsis doliolus*, *T. bacillare* y *Thalassiosira oestrupii*) y el índice de dominancia fue generalmente menor al promedio; y de ~1989 a 2013 A.D. predominó la asociación cálida (*Neodelphineis pelagica*, *Cyclotella litoralis*, *Actinocyclus ellipticus*, *Thalassiosira decipiens* y *Thalassionema pseudonitzschiodes*), las abundancias fueron bajas y el índice de dominancia fue cercano al promedio.

Los FB mostraron pequeñas fluctuaciones de la concentración de oxígeno disuelto (OD) en el agua de fondo, que indican cambios en la cantidad de materia orgánica derivada de la productividad superficial y de la ralentización de la Circulación Meridional de Retorno (MOC). Se reconocieron tres periodos: de ~1925 a 1942 A.D. predominó la asociación más tolerante a la disminución del OD < 0.05 ml/L (*Bolivina seminuda*, *Buliminella tenuata*, *Loxostomun pseudobeyrichi*, *Suggrunda eckisi* y *B. spissa*), con abundancias generalmente mayores al promedio (2.4×10^3 ind/g) y dominancia cercana al promedio ($D' = 0.939$); de ~1942 a 1982 las abundancias fueron bajas y la asociación que predominó (*Epistominella sandiegoensis* – *Takayanagia delicata*) evidencia un ligero aumento en la concentración de OD; el índice de dominancia fue mayor al promedio; y de ~1982 a 2006 A. D. predominaron nuevamente las condiciones previas a 1942. En este último periodo los FB no reflejaron la productividad de la superficie (y las surgencias), al parecer reflejan la ralentización de la MOC.

En conjunto los proxys indican que las surgencias en el GT han disminuido en los últimos ~90 años, más evidente a partir de ~1948, y que se atribuye a la ralentización de la MOC en el océano Pacífico.

1. INTRODUCCIÓN

El estudio del clima puede ser enfocado desde diversos puntos de vista, tanto en sus componentes físicas como biológicas. Las fluctuaciones del sistema climático son el resultado de los cambios en los patrones de circulación oceánica y atmosférica predominantes a nivel regional y global, los cuales finalmente tienen un impacto sobre los patrones de surgencias costeras.

Las surgencias son un conjunto de procesos oceánicos y costeros, que ocurren principalmente por forzamiento eólico (Monreal-Gómez *et al.*, 1999) en el que la columna de agua superficial es reemplazada por agua subsuperficial la cual está más enriquecida en nutrientes, promoviendo el florecimiento del fitoplancton y consecutivamente la productividad de niveles tróficos más altos (Monreal-Gómez *et al.*, 1999). Por tanto, intervienen en la exportación de carbono e intercambio de CO₂ entre la atmósfera y el océano, secuestro de carbono hacia el interior del océano (Goni *et al.*, 2006) y en los ciclos biogeoquímicos principalmente del carbono, nitrógeno, sílice y hierro (Pennington *et al.*, 2006). Desde el punto de vista económico, las regiones de surgencia sostienen grandes recursos pesqueros, en México, el Golfo de Tehuantepec (GT) es una de las zonas más productivas en la pesquería de atún, barrilete y camarón (Robles-Jarero & Lara-Lara, 1993; Lluch-Cota *et al.*, 1997), relacionadas con eventos de surgencia.

Al igual que otros fenómenos oceanográficos, las surgencias responden a la variabilidad climática natural de diversas escalas, estacional, interanual, decadal, secular, etc. Estacionalmente en el GT se presentan surgencias influenciadas por los cambios latitudinales de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) (Amador *et al.*, 2006), delimitando dos escenarios bien definidos y contrastantes a lo largo del año, los cuales se reflejan en cambios en la productividad biológica (Pennington *et al.*, 2006).

El fenómeno de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) es la causa predominante de variabilidad interanual en el Pacífico y en todo el trópico (Mestas-Nuñez y Miller, 2006)). A nivel interdecadal, la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP), tiene influencia secundaria sobre esta región (Mestas-Nuñez y Miller, 2006; Pennington *et al.*, 2006).

Además de la variabilidad natural, El Panel Intergubernamental de Cambio Climático- IPCC por sus siglas en inglés- (2014) señalan que hay una tendencia de calentamiento global en el último siglo probablemente por la influencia antropogénica. El IPCC reporta que el océano superficial (primeros 75 m) se está calentando a un ritmo más acelerado (~0.11°C por decenio) desde 1971. Entre 1976-77 se ha reconocido un cambio en el sistema climático principalmente en el Pacífico Norte (PN) (Miller *et al.*, 1994; Graham, 1994; Allan, 2000 y referencias ahí citadas), el cual se observó como un cambio contundente de condiciones “normales” a condiciones más cálidas (Mantua y Hare, 2002), que tuvo influencia en los procesos oceánicos como las surgencias y la productividad biológica (McPhaden y Zhang, 2002).

La variabilidad climática en los últimos 100 años, ha sido reconocida por las series de tiempo de diversas variables de registros instrumentales (por ejemplo Trenberth, 1990; Miller *et al.*, 1994; Mantua *et al.*, 1997) las cuales están disponibles para los últimos 100-150 años, siendo los registros después de 1950s los más confiables y continuos (Mestas-Núñez y Miller, 2006). Sin embargo, estos registros instrumentales sólo se tienen para algunas regiones, por lo que muchas de las reconstrucciones de las variables climáticas (sobre todo para lapsos de mayor tiempo) se han hecho principalmente sobre anillos de árboles, corales, núcleos de hielo y sedimentos laminados (Markgraf y Díaz, 2000).

Para conocer el efecto del clima sobre las surgencias, se han utilizado indicadores o proxys, dentro de los cuales se encuentran los foraminíferos y las diatomeas (por ejemplo Herguera, 1992; Berelson y Stott, 2003; Sun y Yu, 2006; Romero *et al.*, 2009; 2011; Barron *et al.*, 2004; 2005; 2010; 2013). Ambos grupos han sido ampliamente utilizados en reconstrucciones paleoambientales ya que conforman un vasto grupo de microfósiles en los sedimentos marinos y muchas de sus especies son muy sensibles a los cambios en su ambiente (Crosta y Koc, 2007; Jorissen *et al.*, 2007).

En el presente trabajo se utilizarán estos dos grupos (Apéndice 1), ambos abundantes en el registro sedimentario del GT (Carranza-Edwards *et al.*, 1998; Machain-Castillo *et al.*, 2006). Cada grupo presenta nichos ecológicos distintos, las diatomeas nos brindan información de la columna de agua superficial y los foraminíferos bentónicos (FB) las condiciones de fondo (concentración de oxígeno disuelto y cantidad de materia orgánica principalmente), por lo que aportarán información complementaria sobre la variabilidad de las surgencias en el GT y el acoplamiento entre las masas de agua superficiales y las profundas.

Se estudiaron los últimos 100 años (aproximadamente), a alta resolución (interanual a decadal) con la finalidad de conocer, lo más detallado posible, la variabilidad de las surgencias en el Pacífico Sur Mexicano, y comparar con los registros instrumentales de variaciones climáticas de corto plazo, principalmente el ENOS y la ODP.

Mucho de lo estudiado se ha realizado principalmente en el PN y Pacífico Ecuatorial, y no se conoce a la fecha si el GT responde de la misma manera o cuáles son las particularidades de la zona. Tampoco se conoce la repercusión en las diatomeas y la productividad biológica de la zona, ni en las condiciones de fondo, en particular de la zona de oxígeno mínimo (ZOM). Los resultados de este estudio permitirán responder algunas de estas preguntas. Además, la comparación de las respuestas de los organismos estudiados con las variaciones climáticas reportadas, permitirá validar estos proxys biológicos para la zona y posiblemente para otras regiones, para posteriormente extender el registro ambiental a lapsos de tiempo más largos en el registro sedimentario, fuera del alcance instrumental.

2. OBJETIVOS

Objetivo general

Reconocer los patrones de surgencias en el golfo de Tehuantepec a alta resolución (interanual a decadal), durante el último siglo con base en las evidencias de diatomeas y foraminíferos bentónicos.

Objetivos particulares:

- a) Determinar las asociaciones de diatomeas y foraminíferos bentónicos en un núcleo de sedimentos laminados que abarca el último siglo.
- b) Establecer la relación de estas asociaciones con la presencia o intensidad de las surgencias y otros fenómenos climático-oceanográficos como El Niño y la ODP.

3. HIPÓTESIS DE ESTUDIO

Si las asociaciones de diatomeas y foraminíferos bentónicos responden a la variabilidad climática que modifican los patrones oceanográficos, como son los eventos de surgencias (entre otros), se espera encontrar un recambio de especies a lo largo de la secuencia sedimentaria que nos indiquen las variaciones de las surgencias, así como eventos a mayor escala, tales como el ENOS y la ODP.

En la flora de diatomeas, se esperaría que en condiciones cálidas-estratificadas de la columna de agua, como en eventos El Niño, predominen taxones oligotróficos, ya que en este escenario la termoclina se hunde y se limita la advección de nutrientes. Por el contrario, en condiciones frías-mezcla, como en La Niña, se espera que predominen taxones de surgencia, por la presencia de una termoclina más somera y mayor disponibilidad de nutrientes.

En la fauna de foraminíferos bentónicos, se esperaría que cuando predominen condiciones de oligotrofia en la superficie oceánica, haya mayor cantidad de oxígeno disuelto (OD) en el fondo y predominen especies poco tolerantes a la hipoxia. Por el contrario, en condiciones de surgencia, el aumento en la materia orgánica que conlleva a un mayor consumo de O₂ por la oxidación, se espera que prevalezcan especies más tolerantes a la disminución del OD.

4. ANTECEDENTES

4.1. Estudios previos de productividad primaria, diatomeas, surgencias y variabilidad climática durante el último siglo.

En el Pacífico Oriental se han hecho diversos estudios de medición de parámetros *in situ* y de reconstrucciones paleoambientales para conocer la variación de la productividad superficial, las surgencias y su relación con el cambio global. Aquellos de alta resolución y relevantes para el presente trabajo se mencionan a continuación.

En relación con los eventos de El Niño, Baumgartner *et al.* (1985) registraron 20 años (1953-1972) de la variabilidad de las diatomeas y silicoflagelados en la cuenca de Guaymas en el Golfo de California (GC). La variación de la asociación silíceo fue caracterizada por la densidad de individuos, riqueza de especies y la distribución de las especies (aguas cálidas, frías o cosmopolitas). Los eventos El Niño fueron analizados a través de las anomalías del nivel del mar, basados en que las anomalías positivas son un indicador de la influencia tropical dentro del golfo. En los eventos El Niño de 1957-59, 1965, 1968-69 y 1972 se observó el incremento de las especies de aguas cálidas y una mayor densidad de individuos que fueron altamente correlacionados con el nivel del mar ($P > 0.98$), mientras que la riqueza de especies fue moderadamente correlacionada al nivel del mar ($P > 0.90$).

Lange *et al.* (1987) en la cuenca de Santa Bárbara (SB) observaron que las especies indicadoras de surgencias primaverales disminuyeron durante el Niño de 1983, con una mayor contribución de diatomeas pelágicas tropicales (*Coscinodiscus plicatoides*, *Hemidiscus cuneiformis*, *Nitzschia kolaczekii*, *Fragilariopsis doliolus*, *Thalassiosira lineata* y *T. nodulolineata*).

Condiciones similares fueron observadas en el Niño de 1991-92 por Sancetta (1995) en el GC. Encontró que los taxones cálidos del verano-otoño (*Azpeitia nodulifera*) siguieron siendo dominantes durante el invierno y primavera de ese año.

En El Niño de 1997-98, Lange *et al.* (2000) analizaron los microorganismos silíceos en SB, y encontraron que el flujo de diatomeas decreció en un orden de magnitud respecto a años anteriores, el flujo de radiolarios decreció en un 20% y los silicoflagelados prácticamente desaparecieron. En la composición de especies, observaron un incremento en la proporción de taxones de aguas cálidas. En un estudio más al sur (Cuenca de San Lázaro, B. C.) en el mismo evento, Martínez-López *et al.* (2010) observaron un decremento en los flujos de diatomeas hasta del 75% comparado con La Niña de 1999, además de que la composición taxonómica cambio con la presencia de especies de aguas cálidas (*H. cuneiformis*, *A. nodulifera*, *A. neocrenulata*, *A. africana*, *Asterolampra marylandica* y *Plaktoniella sol*).

Además del ENOS, se han detectado otras señales en el sistema climático del Pacífico Oriental que determinan la productividad en la región.

Roemmich y McGowan (1995) en un estudio de 1951 a 1993, observaron que la biomasa de zooplancton en las aguas del sureste de California declinaron posterior a 1960s, que atribuyeron al calentamiento de la capa superficial del océano ($>1.5^{\circ}\text{C}$) y al incremento de la estratificación, lo cual resulta en la disminución de las surgencias y consecutivamente la del zooplancton.

En sedimentos laminados de la cuenca de SB, Weinheimer *et al.* (1999) examinaron las asociaciones de radiolarios y la composición isotópica de foraminíferos planctónicos indicadores de la temperatura superficial del mar (TSM) y de la termoclina, encontrando una tendencia general de calentamiento de las aguas superficiales y aumento en la profundidad de la termoclina desde los 1900s. Sobrepuerta a esta tendencia general, encontraron dos períodos de intensificación en la estratificación de la columna de agua en los 1940s y 1960s, que atribuyeron a la relajación de la circulación del giro anticiclónico del PN, que promovió el movimiento de aguas más cálidas sobre la costa y la reducción de la advección de aguas frías ricas en nutrientes.

Field *et al.* (2006) estudiaron los foraminíferos planctónicos (FP) en los sedimentos de la cuenca de SB en los últimos 300 años. Sus datos evidencian el calentamiento de las aguas superficiales a lo largo del s. XX, indicado por el aumento en las especies tropicales/subtropicales (*Orbulina universa*, *Globigerina bulloides*, *N. dutertrei* y *Globigerina ruber*) y la disminución de las templadas – frías (*Neogloboquadrina pachyderma*, *Turborotalia quinqueloba* y *Globorotalia scitula*) y que este calentamiento es más profundo que el observado en los últimos 1400 años de su registro. Dentro de esta tendencia general encontraron que en la primera mitad del siglo, hay oscilaciones entre la dominancia de especies cálidas y frías, reflejando la variabilidad climática de escala multianual a decadal ($P < 0.001$). Después de 1960 y particularmente de 1970, la asociación de afinidades tropicales-subtropicales aumentó coincidiendo con el cambio en el sistema climático del PN (Tremberth y Hurrell, 1994; Graham, 1994; Miller *et al.*, 1994; Mantua *et al.*, 1997) reconocido por Weinheimer *et al.* (1999).

Martínez-López *et al.* (2007) examinaron el fitoplancton silíceo de la cuenca de Santa Bárbara (SB) en el periodo de 1909-1991 y encontraron que aunque había una relación entre las asociaciones de diatomeas y silicoflagelados con el ENOS, era más importante la señal del cambio climático ocurrido entre 1976-77 relacionado con el calentamiento reportado en la Corriente de California (CC) y el Pacífico Oriental (Tremberth y Hurrell, 1994). Además, encontraron que entre finales de 1930s y 1950 ocurrió un cambio en la composición de los flujos de diatomeas, de estar predominantemente compuestos por especies indicadoras de surgencias a asociaciones de condiciones más cálidas y no surgencias.

En el nanoplancton calcáreo, De Bernardi *et al.* (2008) reconocieron las asociaciones de cocolifloróridos que reflejan las señales climáticas del ENOS y la ODP en un estudio de 1940-1996 en sedimentos laminados de SB. Encontraron también una tendencia de calentamiento de la zona fótica y la profundización gradual de la termoclina, observado en el aumento de taxones de aguas cálidas (*Florisphaera profunda* y

Umblicosphaera sibogae) después de 1970 y que coincide con el monitoreo de la TSM y de la termoclina desde 1950.

Barron *et al.* (2013) analizaron los últimos 250 años de los sedimentos de la cuenca de SB. En la primera parte del registro, de 1750 a 1900, los proxys (entre ellos diatomeas y silicoflagelados) reflejan la señal de la ODP, principalmente la fase negativa, caracterizada por TSMs frías y mayor productividad. En el periodo de 1900 al 2007 la señal más clara fue el decline de la diatomea *Thalassionema nitzschioides* (TN) y del silicoflagelado *Distephanus speculum* (DS) (especies de aguas frías, termoclina somera y surgencias) entre 1940 a 1996, indicando calentamiento y/o aumento en la estratificación de la columna de agua y por lo tanto disminución de las surgencias. Posterior a 1998 TN y DS vuelven a aumentar, indicando condiciones similares a las del periodo anterior a 1940. Sin embargo, en esta nueva asociación aparece *Pseudo-nitzschia multiseriis* (especie asociada con la producción de ácido domoico) que aumentó de valores ~3% en 1986-87 a 26% posterior a 1999, convirtiéndose en la especie dominante del florecimiento algal. El aumento de *P. multiseriis* en los florecimientos de SB, parece ser una consecuencia de condiciones anómalas del agua superficial que aparecen después de 1940.

En un registro más al sur, en sedimentos laminados de la cuenca de San Lázaro, Esparza-Álvarez *et al.* (2007) encontraron la misma señal de calentamiento observado en SB. En este estudio se analizó la variabilidad de las asociaciones de diatomeas durante el s. XX (1903-1995), las cuales reflejaron diversas señales climáticas: 1) Los flujos totales de diatomeas reflejan el ENOS, disminuyendo en la fase cálida (El Niño) y aumentando en eventos fríos (la Niña); 2) la asociación *Coscinodiscus argus/radiatus* - *C. decrecens/marginatus* reflejó la ODP, aumentando en la fase positiva y decreciendo en la negativa; 3) la tendencia de calentamiento de mediados de los 1970s, que involucra el aumento en la estratificación de la capa superficial del océano y la reducción de las surgencias (por el hundimiento de la termoclina), la cual se observó como una sucesión en la dominancia de diatomeas que marcan una secuencia de especies de aguas frías características de surgencias (primera parte del siglo), coincidentes con las anomalías más frías del siglo; hacia una alternancia de aguas frías de la CC y cálidas subtropicales (de 1950 a mediados de 1970s), y 4) una asociación tropical - subtropical que predominó a finales de siglo, reflejando condiciones de mayor estratificación y oligotrofia en la parte sur de la CC. Además, encontraron que la especie bentónica *Paralia sulcata* se correlacionaba con los cambios en el nivel del mar relacionados a los ciclos de marea (18.6 años) (Wunsch, 2000).

En el Golfo de Tehuantepec no hay estudios detallados sobre la respuesta del fitoplancton a las variaciones climáticas del último siglo. Sólo se han realizado estudios ecológicos recientes y un estudio sobre el Cuaternario tardío que se detallan a continuación.

En el caso de las diatomeas, la mayoría de los trabajos existentes se han enfocado en la diversidad y riqueza del fitoplancton y la descripción de nuevas especies para el Pacífico sur mexicano, estos trabajos son Hernández-Becerril, 2000; Meave del Castillo 2002; 2006; 2009; Moreno-Ruiz *et al.*, 2011; Hernández-Becerril y Salazar-Paredes 2012.

Meave del Castillo y Hernández-Becerril (1998), dieron a conocer la composición y distribución del fitoplancton, a partir de muestras colectadas en tres cruceros oceanográficos efectuados en enero, mayo y noviembre de 1989 en las tres regiones del golfo (occidental, central y oriental). En el mes de mayo (verano), las tres regiones presentaron condiciones estables y homogéneas, con la predominancia de dinoflagelados y escasas diatomeas (pero alta riqueza de especies). En noviembre (finales de otoño), en la parte occidental fueron predominantes las diatomeas, y en las regiones central y oriental se presentó una mezcla de dinoflagelados, cianofitas y diatomeas. En el mes de enero (invierno), fueron predominantes las diatomeas en las tres regiones. Tanto en noviembre como enero, en las tres regiones, las especies más abundantes fueron *T. nitzschiodes* y *Skeletonema costatum*, indicadoras de surgencias; asimismo, la riqueza fue más baja comparada al mes de mayo.

Almaraz-Ruiz (2013) analizó la comunidad de diatomeas colectadas con trampas de sedimento durante la temporada de surgencias y parte del verano (febrero-julio 2006), en la que se determinaron tres asociaciones: 1) asociación de condiciones frías (surgencias) dominada por *S. costatum*, *Corethron criophilum*, *Chaetoceros lorenzianus*, *Thalassiothrix longissima* y *Ch. decipiens*; 2) asociación templada constituida por *T. longissima*, *Thalassionema bacillare*, *Lioloma pacificum* y *L. delicatum*; y 3) asociación de condiciones cálidas (verano) caracterizada por *Pleurosigma directum*, *Ch. lorenzianus*, *Actinocyclus curvatulus*, *Ch. curvisetus* y *Pseudo-nitzschia* spp.

Esta estacionalidad también fue observada en la fauna de FP por Nava-Fernández (2009) en las mismas muestras, en la que determinó dos asociaciones, una de condiciones de surgencias representada por la asociación de *G. bulloides*, y otra asociación de condiciones de verano representada por *Globorotalia menardii* y *Globigerinita glutinata*. En un estudio más largo, del 2006-2009, Nava-Fernández (2013) evidenció la relación de las asociaciones de FP con diferentes escenarios climáticos, dados por la oceanografía local, principalmente las surgencias, así como eventos a mayor escala como El Niño y la Niña. A grandes rasgos, se observó que durante El Niño prevalecieron condiciones cálidas que fue evidenciado por la dominancia de la asociación de verano, mientras que en condiciones La Niña prevalecieron condiciones de surgencias representadas por *G. bulloides*.

Tobón-Velásquez (2015) analizó una secuencia sedimentaria de los últimos 23,400 cal AP, determinando tres asociaciones: 1) asociación de aguas cálidas y estratificadas caracterizada por *A. nodulifera*, *A. tabularis* var. *egregius*, *F. doliolus*, *Rhizosolenia bergonii* y *Thalassiosira lineata* referida a las condiciones del Último Máximo Glacial (UGM); 2) de condiciones de agua mezclada representada por *Cyclotella litoralis*, *C. striata*, *Cocconeis* sp., *Diploneis* sp., *P. sulcata* y *T. decipiens* que determinan las características de la deglaciación y 3) de condiciones de surgencia dominada por *Thalassionema* spp. y *Thalassiothrix longissima* referidas al Holoceno.

4.2. Estudios previos con FB y su relación con el OD en la región del Pacífico Oriental

Recientes estudios han enfatizado la influencia que ejerce la entrada de materia orgánica (originada principalmente por la productividad superficial) sobre la comunidad de

FB (referencias en Smart *et al.*, 1994). El primero en demostrarlo fue Loubere (1991) quien realizó un transecto a lo largo del Pacífico Ecuatorial Oriental hacia el área oceánica central, en el que la productividad superficial fue el único parámetro ambiental que cambiaba. La relación de las asociaciones de FB con la productividad oceánica superficial fue estadísticamente significativa ($R^2 = 0.87$) demostrando una clara relación entre ellos.

Otros trabajos relevantes en el Pacífico Nororiental sobre las asociaciones de FB como proxys para identificar cambios en la oxigenación de las masas de agua de fondo son:

Kennet e Ingram (1995) analizaron una secuencia sedimentaria de los últimos 20 ka en la cuenca de SB, para la que determinan tres asociaciones que evidencian las fluctuaciones en la oxigenación del agua de fondo relacionadas con cambios en el clima: la asociación del UMG característicos por presentar sedimentos masivos y dominados por el género *Epistominella*, y en menor cantidad los géneros *Nonionellina*, *Nonionella* y *Cassidulina*; la asociación del Younger Dryas constituida por una mezcla de faunas del UMG y el Holoceno, representados por *Epistominella* y *Uvigerina*, donde los sedimentos no presentan laminaciones aparentes y la asociación del Bolling Allerod y el Holoceno con sedimentos laminados, y una alta dominancia de *Bolivina* y en menor cantidad *Suggrunda*, géneros tolerantes a bajo contenido de OD.

Bernhard *et al.* (1997) reconocieron dentro de un rango de variaciones de aguas hipóxicas (1.2 a 22.6 μM de O_2) la distribución de FB en el agua de fondo de SB. En zonas donde la concentración de OD es más alta ($> 16 \mu\text{M}$) las especies encontradas son *Uvigerina juncea*, *Recurvoides subglobosus* y *Egerella* sp. En concentraciones de oxígeno intermedio (3.5 a 15.4 μM) predominan *B. argentea*, *Fursenkoina cornuta*, *Globobulimina pacifica*, *Loxostomum pseudobeyrichi* y *S. eckisi*. La especie más tolerante a la disminución del oxígeno fue *N. stella* en concentraciones $< 0.2 \mu\text{M}$, y las especies *B. seminuda*, *Buliminella tenuata*, *Chilostomella ovoidea*, *Trochammina pacifica*, *Haplophragmoides columbiensis* y *Nonionella* sp. cf. *N. globosa* presentaron su máxima abundancia en la estación de la segunda más baja concentración (sin dato de la concentración).

Particularmente en el GT, Pérez-Cruz y Machain-Castillo (1990) analizaron las faunas de FB en la plataforma continental externa del golfo. Se reconocieron dos asociaciones relacionadas con la profundidad y la ZOM: las especies dominantes entre 100 y 150 m de profundidad con concentraciones de OD entre 0.5 y 0.3 ml/L fueron *Hanzawai nitidula* y *Cassidulina* sp A; y la asociación predominante entre 150 y 200 m con valores < 0.3 ml/L de OD fue caracterizada por *E. bradyana*, *B. seminuda*, y *B. plicata*.

Machain-Castillo *et al.* (2006) analizaron la fauna viva de FB en sedimentos superficiales representadas en tres asociaciones: 1) la asociación dominada por *B. seminuda* distribuida a profundidades de 70-750 m en concentraciones de oxígeno < 1.0 ml/L; 2) la asociación caracterizada por *H. concentrica* localizada en la plataforma interna con valores de $\text{O}_2 > 1.0$ ml/L; y 3) la asociación dominada por *P. bradyana* distribuida de 860 a 1200 m de profundidad en concentraciones de 0.1 a 0.08 ml/L de O_2 .

Vásquez-Bedoya *et al.* (2008) examinaron los dinoquistes y FB en un núcleo sedimentario cercano a la costa (67 m de profundidad) durante el periodo de 1905 a 2005. En la fauna de FB observaron que la diversidad y las asociaciones no muestran variaciones evidentes, lo que indica que las concentraciones de OD y la productividad no han variado significativamente en el plataforma interna del GT durante el periodo analizado.

Medina-Sánchez (2010) en el núcleo Tehua II-18 (colectado a 283 m de profundidad) que comprende los últimos 4791 años, determinó dos factores, 1) representado por *P. bradyana* y *B. seminuda* y 2) caracterizado por *B. seminuda*, *G. soldanii* var. *nitidula* y *C. corby*, ambas asociaciones evidencian concentraciones de O₂ < 1.0 ml/L. En conjunto con los índices de diversidad, densidad de organismos y la variación en el tamaño del sedimento, se concluyó que el oxígeno en el agua de fondo no ha variado significativamente en la zona de estudio.

En un estudio de mayor alcance temporal (últimos 55 ka), Cuesta-Castillo (2011) analizó el contenido de carbono orgánico, carbonato de calcio y FB en sedimentos del GT, identificando tres asociaciones, la primera caracterizada por *B. seminuda*, la segunda por *B. plicata* y la tercera por *P. bradyana*. Las asociaciones indican que las condiciones en el fondo han permanecido subóxicas, con valores ≤ 0.3 ml/L pero mayores a 0.1ml/L. Aunque el cambio en la dominancia de las asociaciones refleja pequeños cambios en la concentración de oxígeno, no pudieron ser discernidos.

4.3. Estudios de la variación del contenido de oxígeno en el último milenio con énfasis en el siglo XX.

La relación del clima y la expansión de las ZOMs se ha estudiado a escalas de glacial/interglacial (Ganeshram *et al.*, 2000; Thunell y Kepple, 2004) a seculares y decadales (Tems *et al.*, 2016).

Bajo condiciones de calentamiento global, el oxígeno es menos soluble en el agua marina y la parte superior del océano se estratifica más, por lo que se reduce la ventilación y decrece la concentración de OD. Se predice un decline en la concentración de OD en los océanos entre el 1 y 7% (Keeling *et al.*, 2010), así como la expansión de la ZOM (Boop *et al.*, 2002; Matear y Hirst, 2003; Oschlies *et al.*, 2008). Estudios donde se han analizado las fluctuaciones de la concentración de OD con énfasis en el s. XX se encuentran los siguientes trabajos.

Stramma *et al.* (2008) examinaron la concentración del OD de la región tropical del océano Atlántico Oriental y del Pacífico Ecuatorial durante el periodo de 1956 a 2006. Estos autores indican que aunque no hay datos suficientes para hacer reconstrucciones continuas en todos los océanos, en tres áreas analizadas del Atlántico y el Pacífico, se observan reducciones en la concentración de OD y la expansión de la ZOM desde 1960.

Posteriormente, Stramma *et al.* (2010) estimaron la diferencia de OD entre 200 y 700 dbar (1 dbar=1.019716 m) en la porción tropical del océano Pacífico, Atlántico e Indico durante el periodo de 1960 a 1974 y de 1990 a 2008. Encontraron que el contenido de oxígeno en esta zona ha declinado en los tres océanos. El decremento más grande se

observa en la capa de los 200 dbar, la cual ha incrementado su extensión en 4.5 millones de Km² entre los dos periodos, lo que se traduce en que la ZOM en los trópicos se ha expandido horizontalmente y verticalmente en las últimas décadas. Los autores señalan que los cambios observados pueden estar influenciados por las fluctuaciones ligadas a modos de variabilidad climática natural.

En la región del Pacífico Nororiental, Bograd *et al.* (2008) con datos hidrográficos del programa de la CalCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations) examinaron la variabilidad temporal y espacial del OD en el sur de la CC de 1984 a 2006. La mayoría de las estaciones analizadas presentaron una tendencia lineal ($P > 0.05$) al decremento en el contenido de OD, con una tasa $> 2.1 \mu\text{mol kg}^{-1}\text{año}^{-1}$. Además, se observó que por debajo de la termoclina (300 m), el decremento fue mayor por hasta 21%, evidenciando una somerización de la capa hipóxica ($\sim 60 \mu\text{mol kg}^{-1}$) por cerca de 90 m. Condiciones muy similares fueron observadas en el Sur de California por McClatchie *et al.* (2010) quienes analizaron las variaciones del contenido de oxígeno lejos de la costa y en la costa. Encontraron que el contenido de O₂ después de mediados de 1980s decreció por ~ 0.5 ml/L comparado con lo observado en 1950s. Asimismo, se encontró que la parte superior de la zona de hipoxia se ha somerizado por 45 m en mar adentro y por 65 m en la costa. Ambos procesos combinados llevan a un decline en la concentración de oxígeno del 24 al 28% a una profundidad de 250 m.

Deutsch *et al.* (2014) reconstruyeron las variaciones en la extensión de la anoxia en tres núcleos del PN (Cuenca Soledad y Pescadero en Baja California y Cuenca Santa Mónica, sur de California) desde 1850, usando el $\delta^{15}\text{N}$ como proxy de desnitrificación (que refleja el tamaño de la ZOM). La tendencia general del registro revela un decline en el $\delta^{15}\text{N}$ durante la mayor parte del s. XX. Entre 1960 y 1980s se observó un decremento gradual del $\delta^{15}\text{N}$ cercano al 1‰ en los tres núcleos que indica una expansión de la anoxia. A finales del siglo (posterior a 1990), periodo de mayor calentamiento climático (Boop *et al.*, 2002) se observó un incremento más rápido del $\delta^{15}\text{N}$ de ~ 1 ‰ que implica que la zona de anoxia fue contrayéndose. Estos cambios también fueron observados en la tasa de acumulación del sedimento y de la composición, que sugieren cambios a gran escala en la oceanografía originados en la columna de agua más que en el sedimento.

Tems *et al.* (2016) analizaron las fluctuaciones de la ZOM en los últimos 1200 años y su relación con la variabilidad decadal y secular a través de las variaciones del $\delta^{15}\text{N}_{\text{sed}}$ en sedimentos laminados de la cuenca Pescadero en el GC. El registro refleja ciclos de intensificación/relajación de la ZOM en periodos decadales y seculares que pudieran estar relacionados con la ODP, los ciclos solares de Suess (deVries) y cambios latitudinales en la posición de la ZCIT. En nueve de los diez ciclos identificados, se observó que la intensificación de la ZOM ocurrió el doble de rápido a la contracción. Relacionado el $\delta^{15}\text{NO}_3^-$ y la concentración de [O₂] en la columna de agua, los valores de $\delta^{15}\text{N}_{\text{sed}}$ señalan fluctuaciones en el contenido de O₂ de hasta $\sim 8 \mu\text{M}$ en periodos tan cortos como 25 años. Asimismo, encontraron que la preservación de C_{org} y su proxy Br/Cl son sincrónicos con las variaciones del $\delta^{15}\text{N}$ y a su vez, de la ZOM.

5. ÁREA DE ESTUDIO

El GT se localiza al sur de los estados de Oaxaca y Chiapas entre las coordenadas 14.3° y 16.12° latitud Norte y los 92.0° y 96.0° longitud Oeste, ocupando un área de aproximadamente 125 000 km² (Lara-Lara *et al.*, 2008). La zona está influenciada por los cambios latitudinales del sistema de vientos Alisios y de la ZCIT (zona de convección atmosférica, reconocida como una banda de nubosidad de alta precipitación, Amador *et al.*, 2006), así como por los vientos provenientes del golfo de México (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998).

5.1. Geología

El GT se ubica en una región donde convergen una triple unión de placas, las de Norteamérica, Cocos y del Caribe; es una zona conocida por su alta sismicidad y su régimen activo, caracterizada por la subducción de las placas Rivera y Cocos bajo la placa de Norteamérica formando la trinchera de Mesoamérica (Carranza-Edwards *et al.*, 1998).

La plataforma continental tiene una amplitud de 4 a 6 km en su lado occidental y se ensancha hacia el lado oriental alcanzando más de 100 km (Carranza-Edwards *et al.*, 1998). Cercano a la línea de costa los sedimentos son generalmente arenosos, conforme aumenta la profundidad tienden a ser sedimentos lodosos mezclados con arenas de origen biogénico y con depósitos de fosforita (Carranza-Edwards *et al.*, 1998). Los sedimentos biogénicos están formados principalmente por foraminíferos, pequeños moluscos, fragmentos de conchas y en menor cantidad por ostrácodos y briozoarios (Carranza-Edwards *et al.*, 1998), así como por organismos silíceos como diatomeas y radiolarios (Molina-Cruz y Martínez-López, 1994). Los constituyentes terrígenos de la fracción gruesa de los sedimentos del piso oceánico están formados por cuarzos, feldespatos, fragmentos de roca, material vegetal y como minerales accesorios ilmenita, magnetita, zircón y olivino, que también son comunes en los sedimentos litorales, mientras que la fracción arenosa está compuesta por cuarzos y restos biogénicos (Morales de la Garza y Carranza-Edwards, 1995).

Carranza-Edwards *et al.* (1989) describen dos bancos de fosforita a 200 m de profundidad que denominaron banco Oaxaqueño y banco Chiapaneco, con concentraciones entre 5 y 7% de P₂O₅ respectivamente. La formación de fosforita ocurre por la alta productividad asociada con las surgencias y las condiciones de oxígeno mínimo en el agua de fondo.

5.2. Tasa de sedimentación

Arellano-Torres *et al.* (2013) reportan una tasa de sedimentación de 0.181mm/año en el centro del golfo y de 0.61 a 0.97mm/año en la parte occidental. Por otra parte, Blanchet *et al.* (2012) determinaron una tasa que varía entre 0.3 a 5.2mm/año, con un promedio de 1mm/año, mientras que en los sedimentos más recientes reporta una tasa de 2.2mm/año.

5.3. Variabilidad climática anual

Anualmente se reconocen dos escenarios climáticos bien definidos: durante el invierno y principios de primavera (de noviembre a abril) el golfo está influenciado por

vientos de dirección norte provenientes del golfo de México que soplan perpendiculares a la costa e inducen mezcla turbulenta, (localmente conocidos como *Tehuanos*, Trasviña y Barton, 1997) y son causantes de la alta productividad biológica; mientras que en verano-otoño (de mayo a octubre), se presentan vientos más débiles, provenientes del este, la columna de agua se encuentra mayormente estratificada, con gran influencia de aguas provenientes del ecuador que llegan a incursionar sobre el golfo (Monreal-Gómez y Salas de León, 1998; Flores-Vidal *et al.*, 2011).

5.3.1. Circulación atmosférica y oceánica superficial

Durante el invierno y principios de primavera, la velocidad máxima del cinturón de vientos Alisios está en su posición más al sur a $\sim 5^{\circ}\text{N}$ y los vientos del noroeste suelen ser más intensos, produciendo condiciones secas al sur de México (Amador *et al.*, 2006; Romero-Centeno *et al.*, 2007). En el verano, los vientos Alisios del noreste se debilitan por la migración al norte de la ZCIT hasta 12°N , generando monzones en Centroamérica (Amador *et al.*, 2006).

La circulación oceánica superficial al estar influenciada por la circulación atmosférica presenta una variación de acuerdo al posicionamiento de la ZCIT. Las corrientes principales en el PTO de acuerdo con Molina-Cruz y Martínez-López (1994) y Kessler (2006) son: la Corriente de California (CC), Corriente Norecuatorial (CNE), Contracorriente Norecuatorial (CCNE), Corriente Surecuatorial (CSE) y Corriente Costera de Costa Rica (CCCR), ver Fig. 1.

Wyrski (1965) reconoció la influencia de la CC sobre el norte del GT, sin embargo, Kessler (2006) menciona que dependiendo de la estacionalidad, y la profundidad, está puede llegar a extenderse hacia los trópicos (hasta los 13°N), que comúnmente sucede durante el invierno (Molina-Cruz y Martínez-López, 1994). Durante esta misma época, la CCCR se debilita y no logra atravesar el golfo, desviándose hacia el suroeste alimentando posteriormente a la CNE (Wyrski, 1965; Kessler, 2006). Mientras que en el verano, la CCCR se desplaza más al norte pasando a través del GT (Lavín *et al.*, 2006), alcanzando más allá de los 15°N y se extiende a mayor profundidad en la columna de agua, con un flujo por debajo de la termoclina (Kessler, 2006), además se le atribuye la generación de remolinos anticiclónicos que se propagan de la costa a mar adentro como ondas atrapadas (ondas Rossby) (Flores-Vidal *et al.*, 2011).

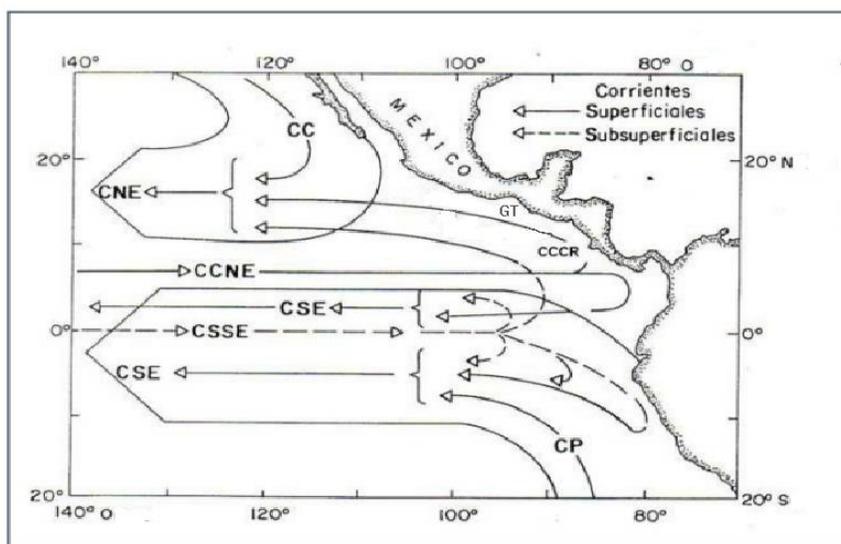


Figura 1. Patrón de circulación de las corrientes oceánicas en el PTO. Tomada de Molina-Cruz y Martínez-López (1994).

5.3.2. Masas de agua

Se reporta la presencia de cuatro masas de agua en la zona, las cuales exhiben diferentes extensión vertical durante las dos condiciones oceanográficas ya antes planteadas. A continuación se describen las masas de agua y su variación estacional según lo reportado por Monreal-Gómez y Salas de León (1998) y Machain-Castillo *et al.* (2008): Agua Superficial Ecuatorial (ASE) con temperaturas mayores a 25°C y salinidades menores a 34; Agua Subsuperficial Subtropical (ASS) que presenta temperaturas entre 15 y 28°C y salinidades entre 35 y 36; Agua Intermedia del Pacífico (AIP) con temperaturas de 5°C y salinidades de 34.5; y Agua profunda del Pacífico (APP) con rangos de temperatura entre 1 y 2 °C y salinidades de 34.6 y 34.7.

Durante el invierno-principio de primavera, las masas de agua exhiben una inclinación de oeste a este. El ASE ocupa la capa superior de los 70 metros en la parte occidental y disminuye hacia el oriente hasta los 35 a 40 m. Por debajo, la capa de ASS ocupa un espesor de 470 m en el centro del golfo y 430 m en los extremos. El AIP, se extiende a 1200 m en la parte occidental y de 600-900 m en el resto del golfo y por debajo de esta, se encuentra el APP. En condiciones de verano las masas de agua que cambian su extensión vertical son las dos primeras capas superficiales, además de que ya no se observa esta inclinación en las capas, el ASE alcanza un espesor entre 55 a 70 m y el ASS es encontrado hasta los 450 m.

5.3.3. Alberca de Agua Cálida (AAC)

La AAC en el Pacífico se extiende desde el sur de México y América Central (Wang y Fiedler, 2006), por lo que el GT está dentro de esta zona. Es una región cubierta por aguas cálidas >28.5°C (Wang y Enfield, 2001) con una profundidad promedio de 25 m y presenta un ciclo estacional con su máximo desarrollo durante el verano (Wang y Fiedler, 2006). Durante la época de *Tehuacos*, en el eje del viento la superficie oceánica se muestran como áreas productivas y frías que interrumpen la AAC (Pennington *et al.*, 2006).

5.3.4. Nutrientes y oxígeno disuelto

La concentración de nutrientes en el GT exhibe una variación estacional por la influencia de los *Tehuano*s (Vázquez-Gutiérrez *et al.*, 1998). Machain-Castillo *et al.* (2008) reportan que durante el verano la concentración de nitratos son menores a 1 μM , mientras que en la época de *Tehuano*s gran parte del golfo presenta concentración ligeramente superiores a 1 μM . En el eje del viento y el área del giro ciclónico las concentraciones suelen ser mayores a 5 μM . Este enriquecimiento durante los *Tehuano*s es favorecido debido a que la termoclina es muy somera (Vázquez-Gutiérrez *et al.*, 1998; Liang *et al.*, 2009).

El OD al igual que los nutrientes varía estacionalmente, y está fuertemente influenciado por procesos de respiración y oxidación de la materia orgánica. Pérez-Cruz y Machain-Castillo (1990) reportan el límite superior de la ZOM ($\leq 0.5\text{ml/L}$) dentro de la plataforma continental a una profundidad entre 75 y 100 m. y Cline y Richards (1972) reportan su límite inferior a 1000 m en la zona cercana a Tehuantepec.

Dada la morfología del golfo y a su condición de bajo contenido de oxígeno del agua de fondo, y que la materia orgánica derivada de la alta productividad de las aguas superficiales reducen aún más los niveles de oxígeno de la cuenca, es una zona apta para la preservación de sedimentos laminados, que según Savrda *et al.* (1984) se conservan cuando las concentraciones de oxígeno son por debajo de 0.1-0.2ml/L.

Se conoce que estas zonas de bajo oxígeno están influenciadas y responde a cambios climáticos globales de largo plazo (Paulmier y Ruiz-Pino, 2009), sin embargo, las regiones que presentan variabilidad estacional o interanual en la producción primaria, pueden modificar la ZOM en periodos cortos de tiempo (Koho y Piña-Ochoa, 2012).

5.3.5. Generación de las surgencias en el GT

Las surgencias en el GT son producidas por un mecanismo diferente a aquellas surgencias eólicas donde el viento sopla paralelo a la costa, el principal mecanismo, son los vientos perpendiculares que provienen del norte (Trasviña *et al.*, 1995; Monreal-Gómez *et al.*, 1999; Liang *et al.*, 2009). Estos vientos, son generados por el desprendimiento de los anticiclones polares que se originan en el noroeste de Canadá, que son desplazados al suroeste hacia el golfo de México y el Caribe, tales vientos conocidos como “Nortes” cuando atraviesan la discontinuidad de la Sierra Madre son canalizados al GT aumentando su velocidad (Romero-Centeno *et al.*, 2007) y son conocidos localmente como *Tehuano*s. Tales vientos, pueden alcanzar velocidades superiores a los 20 m/s en la parte norte del golfo y disminuyen rápidamente conforme se alejan mar adentro, presentan una duración de 3 a 5 días, con intervalos de 10 a 15 días (Romero-Centeno *et al.*, 2007).

Los *Tehuano*s al llegar al GT, forman un gradiente de velocidad perpendicular al eje del chorro del viento, que a la vez producen un gradiente friccional sobre la superficie del mar conocido como “rotacional del estrés del viento” (Trasviña *et al.*, 1995; Kessler, 2006; Willett *et al.*, 2006; Liang *et al.*, 2009). El rotacional y el bombeo de Ekman típicamente desarrollan giros a ambos lados del eje del viento, de aproximadamente 100 a 500 km de diámetro (Samuelson y O’Brien, 2008; Willett *et al.*, 2006). En el hemisferio Norte: el

rotacional positivo (decreciendo la velocidad del viento hacia la izquierda) causa divergencia superficial y surgencias, ya que el bombeo de Ekman es hacia la superficie. Mientras que, el rotacional negativo (decrecimiento de la velocidad del viento hacia la derecha) causa convergencia superficial y con ello el hundimiento de las aguas superficiales, ya que el bombeo de Ekman es hacia abajo (Willett *et al.*, 2006). Por lo que durante eventos *Tehuano*s, se reconocen tres regímenes oceanográficos (Fig. 2): 1) en el eje del viento, transporte de las aguas superficiales lejos de la costa y fuerte mezcla vertical, 2) un giro ciclónico al lado izquierdo del eje del viento que provoca el ascenso de la termoclina, pero que no siempre es evidente y 3) un giro anticiclónico al lado derecho del eje del viento, que provoca el hundimiento de la termoclina.

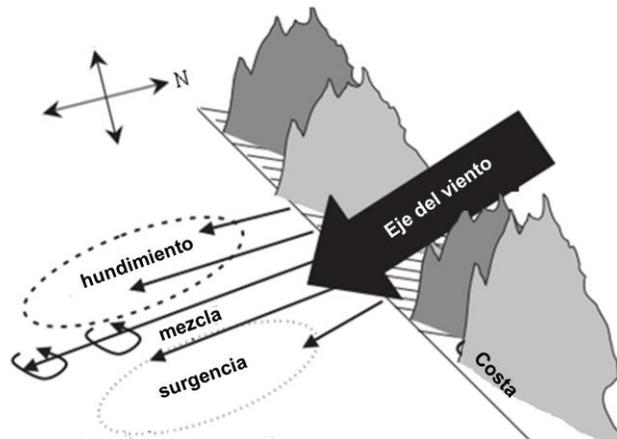


Figura 2. Régimen oceanográfico inducido por los vientos *Tehuano*s. Tomada de Samuelsen y O'Brian (2008).

En la época de verano los *Tehuano*s son escasos y menos intensos, presentando sus mínimos entre mayo y junio, en esta época predominan los vientos del este y con velocidades menores a 7.0 m/s (Romero-Centeno *et al.*, 2007). En julio se presentan esporádicamente algunos *Tehuano*s pero de menor intensidad y duración, tales eventos son producidos por la intensificación más al sur de la celda de la alta Bermuda. (Magaña *et al.*, 1999; Romero-Centeno *et al.*, 2007). Lo que resta del verano (de agosto a octubre) predominan las lluvias y los eventos de huracanes sobre el sureste de México (Magaña *et al.*, 1999).

5.4. Variabilidad climática interanual a decadal

Existen varios factores que pueden generar variaciones en el clima en diferentes escalas de tiempo (Mestas-Núñez y Miller, 2006), por ejemplo Allan (2000) encontró varias señales de variabilidad natural en datos de TSM y de presión del nivel del mar de escalas de 2-2.5, 2.5-7, 11-13, 15-20, 20-30, y 60-80 años, y que resumió en escalas interanuales (2-2.5 y 2.5-7), decadales (11-13) e interdecadales (15-20) y multidecadales (20-30) y seculares (60-80) para su interpretación con la variabilidad climática global.

Las señales de escala menor a 100 años que impactan sobre el PTO son principalmente el ENOS, y la ODP (Mantua *et al.*, 1997; Wang y Enfield, 2006).

Recientemente se agrega el calentamiento global (IPCC, 2014; Mestas-Nuñez y Miller, 2006) y el cambio abrupto entre 1976-77 (McPhaden y Zhang, 2002).

5.4.1. ENOS (*El Niño Oscilación del Sur*)

El ENOS es el fenómeno más importante de variabilidad natural que se presenta a lo largo del Pacífico Ecuatorial, y que causa la variabilidad del clima a escala interanual (Allan, 2000). Se caracteriza principalmente por la variabilidad en la temperatura superficial del océano, la circulación de los vientos Alisios y la profundidad de la termoclina (Sheinbaum, 2003). El fenómeno se manifiesta por la alternancia entre dos fases o extremos, El Niño/La Niña con anomalías cálidas/frías de la TSM y baja/alta presión atmosférica, con tendencias a recurrir en un rango de 2 a 7 años y duración de 18-24 meses que llegan a modificar el ciclo estacional de la región (Allan, 2000).

En condiciones oceánicas-atmosféricas “normales” en el Pacífico Ecuatorial, los vientos Alisios soplan hacia el oeste, influenciando el transporte y acumulación de agua cálida en esta dirección, de manera que la termoclina en el lado oriental es más somera, haciéndose más profunda hacia las costas occidentales (Dijkstra, 2006). En la atmosfera, la celda convectiva zonal o celda de Walker (dado por la baja presión en las costas Australianas) promueven que los vientos soplen de América a Indonesia llevando consigo grandes cantidades de humedad (Sheinbaum, 2003).

Durante un evento El Niño, los vientos Alisios se debilitan en el Pacífico Occidental y Central, y según la intensidad pueden llegar a invertir su dirección (por el cambio de presión atmosférica entre ambas costas) (Romero-Centeno *et al.*, 2003). Tal cambio en los vientos Alisios, inhibe el transporte de las aguas cálidas al occidente, promoviendo su acumulamiento en las costas de América y por consiguiente la profundización de la termoclina en el Pacífico Oriental (Fig. 3) que inhibe o debilita las surgencias ecuatoriales (Sheinbaum, 2003). En contraste, durante eventos La Niña, las condiciones son parecidas a las normales pero más intensificadas.

En el registro paleoclimático, los ENOS han presentado ligeros cambios en amplitud y frecuencia en el lapso de los miles de años (Markgraf y Díaz, 2000). Aunque los eventos extremos son vistos desde los últimos 500 años, aproximadamente el 43% de estos y el 28% de los eventos prolongados han ocurrido en el s. XX (Gergis y Bowler, 2009).

La ocurrencia de los ENOS extremos y de larga duración, se cree son el resultado de la influencia de patrones climáticos de mayor escala (decadales a seculares) como consecuencia de estar “en fase” (Wang y Fielder, 2006; Mestas-Nuñez y Miller, 2006). Por el contrario, la ocurrencia de ENOS en “desfase” con los patrones decadales, son el resultado de la retroalimentación del sistema climático para mantener el balance (Wang y Fielder, 2006), por lo que muchas veces durante una fase El Niño, procede su contrafase, La Niña (Wang, 2001; Wang y Fielder, 2006).

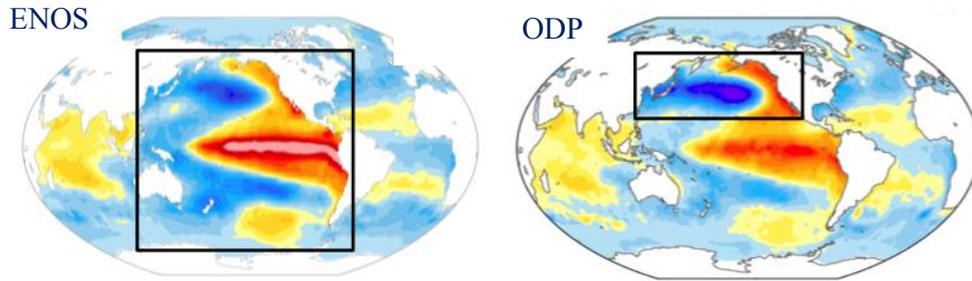


Figura 3. Expresión global de El Niño Oscilación del Sur (ENOS) en su Fase cálida (El Niño) y la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) en fase cálida. Tomada de Deser *et al.* (2016).

5.4.2. La Oscilación Decadal del Pacífico (ODP)

La ODP es un periodo largo de fluctuaciones de la TSM, presión del nivel del mar y vientos zonales que ocurre en el océano Pacífico (Mestas-Nuñez y Miller, 2006). El fenómeno es similar al ENOS, sin embargo, hay dos características principales que la distinguen (Mantua *et al.*, 1997): 1) la escala temporal, la ODP puede persistir por periodos de 20 años, mientras que el ENOS persiste en promedio de 8 a 18 meses; 2) la escala espacial, la ODP se manifiesta principalmente en el norte del océano Pacífico con repercusiones secundarias en los trópicos y en el ecuador, en cambio el ENOS es más visible en el sector tropical. Ver Fig. 3.

La ODP es positiva cuando la temperatura es anómalamente cálida a lo largo de la costa de Norteamérica, Centroamérica y el Ecuador, y fría en el interior del Pacífico Norte (Mestas-Nuñez y Miller, 2006). Mientras que en la circulación atmosférica, el sistema de baja presión de las Aleutianas es relativamente más intensa con mayor predominancia de vientos oeste sobre el Pacífico Central y Oriental (Miller *et al.*, 1994). En la fase negativa de la ODP esta distribución de la temperatura se invierte y en la circulación atmosférica el sistema de las Aleutianas disminuye.

La evolución temporal de la ODP ha sido descrita en términos de fluctuaciones de un amplio periodo, desde 20 a 70 años (Allan, 2000; Folland *et al.*, 1998) o en términos de cambio de régimen que se manifiestan como cambios abruptos en las condiciones climáticas y de los ecosistemas marinos sobre grandes áreas de la cuenca del Pacífico (Miller *et al.*, 1994).

El último cambio de régimen de la ODP ocurrió entre 1976-1977 y es el más estudiado, ya que presentó manifestaciones tropicales, que incluyó una disminución en la circulación meridional de retorno y un calentamiento de la temperatura superficial (McPhaden y Zhang, 2002).

5.4.3. Cambio de régimen climático 1976-77

Entre 1976-77 el océano Pacífico se sometió a un drástico calentamiento con impactos globales. Los primeros estudios donde se observó este cambio fueron en Jones *et al.* (1986) y Jones (1988) quienes analizaron variaciones de la temperatura global de 1861-1984, indicando un marcado calentamiento a mediados de 1970s, condiciones muy

similares fueron encontradas por Folland y Parker (1989) en el periodo de 1976-1986. Mientras que Kashiwabara (1987) evidenció anomalías extremadamente bajas en la altura geopotencial de los 500 mb entre 1977-1986 que atribuyó al aumento de la TSM tropical. Asimismo Hansen y Lebedeff (1988) notaron un incremento en la temperatura global del aire superficial en 1980s. Posteriormente, Nita y Yamada (1989) analizaron datos de TSM y encontraron que en el Pacífico tropical Central y Oriental y el océano Índico, la TSM aumentó desde finales de 1970s a 1980s por 0.3 a $\sim 0.4^{\circ}\text{C}$, lo cual se reflejó en el incremento de la actividad convectiva en la región. También observaron que el SOI (Índice de Oscilación del Sur por sus siglas en inglés) que representa la fortaleza de la circulación de Walker en el trópico, tendió a ser negativo después de finales de 1970s.

En un estudio más completo realizado por Ebbesmeyer *et al.* (1991) ilustraron esta transición en una serie temporal compuesta por 40 variables ambientales, que sugieren que el cambio que ocurrió en el invierno de 1976-77 se observó a modo de escalón “step-like” (Fig. 4). Más tarde, Miller *et al.* (1994) y Graham (1994) proporcionaron una descripción detallada de este cambio en el clima y sus posibles causas mediante observaciones y resultados de modelos numéricos para describir el nombrado “climate shift” (cambio de régimen) y los procesos que lo producen.

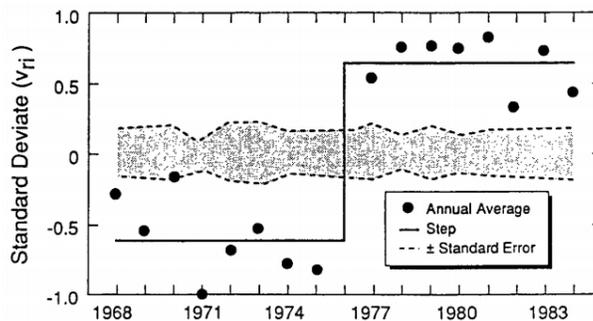


Figura 4. Serie temporal generada por Ebbesmeyer *et al.* (1991) donde se ilustra la transición entre 1976-77 en el sistema climático.

El “cambio de régimen” se presentó como un cambio abrupto a gran escala en el patrón de la circulación del invierno boreal sobre el PN a mediados de 1970s (Miller *et al.*, 1994; Graham, 1994; Trenberth y Hurrell, 1994). Asimismo, se observó una intensificación y desplazamiento anómalo hacia el sur del sistema de baja presión de las Aleutianas y la prevalencia de vientos del oeste sobre el Pacífico Central y Oriental en las latitudes medias (Trenberth, 1990; Miller *et al.*, 1994; Graham, 1994).

Estos cambios en la circulación de latitudes medias coincidieron con un cambio en el sistema océano-atmósfera sobre el Pacífico tropical, que incluyó el incremento de la TSM ($\sim 0.75^{\circ}\text{C}$ según Graham, 1994) en la región central y oriental, y un desplazamiento hacia el este de la región de convección en el Pacífico Occidental (Miller *et al.*, 1994). Estas condiciones en cierto modo se asemejan a un silencioso, casi permanente estado de El Niño (Graham, 1994).

Miller *et al.* (1994) y Graham (1994) sugieren que el “cambio de régimen” en el PN fue causado por forzamiento remoto del Pacífico tropical debido a un calentamiento

simultáneo de la TSM a través de teleconexiones atmosféricas. La influencia del océano de latitudes medias sobre el cambio de 1976-77 se cree que fue secundaria, su importancia fue en el mantenimiento (persistencia) del estado anómalo atmosférico a través de los mecanismos de retroalimentación océano-atmosfera (Miller *et al.*, 1994).

Recientemente, McPhaden y Zhang (2002) proponen una hipótesis para explicar la variabilidad climática de escala decadal en la cuenca del Pacífico, así como el cambio de régimen de 1976-77 basado en que la circulación meridional de retorno - MOC (Meridional Overturning Circulation por sus siglas en inglés) es la causante de esta variabilidad. La MOC la cual es impulsada por los vientos, actúa como un cinturón convectivo que transporta las anomalías de las masas de agua subtropical a los trópicos. Previamente Gu y Philander (1997) propusieron una teoría para explicar la fluctuación decadal dependiente del intercambio de energía entre los trópicos (20°S a 20°N) y los subtropicos (25°N a 50°N y 25°S a 50°S), en el que señalan que la interacción aire-mar en los subtropicos crea masas de agua superficiales con temperaturas usualmente cálidas o frías que son subducidas por debajo de la piconclina (donde la densidad del agua decrece rápidamente con la profundidad) y derivan hacia el ecuador por debajo de la superficie por aproximadamente diez años, durante ese tiempo son aisladas de la interacción con la atmosfera, cuando llegan a las latitudes ecuatoriales, son afloradas a la superficie y presumiblemente afectan la TSM ecuatorial. El agua que ascendió fluye de nuevo hacia las zonas subtropicales en la capa superficial para completar un circuito de la celda de circulación meridional.

Con base al análisis de datos hidrográficos (entre 20°N a 20°S) del periodo de 1950-1999, McPhaden y Zhang (2002) revelan que la MOC en la cuenca del Pacífico se ha ralentizado desde 1970s, causando un decremento en las surgencias de aproximadamente el 25% en el ecuador (9°N y 9°S). Esta reducción de agua relativamente más fría (hasta de 47×10^6 a $35 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) es asociado con el incremento de la TSM ecuatorial de aproximadamente 0.8°C. Otro de los efectos es la reducción en la desgasificación del CO₂ del océano a la atmosfera. Además consideran que la ralentización favorece a la generación de eventos El Niño, como ha sido planteado por diversos autores (Trenberth y Hurrell, 1994; Zhang *et al.*, 1998, 1999; Mestas-Núñez y Miller, 2006; entre otros). Por otra parte, Rahmstorf *et al.* (2015) han encontrado evidencias de que la MOC del Atlántico también se ha ralentizado principalmente desde 1970s, lo que fortalece la idea de que el cambio de régimen de 1976-77 tiene un impacto global y que este cambio es distinto a los anteriores cambios de régimen de la ODP.

5.4.4. Influencia del ENSO y la ODP en las surgencias

La influencia de los eventos ENOS sobre la PP se debe a que estos eventos modifican la profundidad de la termoclina, principalmente por el paso de ondas costeras tipo Kelvin que fluyen hacia los polos (Mestas-Núñez y Miller, 2006). Su relación con la productividad se debe a que generalmente la termoclina coincide con la nutriclina (porción de la columna de agua donde los nutrientes utilizados por el fitoplancton incrementan con la profundidad Barber y Chavez, 1983), por lo que las variaciones en la profundidad de la termoclina son frecuentemente asociadas con las variaciones en la producción del fitoplancton (Pennington *et al.*, 2006).

Se ha observado que en años El Niño, el aumento anómalo de la TSM profundiza la termoclina, y aunque la incidencia de vientos en el PTO (Schultz *et al.*, 1998; Magaña, 2004; Amador *et al.*, 2006) siguen siendo predominantes, solo permite que se remuevan aguas cálidas y pobres en nutrientes (Pennington *et al.*, 2006; Gibson *et al.*, 2016) que se refleja en la baja producción primaria y secundaria (Barber y Chavez, 1983; Lluch-Cota *et al.*, 1997; Pennington *et al.*, 2006). En contraste el impacto de La Niña ha sido menos estudiado (Wang y Fiedler, 2006), algunos autores como Quinn y Neal (1992), Lluch-Cota *et al.* (1997) y Ryan *et al.* (2006) aseguran que La Niña en las costas de América favorece a las surgencias, ya que con una intensidad similar de vientos y una termoclina más somera se produce mayor aporte de aguas ricas a la zona eufótica.

En el GT, la señal del ENOS ha sido observada con el decremento en la productividad (Lluch-Cota *et al.*, 1997; Nava-Fernández, 2007), a pesar de que los vientos son predominantes e inclusive más intensos (Romero *et al.*, 2007) las surgencias son poco efectivas. Durante el evento de El Niño del 2007 (anomalías de $\sim 1^{\circ}\text{C}$), Nava-Fernández (2013) calculó la profundidad de la termoclina durante el verano a 71 m, en la época de invierno (surgencias) no se tuvieron datos. En otro estudio, Lluch-Cota *et al.* (1997) durante El Niño de 1983 la determinó a ~ 62 m, cabe mencionar que este evento es catalogado uno de los más extremos ya que las anomalías fueron mayores a 2.0°C (NOAA, 2015), mientras que en La Niña de 1986 la termoclina estuvo a ~ 15 m.

Además, durante condiciones El Niño, la CCNE está más fortalecida (por la influencia de los Alisios del oeste) lo que a su vez promueve que la CCCR (la cual es característica de aguas cálidas oligotróficas) se establezca en el GT por más tiempo que en condiciones neutrales (Kessler, 2006) y que la AAC se extienda todo el año sobre el golfo (Trasviña *et al.*, 2004).

La ODP tiene efectos similares que El ENOS sobre la productividad. La fase cálida, provoca una menor disponibilidad de nutrientes por la profundización de la termoclina, y la circulación de las ramificaciones de los grandes giros en el Pacífico son más lentos, caso contrario en la fase fría (Chavez *et al.*, 2003; Mestas-Núñez y Miller, 2006). Aunque los efectos de la ODP son de menor magnitud (Sanchez *et al.*, 2000; Chavez *et al.*, 2003), se ha visto que pueden tener un efecto acumulativo a largo plazo (Pennington *et al.*, 2006), como se ha observado en las pesquerías de Perú y Chile, en que las sardinas son favorecida por la fase cálida de la ODP y, las anchovetas por la fase fría (Sanchez *et al.*, 2000; Chavez *et al.*, 2003). El impacto de la ODP en la región del GT no se ha estudiado por lo que no se sabe si llega a tener influencia sobre esta región.

6. MATERIAL Y MÉTODOS

6.1. Trabajo de campo

Durante la campaña Tehua XII en marzo de 2014, a bordo del buque oceanográfico “El Puma” se colectó un núcleo de caja de sedimentos laminados (con un nucleador Reinek) en el noroeste del GT en las coordenadas $15^{\circ} 38' 39.432''$ N, $95^{\circ} 18' 25.689''$ O (Fig. 5) a una profundidad de 743 metros. Posterior a su colecta el núcleo se dejó en refrigeración en el laboratorio de Micropaleontología y Paleoceanografía del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM hasta su muestreo.

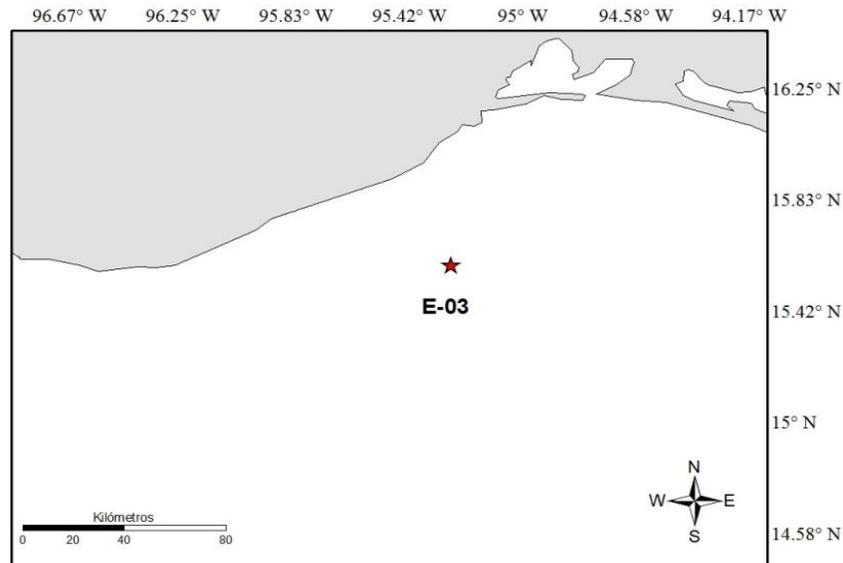


Figura 5. Localización geográfica de la extracción del núcleo sedimentario. La estrella roja indica el punto de muestreo.

6.2. Trabajo de laboratorio

El núcleo se cortó en losas de igual dimensión (altura 32.5 cm, ancho 13.9 cm y espesor 2 cm). Para el presente estudio se trabajó con la losa número 4, a la cual se nombró como TEHUA XII E03-4C, de esta se obtuvo una radiografía que se utilizó para identificar su estructura y determinar el patrón del muestreo. Sobre la imagen a tamaño real se dibujaron digitalmente cada una de las láminas observadas a la máxima resolución posible (2-4 milímetros). Esta plantilla fue impresa en una hoja de acetato a tamaño real y se superpuso sobre la losa de sedimento y así facilitar el muestreo de cada lámina. Cabe señalar que las láminas extraídas algunas fueron de un solo evento y en algunas se extrajeron paquetes de láminas por lo tanto el estudio no es anual. En la Fig. 6 se muestra la plantilla generada para el muestreo (a), imagen de la losa (b), y la radiografía (c).

Para cada lámina muestreada se registró el peso húmedo y el peso seco, y se subdividió en dos submuestras 1) 0.5g para diatomeas y 2) el resto para foraminíferos bentónicos.

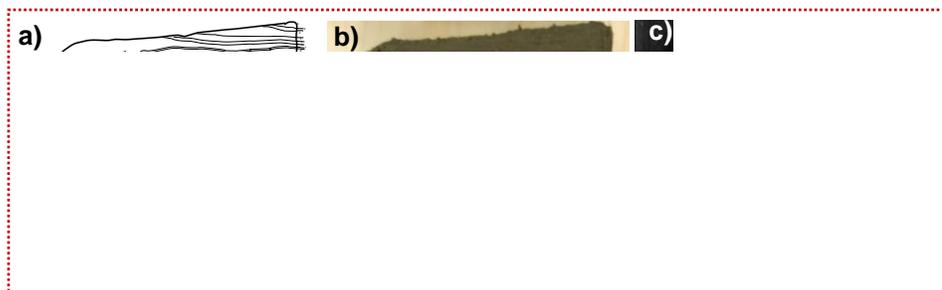


Figura 6. a) Imagen de la losa E03-4C; b) plantilla de acetato para el muestreo de las láminas; c) radiografía de la losa. En recuadro en rojo señala las primeras 37 láminas que se utilizaron en este trabajo.

6.2.1. Modelo de Edad

La edad de los sedimentos y las tasas de acumulación (la cantidad de sedimento que se acumula por unidad de tiempo (cm año^{-1})) se determinaron por ^{210}Pb , este método permite fechar sedimentos de hasta 100 a 150 años de antigüedad. El ^{210}Pb es un radionúclido natural de la serie radiactiva del ^{238}U con una vida media de 22.26 años, y permite fechar el momento del depósito a través de modelos matemáticos con los cuales se establecen las edades de cada sección, así como las tasas de acumulación sedimentaria (Sánchez-Cabeza y Ruiz-Fernández, 2012).

La actividad del ^{210}Pb se determinó por medio del análisis de su descendiente ^{210}Po , asumiendo equilibrio secular entre ellos. El análisis se realizó por espectrometría alfa utilizando ^{209}Po como trazador de eficiencia. El análisis fue realizado por el grupo de la Dra. Ana Carolina Ruiz Fernández en el Laboratorio de Geoquímica y Geocronología de la Unidad Académica Mazatlán del ICML.

La edad se obtuvo por correlación con otro subnúcleo (Tehua XII 03) colectado dentro de la misma caja Reineck. En la Anexo I y en la Fig. 7 se muestran las edades promedio de los primeros 13 centímetros que corresponden a las 37 láminas superficiales del Tehua XII E03-4C (Fig. 9) que abarcan los últimos $\sim 90 \pm 3$ años.

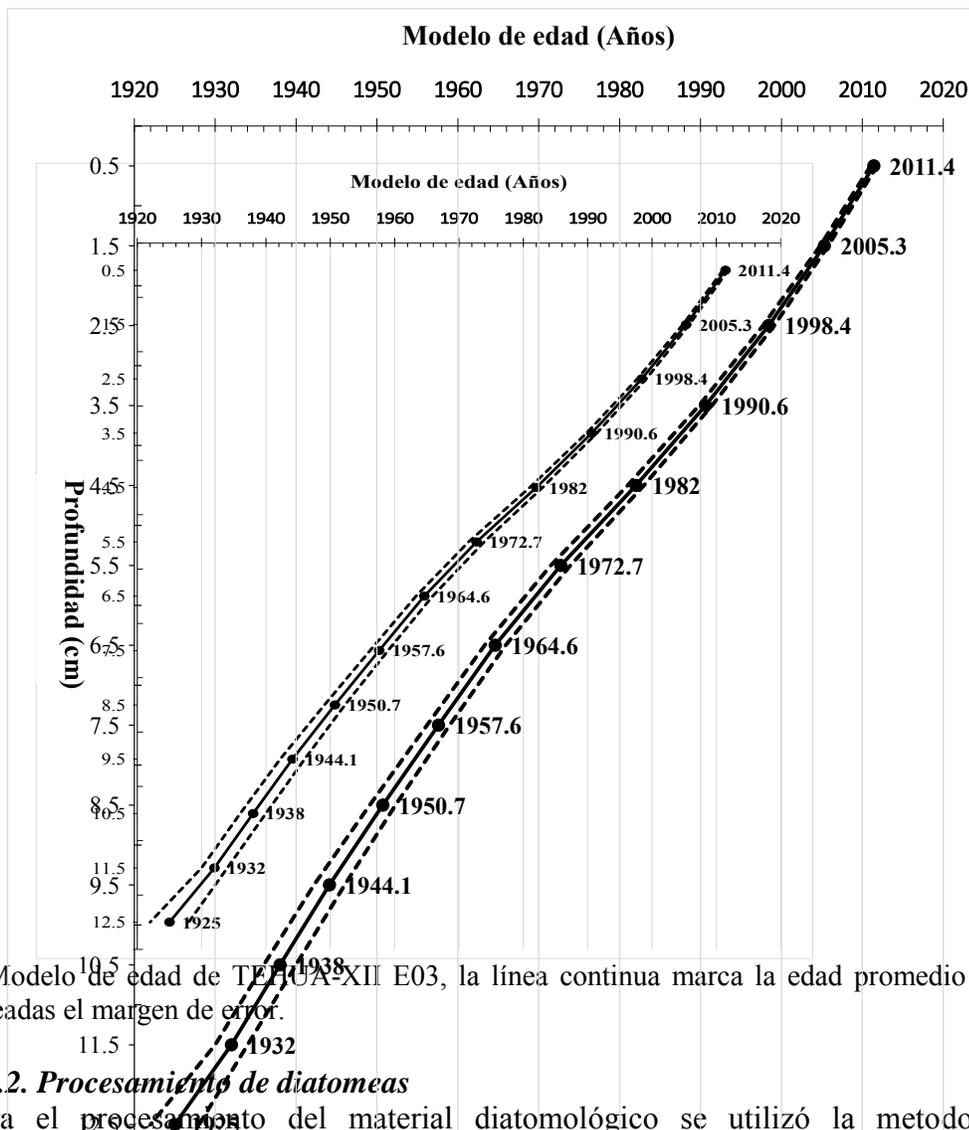


Figura 7. Modelo de edad de TEUA-XII E03, la línea continua marca la edad promedio y las líneas punteadas el margen de error.

6.2.2. Procesamiento de diatomeas

Para el procesamiento del material diatomológico se utilizó la metodología propuesta por Schrader (1973). Para la digestión del sedimento, se colocaron 0.5 g de sedimento seco en matraces erlenmeyer, la eliminación de carbonatos se hizo con ácido clorhídrico (HCl) al 10% y eliminación de la materia orgánica con peróxido de hidrógeno (H₂O₂) concentrado, ambos procedimientos se hicieron a una temperatura no mayor de 80°C. Para neutralizar las muestras por el proceso anterior, se realizaron enjuagues sucesivos con agua destilada.

Una vez limpio el sedimento, se procedió con los montajes en laminillas permanentes del material silíceo, para cada muestra se tomó una alícuota de 200 µl que se colocó en cubreobjetos circulares de 19 mm de diámetro, se dejó secar el líquido y, se fijó la preparación en un portaobjetos usando como medio de montaje, Naphrax (alto índice de refracción 1.6). Las determinaciones taxonómicas, así como los conteos se realizaron en un microscopio óptico con contraste de fases, dichos conteos se realizaron haciendo transectos diametrales contando al menos 300 valvas por cada muestra.

El criterio que se siguió para realizar los conteos fue el propuesto por Schrader y Gersonde (1978) que se muestra en la Fig. 8.; aquellas valvas muy rotas o con características insuficientes para su identificación, como es el caso de las figuras marcadas en cero (0), fueron excluidas de los conteos.

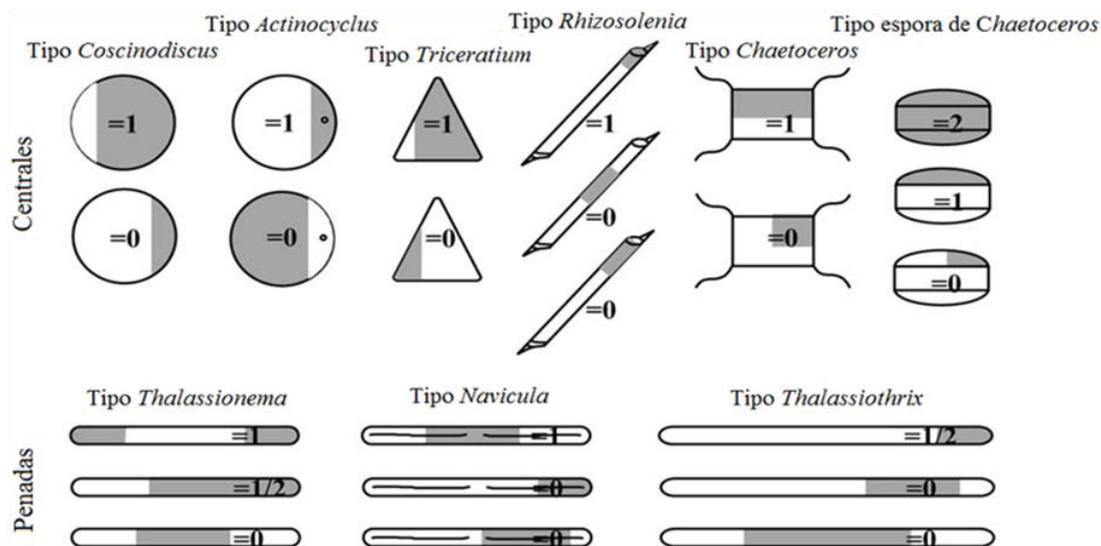


Figura 8. Criterio bajo el cual se realizaron los conteos de las valvas de diatomeas según las principales morfologías encontradas. Tomada de Schrader y Gersonde (1978).

6.2.3. Procesamiento de foraminíferos bentónicos

En el caso de los FB se utilizó la técnica modificada de Boltovskoy (1965). El sedimento seco se lavó con agua corriente a través de un tamiz de 63 μm de luz de malla con el fin de separar la fracción de arenas (fracción donde se encuentran los foraminíferos) de los limos y arcillas; la fracción lavada se dejó secar. Posteriormente, de la fracción de arenas se procedió a la extracción de los especímenes con ayuda de un pincel al microscopio. Cuando los organismos en las muestras eran muy abundantes, ésta se subdividió con un fraccionador de *Otto* hasta obtener un número representativo (aprox. 300 organismos, Boltovskoy, 1965). Los organismos fueron colocados en placas micropaleontológicas para su posterior identificación (con base en la literatura especializada) y cuantificación.

6.3. Análisis de datos

En algunas laminas superficiales (1-3, 5 y 13b) el sedimento fue muy escaso, y por lo tanto insuficiente para el análisis de la fauna de FB. Dos láminas fueron descartadas del análisis para ambos grupos: la lámina 13b) debido a que traslapó a 5 láminas más, por lo que su edad presenta gran incertidumbre; y la lámina número 23 por ser de material alóctono.

6.3.1. Abundancias absoluta y relativa

Para cada muestra se calcularon las abundancias absolutas. Para los foraminíferos bentónicos las fracciones examinadas fueron estandarizadas a número de individuos por gramo de sedimento seco (ind/g), en tanto que para las diatomeas los conteos fueron estandarizados a número de valvas por gramo de sedimento seco (valvas/g). Asimismo, se construyó una matriz de abundancia relativa (%) para ambos grupos. En el Anexo III y IV se muestran la matriz de conteos de diatomeas y FB, así como los datos de cada muestra.

6.3.2. Índices ecológicos

Para hacer una comparación entre muestras y determinar la variación en la estructura de las faunas de FB y la composición florística de las diatomeas en el periodo analizado, para lo cual se estimaron los siguientes índices ecológicos:

- Riqueza de especies (S), es la forma más sencilla de medir la diversidad, ya que se basa únicamente en el número de especies presentes, sin tomar en cuenta el valor de importancia de las mismas (Magurran, 1988).
- Diversidad de Shannon (H'), refleja la heterogeneidad de una comunidad con base en la riqueza de especies y su abundancia relativa (Pla, 2006).
- Dominancia de Simpson (λ'), mide la probabilidad de que dos ejemplares al azar pertenezcan a la misma especie (Simpson, 1949).
- Equidad de Pielou (J'), mide la proporción de la diversidad observada con relación a la diversidad máxima esperada, su valor fluctúa entre 0-1, de forma que 1 representa situaciones donde todas las especies son igual de abundantes (Magurran, 1988).

6.4. Índices climáticos

Existen varios índices para identificar al ENOS, los cuales se basan en variables oceánicas y atmosféricas. El indicador oficial del ENOS en la NOAA es el ION (Índice Oceánico de El Niño), ya que cambia más lentamente que la presión a nivel del mar (como sucede en el SOI) y facilita la identificación de los eventos

El ION, es una serie de tiempo de las anomalías de la TSM calculadas desde 1950 a partir de mediciones *in situ* efectuadas en la región El Niño 3.4 (5 °N - 5 °S, 120 - 170 °O), tales datos pertenecen al banco de datos de la National Climatic Data Center de la NOAA. Dado que se desea conocer la variación del ENOS desde principios de siglo se utilizó el índice modelado de Deser *et al.* (2016) para el periodo anterior a 1950. Para definir la magnitud de cada evento, la NOAA propone una clasificación basada en la amplitud de las anomalías de la TSM. Se tienen cuatro categorías: débil 0.5-0.9; moderada 1.0-1.4; fuerte 1.5-1.9 y extrema >2.0. Por otra parte, el índice de la ODP al igual que el ION se basa en las anomalías de la TSM, pero las anomalías son menores.

7. RESULTADOS

7.1. Modelo de edad

Para asignarle la edad a cada lámina, se identificaron las láminas más evidentes en ambos sub-núcleos, como se muestra en la Fig. 9, las láminas que no lograron identificarse en el núcleo datado se interpolaron dependiendo del espesor de lámina. En la anexo II se muestran una tabla de la correlación de las láminas de la losa Tehua XII E03-4C con el sub-núcleo datado, en donde se señala la profundidad y espesor de las láminas identificadas y las interpoladas.

Las 37 láminas analizadas representan en promedio de 2 a 3 años, con una tasa de sedimentación promedio de 1.45 ± 0.16 mm/año para los últimos $\sim 90 \pm 3$ años que comprenden del 2013 a 1925 A.D.

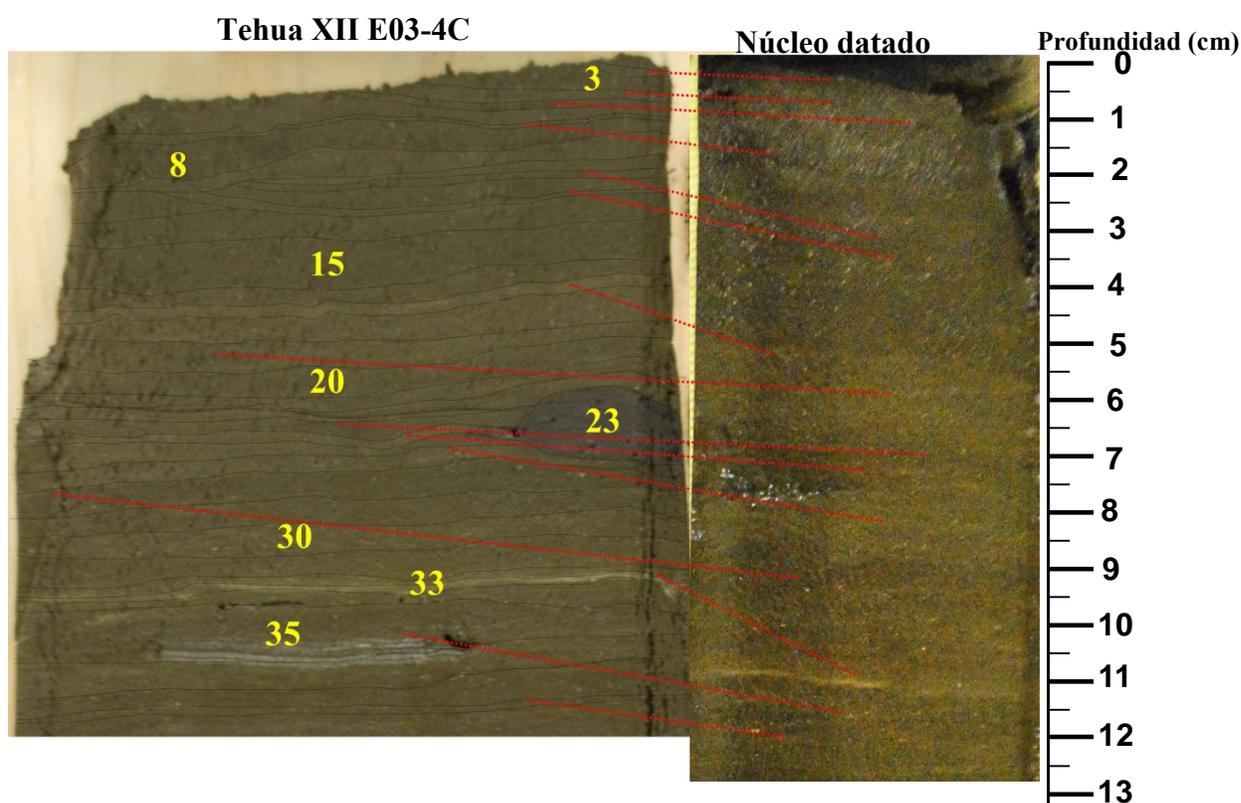


Figura 9. Correlación de las láminas de la losa Tehua XII E03-4C con el sub-núcleo datado.

7.2. Diatomeas

7.2.1. Abundancia absoluta

La abundancia de diatomeas (valvas/g), a lo largo de la secuencia (Fig. 10) presentaron variaciones de 83×10^6 a 344×10^6 valvas/g, y un promedio de 187.2×10^6 valvas/g. Generalmente las láminas de la primera mitad de la secuencia 1-20 (2013-1967 A.D.) y algunos intermedios 28-29 (1948-1945 A.D.) presentaron abundancias por debajo del promedio, con valores $< 170 \times 10^6$ valvas/g, a excepción de la lámina 8. En la segunda mitad

de la secuencia en las láminas 21-27 (1965-1949 A.D.) y 30-37 (1944-1925 A.D.) las abundancias fueron mayores al promedio superando los 189×10^6 valvas/g.

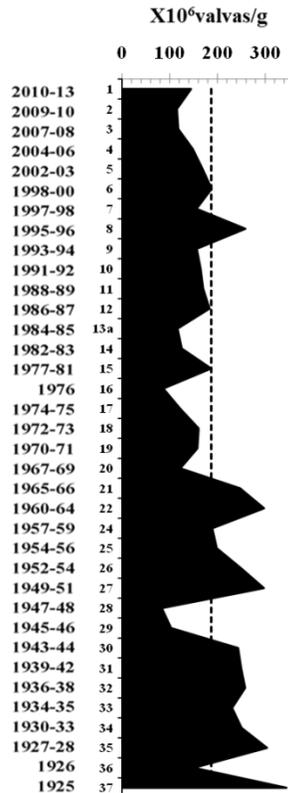


Figura 10. Abundancias absolutas de diatomeas, en línea punteada se indica el promedio (187.2×10^6 valvas/g). Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.).

7.2.2. Índices de diversidad

Se identificaron 81 taxones de diatomeas, de los cuales 58 se identificaron a nivel de especie, 19 a nivel de género, se reconocieron 2 formas de esporas y 2 taxones se determinaron a nivel de clase.

Los índices de diversidad obtenidos se muestran en la Fig. 11.

La riqueza de especies estuvo entre 28 y 43 taxones por lámina, con un promedio de 36. Los valores más altos ocurrieron en las láminas 9-10 (1994-1991 A.D.) con 40-43 taxones, el valor más bajo fue en la lámina 24 (1957-1959 A.D.) con 28 taxones, y en las láminas 3-5 (2008-2002 A.D.) con 31-32 taxones.

La diversidad Shannon (H') presentó valores de 4.5 a 3.8, y un promedio de 4.1. Los valores más altos de diversidad fueron en las láminas 9-15 (1994-1977 A.D.) con $H' > 4.3$, mientras que lo más bajos ocurrieron en las láminas 5-6 (2003-2000 A.D.) y 32-35 (1938-1927 A.D.) con $H' < 3.9$.

La equidad de Pielou (J') mostró valores de 0.84 a 0.73, y un promedio de 0.79. Las láminas superficiales 3-4 (2008-2004 A.D.), 8-13 (1996-1984 A.D.) y 15-17 (1981-1974 A.D.) mostraron los valores más altos >0.81 , mientras que los más bajos ocurrieron en las láminas 6 (1998-00 A.D.) y 29-35 (1946-1927 A.D.) con $J' < 0.78$.

El índice de dominancia de Simpson (D') osciló entre 0.50 y 0.93, con un promedio de 0.69. Las láminas con mayor dominancia fueron las 5-7 (2003-1997 A.D.) y 29-37 (1942-1925 A.D.) con $D' > 0.71$, mientras que en las láminas de 8-17 (1996-1974 A.D.) fueron $D' < 0.65$.

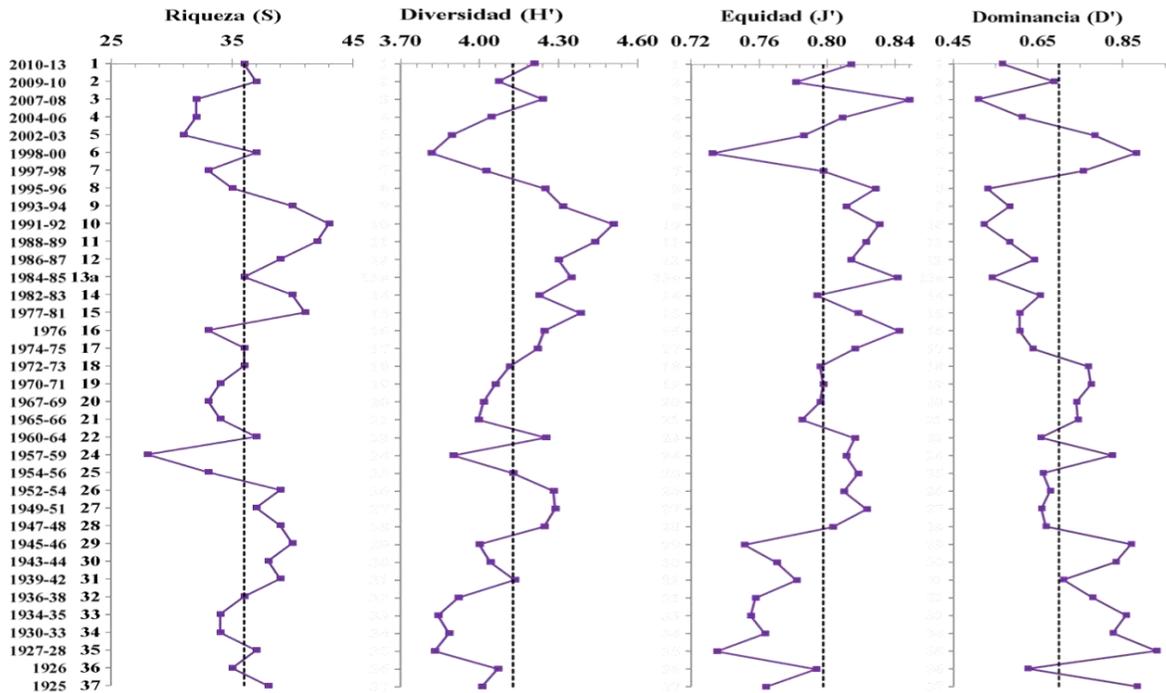


Figura 11. Índices de diversidad de diatomeas, en línea punteada se indican los promedios. Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.).

7.2.3. Abundancias relativas

De los 81 taxones de diatomeas determinados, 12 fueron los más abundantes, entre 4 y 7 especies representaron del 50-67.0% de las asociaciones. *T. nitzschioides* y esporas de *Chaetoceros* spp. fueron las más abundantes y llegaron a representar del 22-46.0% de las abundancias en cada lámina.

A continuación se describen las tendencias generales de las especies más abundantes a lo largo de la secuencia (Fig. 12).

- *Thalassionema nitzschioides* (con abundancias del 10.6-27.4%), presentó su mayor abundancia en las láminas entre 28-37 (1948-1925 A.D.) con valores $>16.0\%$. Un comportamiento similar presentaron las esporas de *Chaetoceros* spp. (4.8 y 23.6%) con mayor contribución en la superficie (láminas 1-4 de 2013-2004 A.D.) y al final de la secuencia (en 31-37 de 1942-1925 A.D.) con abundancias $>12.0\%$, asimismo *T.*

- nitzschioides* var. *parva* (1.2-8.8%) y *L. pacificum* (0.88-11.7%) presentaron esta tendencia con valores >4.0%.
- *Fragilariopsis doliolus* (1.9-7.9%), *T. bacillare* (2.0-10.7%) y *Thalassiosira oestrupii* (1.0-8.7%) presentaron sus máximas abundancias en las láminas intermedias (9-27 de 1994-1949 A.D.) con valores >7.0%.
 - *Neodelphineis pelagica* (3.2-18.6%), fue más importante en las primeras láminas 4-8 (2006-1995 A.D.) y las intermedias 14-31 (1983-1939 A.D.) con abundancias >10.0%. Una tendencia similar fue de *T. pseudonitzschioides* (0-11.7%), *A. ellipticus* (0.25-7.3%), *Thalassiosira decipiens* (0.2-6.9%) y *C. litoralis* (0.6-8.2%) con abundancias mayores del 4.0%.

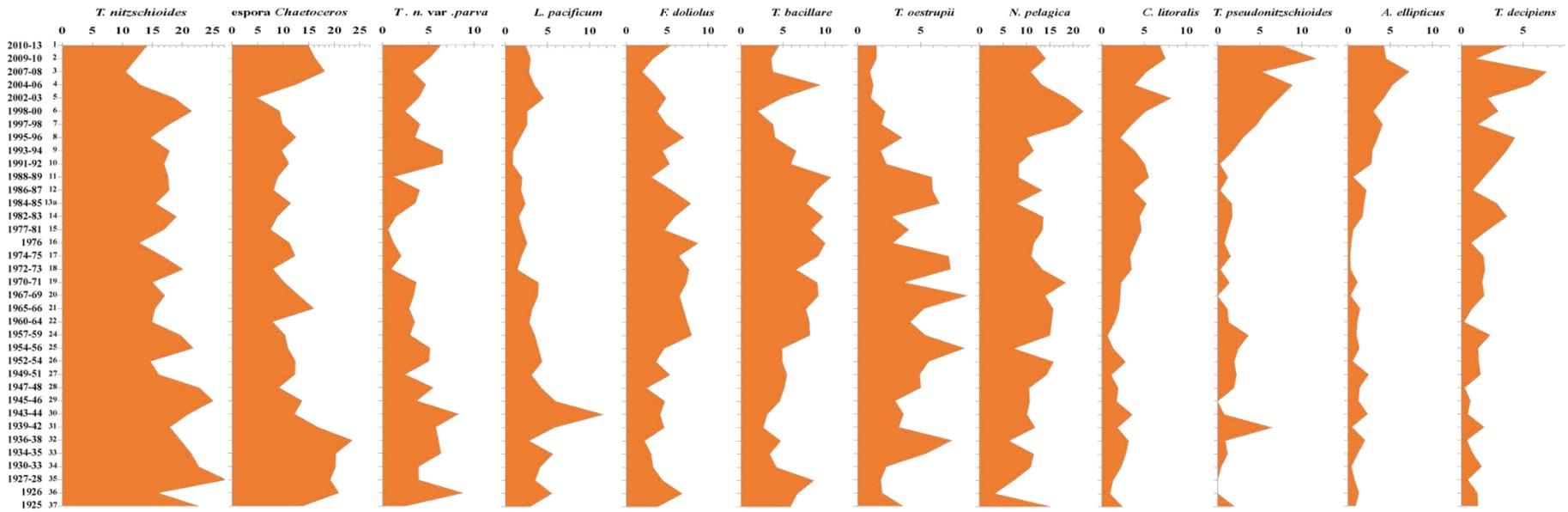


Figura 12. Abundancia relativa (%) de las principales especies de diatomeas. Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.).

7.2.4. Asociaciones de especies

Con base en la ecología de las especies antes mencionadas (Apéndice 2) y su distribución en la secuencia, se agruparon en tres asociaciones (Fig. 13). La asociación de aguas frías o de surgencias conformada por las especies *Thalassionema nitzschioides*, esporas de *Chaetoceros*, *T. nitzschioides* var. *parva* y *L. pacificum* predominó en el fondo de la secuencia de las láminas 37 a 28 correspondiente al periodo de 1925-1948 A.D.; posteriormente prevaleció la asociación de aguas templadas o mesotrófica en las láminas 29-11 (1948-1989 A.D.), la cual fue caracterizada por *F. doliolus*, *T. bacillare* y *Thalassiosira oestrupii*; y en las láminas más recientes correspondientes a 1989-2013 A.D. predominó la asociación de aguas cálidas u oligotrófica formada por *N. pelagica*, *C. litoralis*, *A. ellipticus*, *Thalassiosira decipiens* y *T. pseudonitzschioides*.

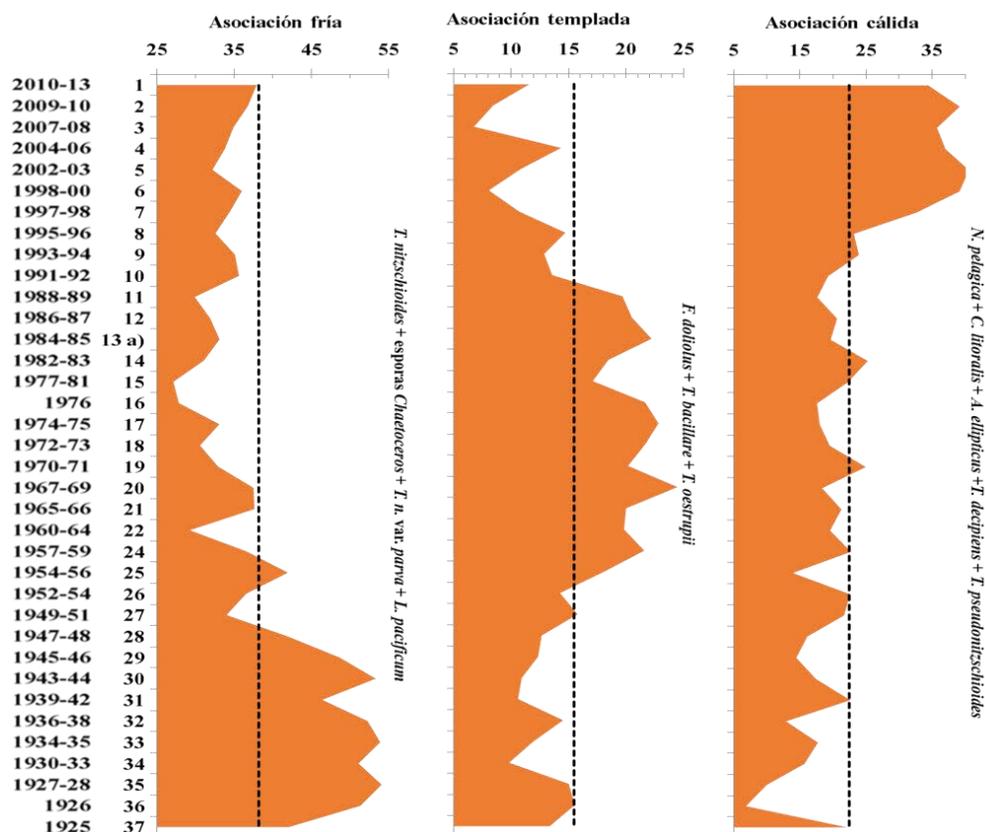


Figura 13. Asociaciones de especies de diatomeas. En línea punteada se indican los promedios. Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.).

7.3. Foraminíferos bentónicos

7.3.1. Abundancia absoluta

Las abundancias de los foraminíferos bentónicos (ind/g) fueron tres órdenes de magnitud menor a las diatomeas y presentaron variaciones de 0.77×10^3 a 8.5×10^3 ind/g con un promedio de 2.4×10^3 ind/g (Fig. 14). Se observó una tendencia de menor abundancia en las láminas centrales de 17-30 (1974-1943 A.D.) con valores menores a $< 2.2 \times 10^3$ ind/g. La mayor abundancia ocurrió en las láminas superficiales 4-17 (1974-2006 A.D.) a excepción de algunas láminas (11-12 y 15), así como en las finales 31-33 (1934-1942 A.D.) y 37 (1925 A.D.) con valores $> 2.6 \times 10^3$ ind/g.

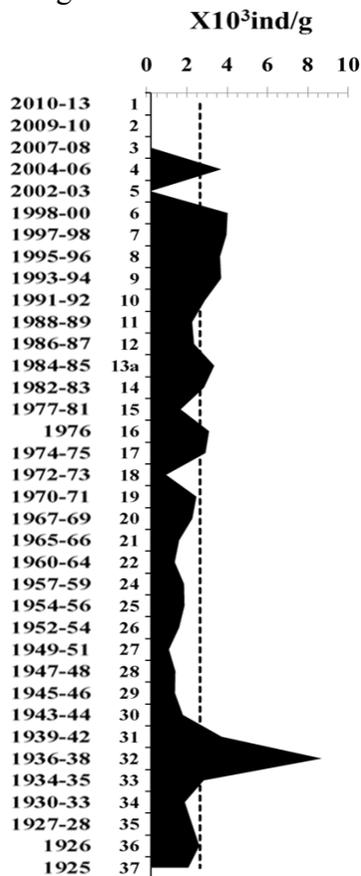


Figura 14. Abundancias de foraminíferos bentónicos, en línea punteada se indica el promedio (2.4×10^3 ind/g). Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.).

7.3.2. Índices de diversidad

La riqueza faunística de FB fue de 43 taxones. Se identificaron 38 taxones a nivel de especie, 4 a nivel de género y 1 a nivel de familia. Las tendencias de los índices de diversidad se muestran en la Fig. 15.

La riqueza de especies (S) fue de 15 a 29 taxones, con un promedio de 21. La mayor riqueza ocurrió en las láminas 4-10 (2006-1991 A.D.) con más de 23 taxones, y los valores más bajos de 16-30 (1976-1943 A.D.) con valores menores al promedio.

La diversidad (H') presentó valores de 2.7 a 1.79, y un promedio de 2.2. La mayor diversidad ocurrieron en las láminas 4-13a (2006-1985 A.D.) y hacia el final de la secuencia en las láminas 31-32 (1942-1936 A.D.) y 34-36 (1933-1926 A.D.) con valores de $H' > 2.3$.

La equitatividad (J') mostró valores de 0.870 a 0.635, y un promedio de 0.726. La mayor equidad ($J' > 0.726$) fue en las láminas 4-13a (2006-1984 A.D.) y algunas finales 31-32 (1942-1936 A.D.), 34 (1930-1933 A.D.) y 36 (1926 A.D.) con valores mayores al promedio.

El índice de dominancia (D') mostró valores entre 0.996 y 0.870 con un promedio de 0.939. La mayor dominancia $D' > 0.947$ ocurrió en las láminas intermedias de 15-17 (1981-1979 A.D.), de 20-30 (1969-1943 A.D.) y en 33 (1934-35 A.D.).

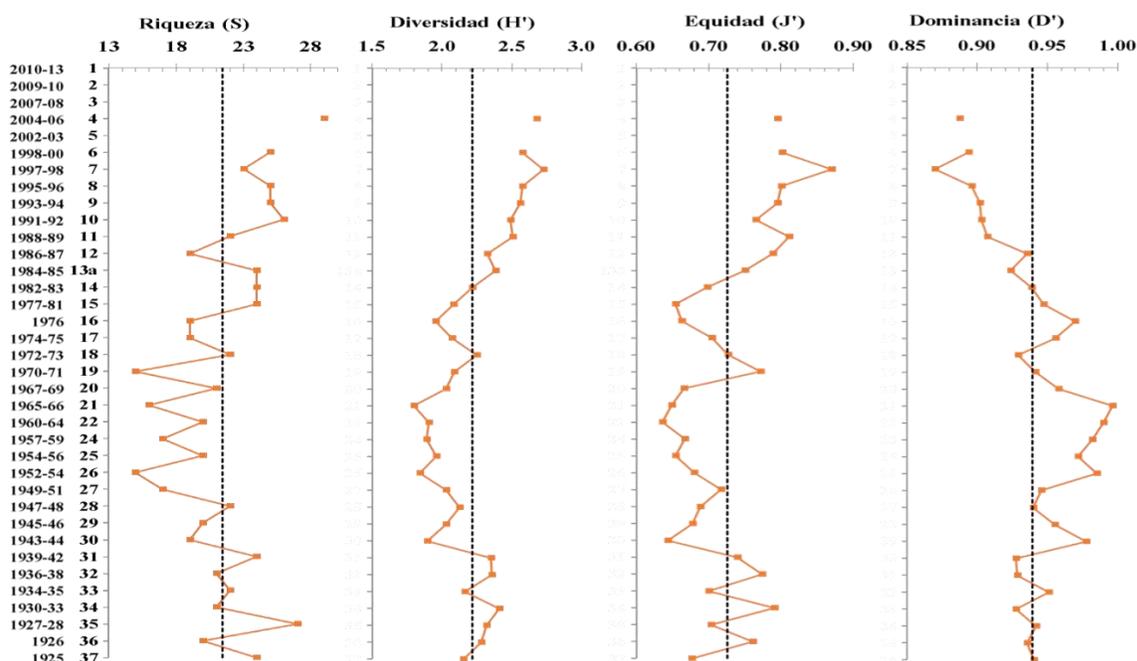


Figura 15. Índices de diversidad de foraminíferos bentónicos, en línea punteada se indican los promedios. Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.).

7.3.3. Abundancias relativas

De los 43 taxones de FB encontrados a lo largo de la secuencia, 9 especies fueron las predominantes y de éstas *E. sandiegoensis*, *T. delicata*, *B. tenuata* y *B. seminuda* representaron del 50-80% de las abundancias en cada lámina.

A continuación, se describen las tendencias generales de las especies de FB más abundantes en la secuencia (Fig. 16).

- *Epistominella sandiegoensis* (con abundancias del 16.7-46.0%) y *T. delicata* (3.3-21.0%) mostraron sus mayores abundancias en las láminas intermedias (15-30 de 1981-

1943 A.D.) y algunos finales 33 (1934-1935 A.D.), 35-37 (1928-1925 A.D.) con valores >35.0% y >12.0% respectivamente.

Otras especies que exhibieron una tendencia similar, pero con menores abundancias, fueron, *Pseudoparella obesa* (0.3-8.6%) y *B. subadvena* (0.5-6.4%).

- *Buliminella tenuata* (5.7-17.6%), *B. seminuda* (4.0-15.0%), *S. eckisi* (1.2-17.8%), fueron más abundantes en las láminas superiores e inferiores. Asimismo, las especies *L. pseudobeyrichi* (0-6.2%) y *B. spissa* (0-5.7%) presentaron la misma tendencia aunque no fueron de las 9 especies más abundantes.

- *Gyroidina soldani nitidula* (2.3-9.6%) no presenta un patrón distintivo a lo largo de la secuencia.

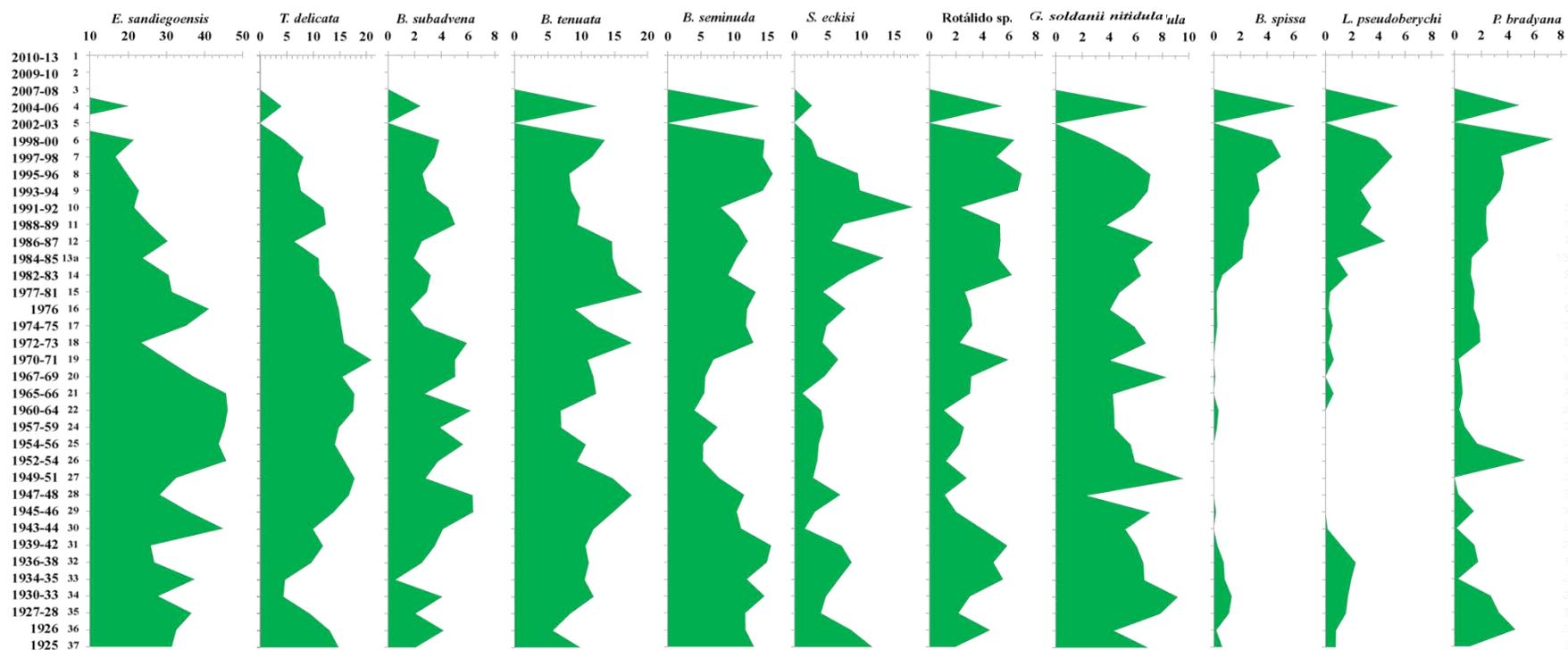


Figura 16. Abundancia relativa (%) de las principales especies foraminíferos bentónicos. Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A.D.).

7.3.4. Asociación de especies

Con base a las condiciones de oxígeno en las que han sido reportadas las especies en la literatura (Apéndice 3), y la distribución que presentaron en la secuencia, se agruparon en dos asociaciones (Fig. 17). Cabe señalar, que no todas las especies importantes se agruparon, ya que algunas no presentaron una tendencia clara y/o la información ecológica no es conclusiva.

La asociación menos tolerante a la disminución del OD (> 0.5 ml/L, Blake, 1976; Douglas y Heitman, 1979) fue caracterizada por *E. sandiegoensis* y *T. delicata*. Dicha asociación fue predominante en las láminas intermedias (30-15) correspondientes al periodo de 1943-1981 A.D. Mientras que la fauna más tolerante (de hasta 0.05 ml/L, Bernhard *et al.*, 1997) estuvo formada por *B. seminuda*, *B. tenuata*, *L. pseudobeyrichi*, *S. eckisi* y *B. spissa* que predominaron en las láminas superiores (13-4) e inferiores de (37-31) correspondientes a 1982-2006 A.D. y 1925-1942 A.D. respectivamente.

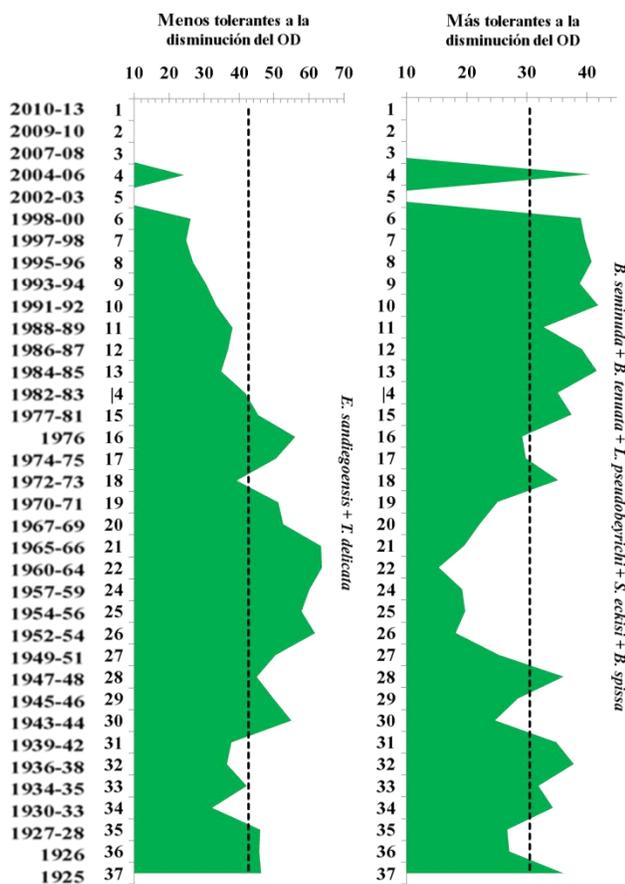


Figura 17. Asociaciones de FB respecto a la tolerancia a la disminución del OD. En línea punteada se indican los promedios. Del lado izquierdo se indica el número de lámina y la edad correspondiente (años A. D.).

8. DISCUSIÓN

8.1. Diatomeas

8.1.1. Abundancias absolutas y asociaciones

A través del registro los cambios en las abundancias fueron de 83×10^6 a 344×10^6 valvas/g. En estudios previos en el GT, en muestras de agua, los flujos más altos ocurrieron en la época de surgencias con hasta 54×10^6 valvas $\text{m}^{-2}\text{día}^{-1}$; mientras que los flujos más bajos fueron durante el verano ($\sim 392 \times 10^3$ valvas $\text{m}^{-2}\text{día}^{-1}$), época de estratificación (Almaraz-Ruiz, 2013). En el registro sedimentario también se reporta que las bajas concentraciones (4×10^6 valvas/g) en la deglaciación, fueron indicadoras de baja productividad relativa a las condiciones productivas del Holoceno con concentraciones de $\sim 100 \times 10^6$ valvas/g (Tobón-Velásquez, 2015). En otras regiones del Pacífico Oriental se encuentra la misma tendencia, Romero *et al.* (2011) en la cuenca de Panamá reporta valores de 5.3×10^3 en condiciones de baja productividad y de 6.1×10^6 valvas/g en condiciones productivas. En las costas de Perú Schuette y Schrader (1981) obtuvieron valores que exceden los 50×10^6 valvas/g en condiciones de surgencias. Además en estos estudios, los periodos de baja productividad concuerdan con la predominancia de taxones de aguas cálidas oligotróficas. Lo anterior nos permite interpretar las bajas (altas) abundancias como condiciones de menor (mayor) productividad en el GT y probables épocas de surgencias.

En cuanto a los índices de diversidad, estacionalmente se encontró que la diversidad y equidad son mayores en condiciones de verano (no surgencias), tanto en diatomeas (Meave del Castillo y Hernández-Becerril, 1998; Almaraz-Ruiz, 2013) como en FP (Nava-Fernández, 2009; 2013). Esto se debe a que en el verano las condiciones de la columna de agua son más estables (debido a la estratificación) lo que permite que haya más nichos ecológicos disponibles para un mayor número de especies (Nava-Fernández, 2013); a diferencia de la época de surgencias, que crea condiciones turbulentas - mezcladas y estresantes en la que solo los taxones más adaptados predominan y que se refleja en valores altos del índice de dominancia.

De acuerdo con los valores de abundancia y el índice de dominancia se determinó que la productividad a lo largo de la secuencia mostró dos tendencias (Fig. 18): de 1925 a 1966 A.D. las abundancias fueron mayores al promedio (181.2×10^6 valvas/g) y el índice de dominancia fue generalmente cercano o mayor al promedio ($D'=0.69$), mientras que de 1966 a 2013 A.D., la abundancia y la dominancia fueron generalmente menores, lo que indica que las surgencias y la productividad primaria fueron mayores en la primera mitad del s. XX (1925 a 1966 A.D.), comparada al periodo más reciente (1966 a 2013 A.D.) en que las surgencias fueron más intensas.

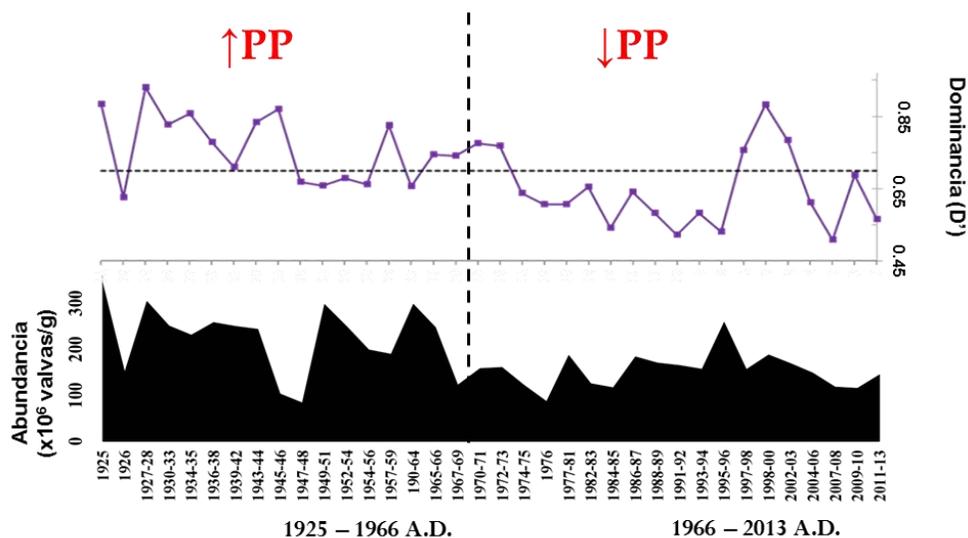


Figura 18. Periodos determinados con base a las abundancias absolutas de diatomeas y el índice de dominancia. De 1925 a 1966 la productividad primaria fue mayor comparada al periodo más reciente de 1966 a 2013.

A lo largo de la secuencia se determinaron 81 taxones, de los cuales 12 fueron los más abundantes y dentro de ellos *T. nitzschioides* y esporas de *Chaetoceros* llegaron a representar del 22 al 46% de las asociaciones en cada estrato (Fig. 12). El carácter dominante de estos taxones en sedimentos marinos de regiones de alta productividad primaria, ha sido reportado en diversos trabajos realizados en la cuenca del Pacífico (Sancetta, 1992; 1995; Lange *et al.*, 1997; Barron *et al.*, 2005; Barron *et al.*, 2010; Barron *et al.*, 2013, Romero *et al.*, 2001), donde llegan a representar hasta el 70% de las asociaciones (Sancetta, 1995).

Las 12 especies más abundantes fueron agrupadas en tres asociaciones de acuerdo a sus afinidades ecológicas (Apéndice 2): a) Asociación de aguas frías o de surgencias conformada por las especies *T. nitzschioides*, esporas de *Chaetoceros*, *T. nitzschioides* var. *parva* y *L. pacificum*; b) asociación de aguas templadas o mesotrófica caracterizada por *F. doliolus*, *T. bacillare* y *Thalassiosira oestrupii*; y c) asociación de aguas cálidas u oligotrófica formada por *N. pelagica*, *C. litoralis*, *A. ellipticus*, *Thalassiosira decipiens* y *T. pseudonitzschioides*. Las asociaciones determinadas en este estudio fueron poco similares a las asociaciones encontradas en las muestras de agua por Almaraz-Ruiz (2013), quien encontró 239 taxones de los cuales sólo 81 se preservan en el sedimento.

De 1925 a 1948 A.D., la predominancia de la asociación fría y la alta productividad indican que las surgencias en este periodo estuvieron presentes. De 1948 a 1989 A.D., la asociación templada parece indicar un periodo de transición donde las surgencias fueron disminuyendo, lo que se observa en el decremento de productividad posterior a 1966 A.D. (Fig. 18). En el registro más reciente de 1989 a 2013 A.D. la predominancia de la asociación cálida y la baja productividad indica una disminución aún mayor de las surgencias. Las asociaciones al ser comparadas con las anomalías de la temperatura superficial global (Fig. 19), muestran una tendencia de calentamiento durante el s. XX.

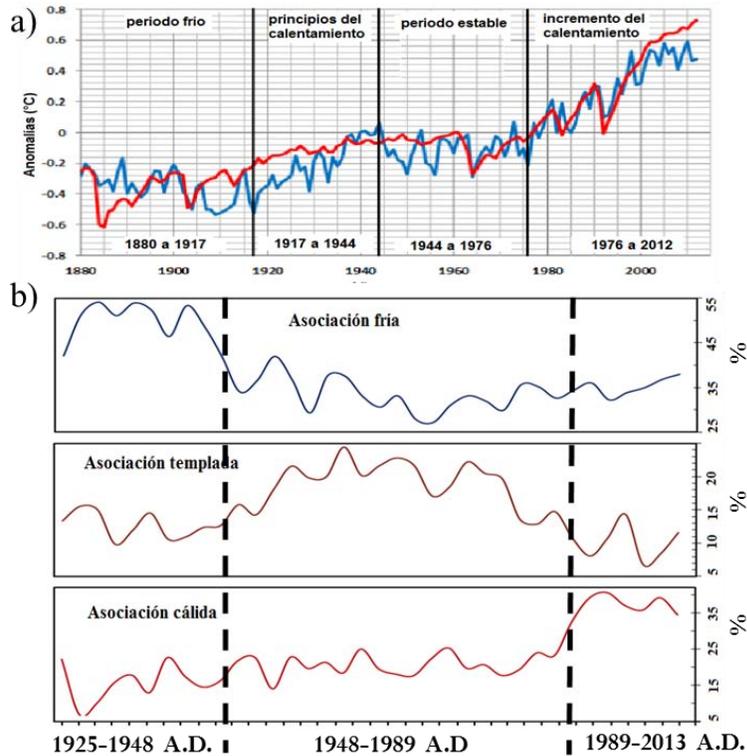


Figura 19. a) Anomalías de la temperatura superficial global (en línea azul datos de GISS LOTI y en rojo de CMIP5, tomadas de IPCCAR5) comparadas con b) la distribución de las asociaciones de diatomeas. Se aprecia que las asociaciones siguen la tendencia de calentamiento del último siglo.

La tendencia de calentamiento observada en las asociaciones de diatomeas en este estudio, es muy similar a los resultados de Esparza-Álvarez *et al.* (2007) en la cuenca de San Lázaro, BC. (Fig. 20) quienes encontraron especies de diatomeas frías que predominan de 1900 a 1940 A.D., pasando por un periodo de transición (1940 a 1975 A.D.), hacia la dominancia de especies cálidas de 1976 a 2000 A.D. Los autores infieren que las asociaciones indican una tendencia de calentamiento, de mayor estratificación, y oligotrofia en la parte sur de la CC.

En otros estudio con diatomeas en la cuenca de SB, Lange *et al.* (1990) notaron un decremento en las diatomeas y en los FP de 1973 a 1986 A.D. (Fig. 21 a), el decremento de las diatomeas fue hasta de un orden de magnitud comparado al periodo de 1954 a 1972 A.D. y que asociaron a una ralentización de la CC. Martínez López *et al.* (2007) y Barron *et al.* (2013) también encontraron un decline de hasta el 11% en los taxones fríos *T. nitzschioides* y esporas de *Chaetoceros* de 1940 a 1996 A.D., los cuales fueron reemplazados por especies cálidas (Fig. 21 f). En el presente trabajo, *T. nitzschioides* y esporas de *Chaetoceros* (Fig. 12) mostraron una tendencia similar; *T. nitzschioides* disminuyó hasta el 8.0% de 1947 a 1995 A.D., y las esporas de *Chaetoceros* declinaron hasta el 12.0% de 1942 a 2003 A.D. Las especies que aumentaron en importancia fueron *F. doliolus*, *T. bacillare*, *Thalassiosira oestrupii* y *N. pelagica*, que son especies de condiciones más cálidas. Martínez López *et al.* (2007) sugieren que el decremento de los taxones fríos en la cuenca de SB se debe a la reducción de la expresión de la señal de

surgencias de la primavera, y Barron *et al.* (2013) atribuyen este cambio al calentamiento y/o estratificación de las aguas superficiales.

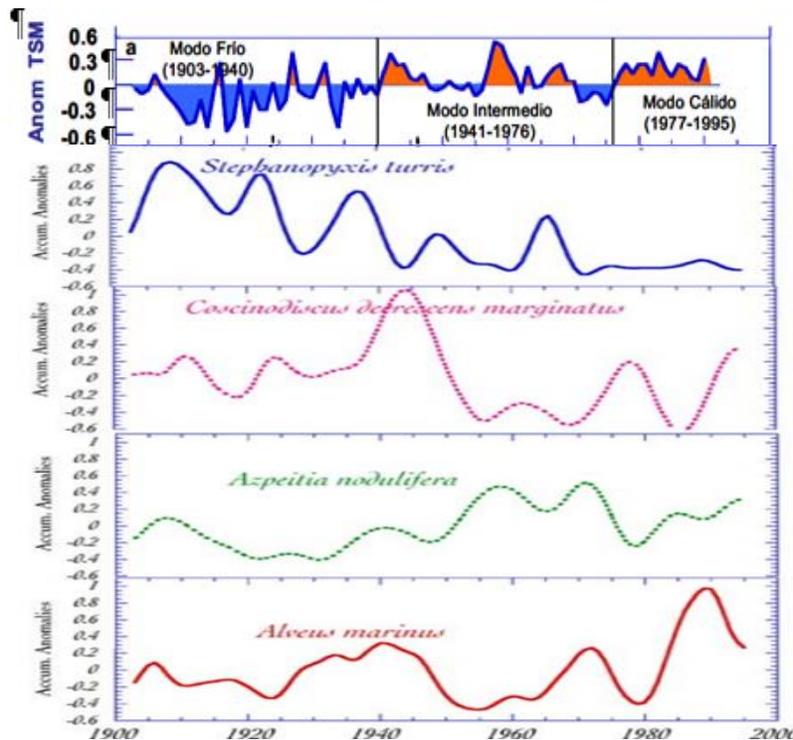


Figura 20. Tendencia de calentamiento en la cuenca de San Lázaro, BCS, observada a través de la sucesión de especies, de condiciones frías (*S. turris*), templadas (*C. decrecens/marginatus*) a cálidas (*A. nodulifera* y *A. marinus*), comparadas con las anomalías de TSM de la región. Tomada de Esparza-Álvarez *et al.* (2007).

En otros grupos de microfósiles marinos también se ha observado esta tendencia de calentamiento. En cocolitofóridos De Bernardi *et al.* (2008) observaron el incremento de especies cálidas (*F. profunda* y *U. sibogae*) después de 1970 (Fig. 21 e). En FP, Field *et al.* (2006) señalan que el incremento de taxones tropicales y subtropicales que empieza en 1960s, más evidente en 1976 reflejan una calentamiento anómalo de la columna de agua superficial (Fig. 21 d). En radiolarios Weinheimer *et al.* (1999) encontraron que después de 1950, la asociación de especies restringida a la masa de agua intermedia (5-10°C y >34 de salinidad) así como los datos medidos *in situ*, mostraron una profundización de la termoclina que indica una reducción en las surgencias (Fig. 21 b). En muestras de agua, el zooplancton marino también ha reflejado cambios en el s. XX, con una tendencia al decremento de 1951 a 1993, más evidente después de 1976 (Fig. 21 c) (Roemmich y McGowan, 1995).

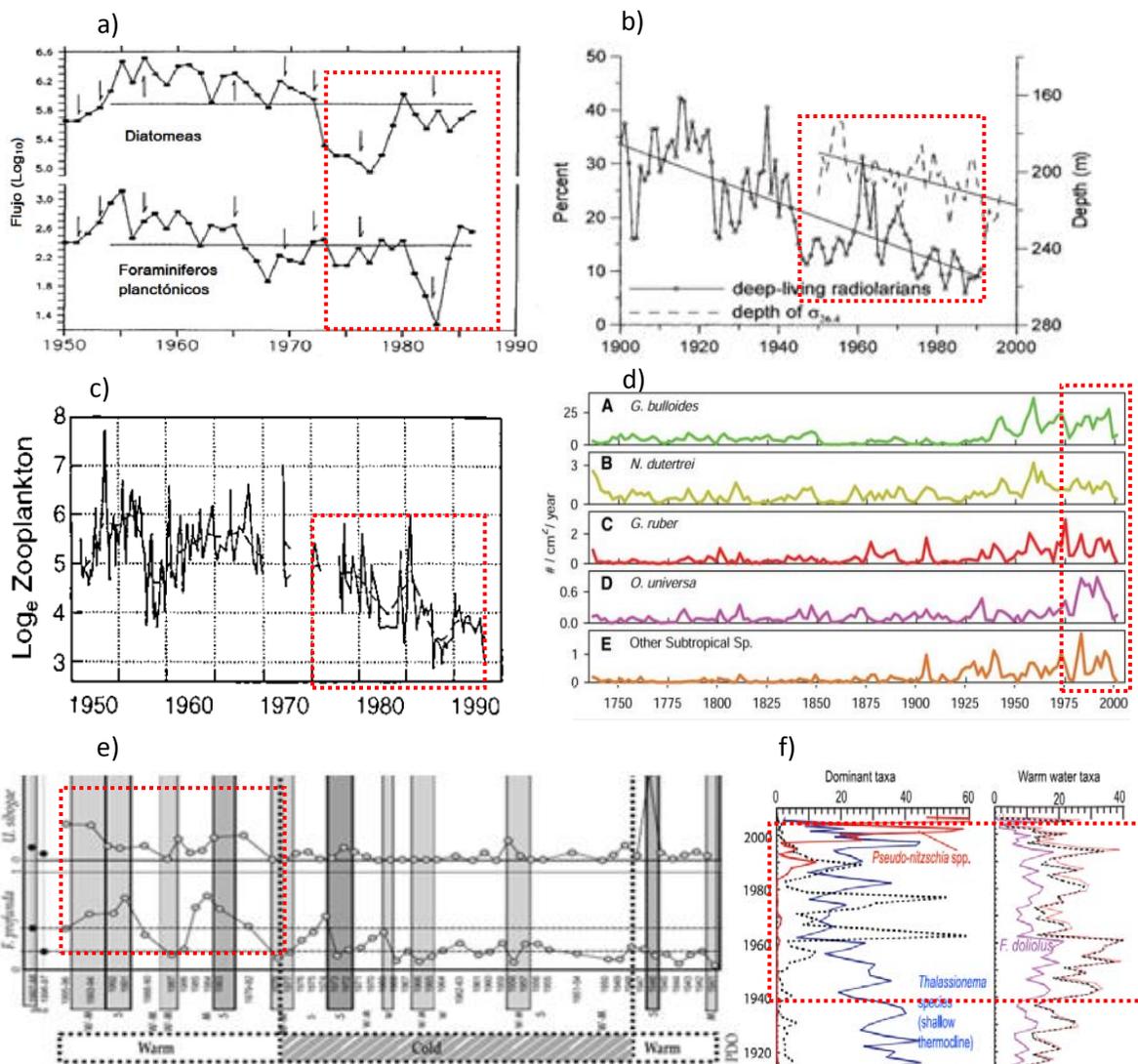


Figura 21. Tendencia de calentamiento observado en: a) diatomeas y FP; b) radiolarios; c) zooplancton; d) FP; e) cocolitofóridos; f) diatomeas. El recuadro en rojo marca el periodo donde se comienzan a observar estos cambios. Imágenes tomadas de Lange *et al.* (1990); Weinheimer *et al.* (1999); Roemmich y McGowan (1995); Field *et al.* (2006); De Bernardi *et al.* (2008) y Barron *et al.* (2013) respectivamente.

La mayoría de los proxys antes mencionados coinciden en que el calentamiento comenzó a ser evidente a principios de 1940s y más establecido a mediados de 1970s, incluso se señala la transición entre 1976-77, la cual es conocida por un cambio abrupto en el sistema climático en el PN, que paso de condiciones “normales” a condicione más cálidas (Jones *et al.*, 1986; Jones, 1988; Kashiwabara, 1987; Hansen y Lebedeff, 1988; Nita y Yamada, 1989; Folland y Parker, 1989; Ebbesmeyer *et al.*, 1991; Miller *et al.*, 1994; Graham, 1994; entre otros). Esta tendencia de calentamiento, también ha sido evidenciada por el IPCC. En su reporte del 2014 señalan que la tendencia de calentamiento global en los últimos 50 años, duplica la tendencia de los pasados 100 años, lo cual se refleja en los valores del nivel medio global del mar que se elevó de 0.19 en el periodo de 1901 a 2010.

Estudios de temperatura atmosférica sobre México indican que de 1940 a 1969 fue un periodo frío y que posterior a 1970 se observó una tendencia de la calentamiento (Pavia *et al.*, 2009 y referencias ahí citadas) que concuerda con los registros ya mencionados.

8.1.2. Diatomeas y su relación con el ENOS y la ODP

Los resultados se compararon con los eventos ENOS y la ODP para observar la relación con la productividad (surgencias) y con las asociaciones en la región del GT.

La ODP durante los últimos 100 años (Fig. 22 a) ha estado en fase negativa (condiciones frías) de 1943 a 1977 y de 2007 hacia el presente; mientras que de 1924 a 1943 y de 1978 a 2006 en fase positiva (condiciones cálidas). Por su parte, los eventos ENOS (Fig. 22 b) y 22 c) han sido más frecuentes e intensos de 1957 al 2000, principalmente El Niño.

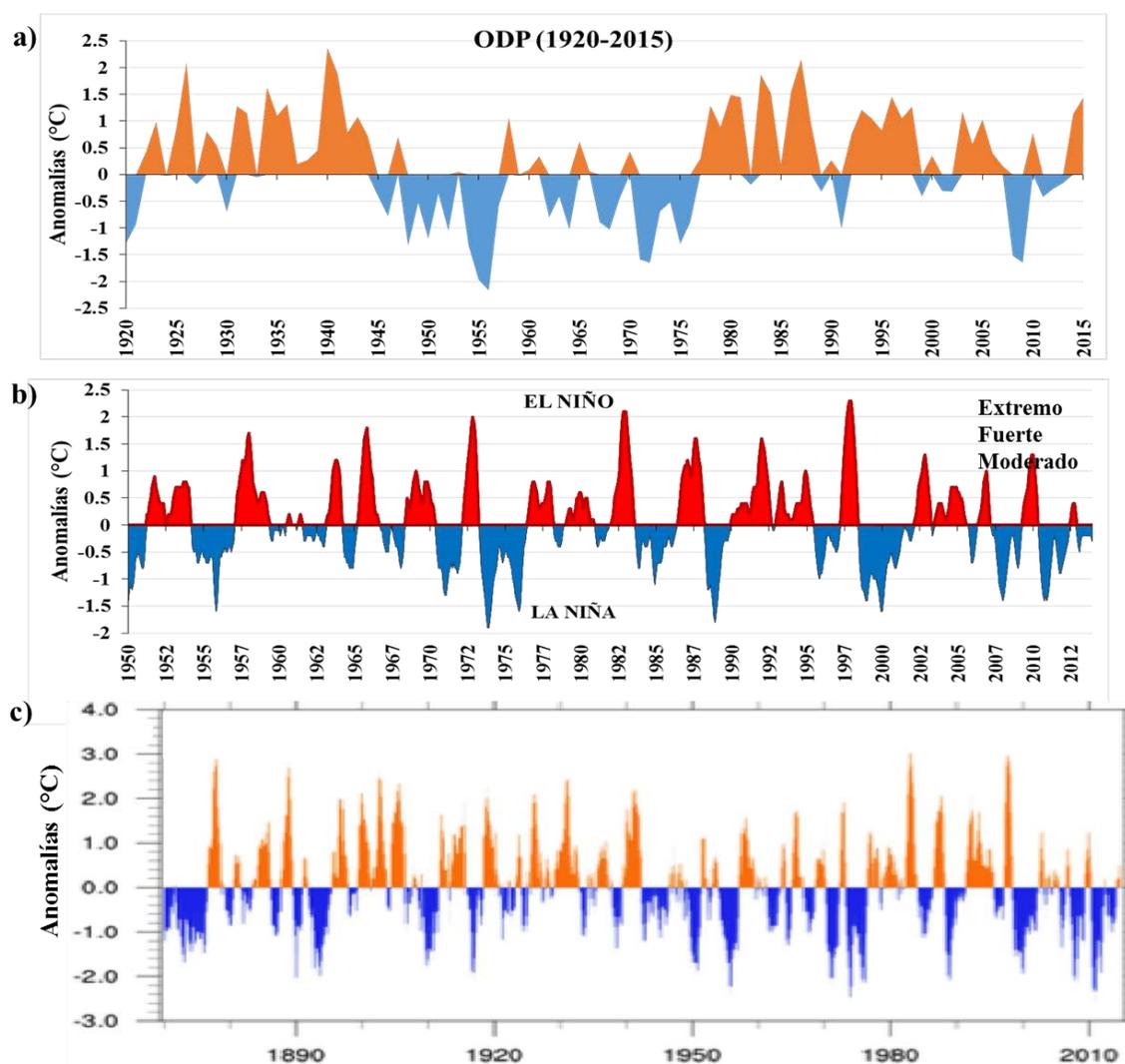


Figura 22. a) Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) de 1920-2015 (datos tomados de www1.ncdc.noaa.gov/pub/data/cmb/ersst/v4/ascii); b) Índice Oceánico El Niño (ION) de 1950-

2015 (datos tomados de www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/oni.ascii.txt), se señala la intensidad de los eventos; c) Anomalías de la TSM de 1890-2015, figura tomada de Deser *et al.* (2016).

Al comparar las abundancias con los eventos ENOS y la ODP (Fig. 23 c), se reconocieron tres tendencias generales respecto al ENOS tanto para El Niño como para La Niña: 1) de 1925 a 1956 A.D. los episodios ENOS fueron poco frecuentes (3 eventos El Niño fuertes y 2 eventos La Niña moderados) y coincidió con la mayor productividad de diatomeas; 2) de 1956 a 2000 A.D. los eventos ENOS fueron más frecuentes e intensos (2 eventos extremos El Niño, 5 eventos fuertes y 1 moderado; 3 eventos La Niña fuerte y 1 moderado), en este periodo la productividad comenzó a declinar después de 1966 A.D.; y 3) de 2000 a 2013 A.D. disminuyeron los ENOS (2 eventos moderados El Niño y dos moderados La Niña) pero la productividad siguió siendo baja. Al comparar con las asociaciones, estas no mostraron una relación evidente con la señal del ENOS ni la ODP (Fig. 23 a).

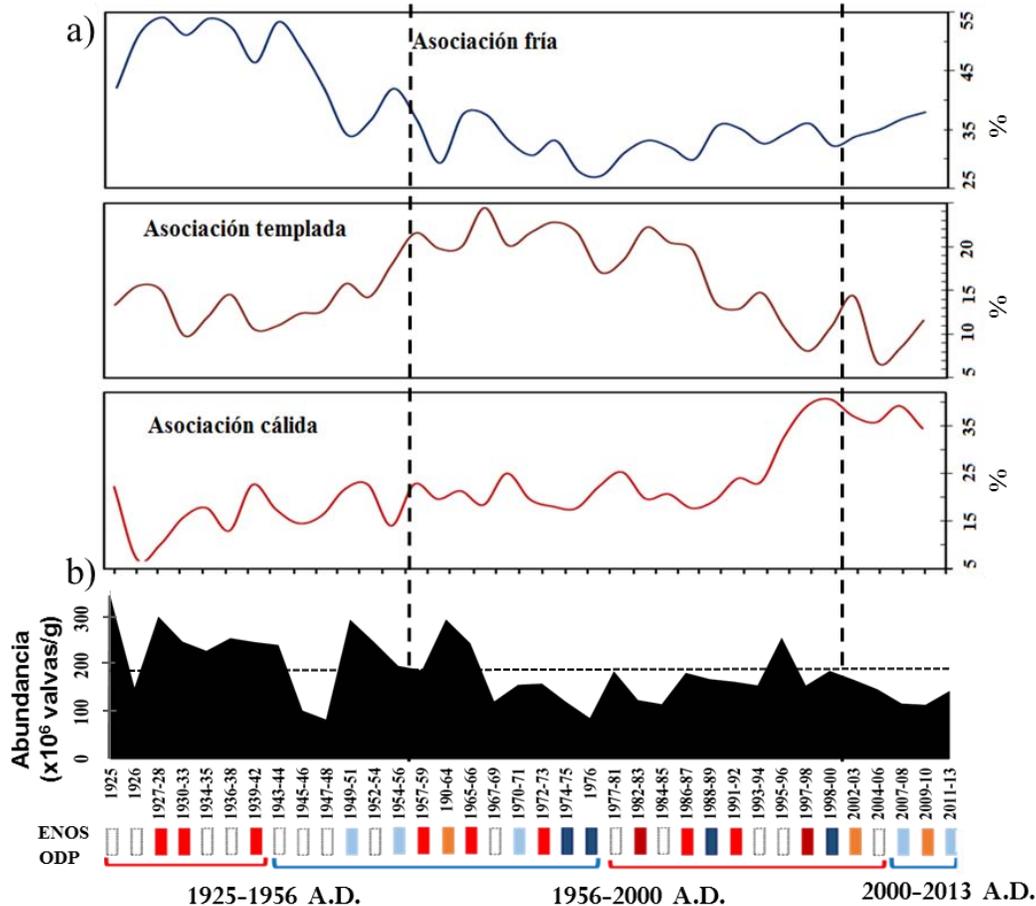


Figura 23. Comparación entre la a) abundancia absoluta, b) las asociaciones de diatomeas con los eventos ENOS y la ODP. En corchetes se indican las fluctuaciones de la ODP, en rojo la fase cálida y en azul la fase fría. En los rectángulos se señalan los eventos ENSO: El Niño de intensidad extrema (anomalías $>2.0^{\circ}\text{C}$) se señala en color marrón, los eventos fuertes (1.5 a 1.9°C) en color rojo y los eventos moderados (1.0 - 1.4°C) en color naranja; los eventos La Niña, los eventos fuertes se señalan en azul rey y los eventos moderados en azul cielo. Los rectángulos en blanco indican años neutrales o eventos débiles.

En algunas regiones del Pacífico Oriental, se ha podido documentar la respuesta de las diatomeas ante un evento El Niño. En el evento de 1997-98, considerado uno de los más extremos del s. XX, Wang y Fielder (2006), Thunell (1998), Lange *et al.* (2000) y Romero *et al.* (2001) observaron que se produjo una disminución del flujo de diatomeas hasta por un orden de magnitud respecto con años neutrales, asociado al hundimiento de la termoclina. También se observó un cambio en la composición de especies, con la disminución de especies indicadoras de surgencias y la predominancia de taxones de condiciones cálidas-oligotróficas características de aguas tropicales (por ejemplo Baumgartner *et al.*, 1985; Sancetta, 1995; Lange *et al.*, 1987; Lange *et al.*, 2000; Romero *et al.*, 2009; Martínez-López *et al.*, 2010). Por otra parte, el impacto de La Niña en las costas de América se ha observado que favorece a las surgencias (Luch-Cota *et al.*, 1997; Pennington *et al.*, 2006; Ryan *et al.*, 2006), ya que la termoclina suele más somera y por lo tanto los nutrientes más disponibles (Luch-Cota *et al.*, 1997; López Calderón, 2002; Nava-Fernández, 2013).

Esta respuesta al ENOS también ha sido reconocida en el GT. En condiciones neutrales (sin ENOS) la termoclina suele variar de ~15 m en la época de invierno-primavera, a una profundidad de ~30 m de verano-otoño (Trasviña *et al.*, 2004). Lluch-Cota *et al.* (1997) en el evento El Niño de 1983 (catalogado como uno de los eventos más extremos) encontraron la termoclina a ~62 m y Nava-Fernández (2013) en El Niño del 2007 (evento débil) calculó la profundidad de la termoclina durante el verano a 71 m. Mientras que en La Niña, en el evento de 1986 la termoclina estuvo a ~15m (Lluch-Cota *et al.*, 1997).

En este estudio la señal del ENOS fue poco evidente, la cual se observó cómo ligeros decrementos en la abundancia en los eventos fuertes y extremos de El Niño de 1957, 1982-83 y de 1997-98 (fig. 23); mientras que la señal de la ODP se observó como el decremento en las abundancias en el cambio de fase de 1946 a 1947 y de 1976 a 1977 (Fig. 23). Sin embargo, la tendencia de calentamiento se superpone a estas señales. También es probable que debido a la resolución del muestreo, que fue de 1 a 4 años (y que además están dentro del rango de error del método de datación), los resultados presentados son eventos promediados que podrían enmascarar la importancia de los eventos individuales. Asimismo, tampoco se observó una relación entre las asociaciones de diatomeas y la ODP, probablemente porque el tiempo analizado fue poco (~90 años) y en este periodo la tendencia de calentamiento es más fuerte.

8.2. Foraminíferos bentónicos

8.2.1. Abundancias absolutas y asociaciones

La abundancia de FB en este trabajo fue de 0.77×10^3 a 8.5×10^3 ind/g (Fig. 14). En estudios previos en el GT, Cuesta-Castillo (2011) reportó abundancias de 0.5×10^3 a 25×10^3 ind/g en el núcleo MD02-2523; Medina-Sánchez (2010), en el núcleo PACMEX 1-7T obtuvo valores de 1.17×10^3 a 170.8×10^3 ind/g, y en el núcleo Tehua II-18 abundancias de 0.48×10^3 a 21.6×10^3 ind/g. Estas abundancias son cercanamente similares a los encontrados en este trabajo.

Las asociaciones de FB determinadas en este estudio, son parecidas a las reportadas en otras regiones de bajo contenido de oxígeno (Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990; Sen Gupta y Machain-Castillo, 1993; Bernhard *et al.*, 1997). Los géneros más comunes reportados en zonas de hipoxia son *Bolivina*, *Cassidulina*, *Uvigerina*, *Pseudoparella*, *Epistominella*, *Suggrunda* (Pheger y Soutar, 1973; Douglas, 1979; Pérez-Cruz y Machain-Castillo, 1990, Kennet e Ingram 1995, Bernhard *et al.*, 1997) *Buliminella* y *Globobulimina* (Ingle *et al.*, 1980). Todos estos géneros estuvieron presentes en este estudio.

Se conoce que las faunas de ambientes de bajo contenido de OD (< 0.3 ml/L) están dominadas por pocas especies, típicamente de 2 a 3 taxones constituyen aproximadamente el 80% de las abundancias (Sen Gupta y Machain-Castillo, 1993), lo cual fue consistente con lo encontrado aquí. Las especies más abundantes fueron *B. seminuda*, *B. tenuata*, *E. sandiegoensis* y *T. delicata*, estos taxones representaron entre el 50-80% de las asociaciones (Fig. 16), lo que se vio reflejado en el índice de dominancia el cual fue generalmente alto en todo el registro variando de 0.996 a 0.870 (Fig. 15).

Con base a las abundancias, el índice de dominancia y las asociaciones de especies, se reconocieron tres periodos (Fig. 24 b): de 1925 a 1942 A.D. predominó la asociación más tolerante a la disminución del OD hasta de 0.05 ml/L (*E. sandiegoensis* – *T. delicata*) con abundancias generalmente altas y el índice de dominancia cercano al promedio (D' 0.939); de 1942 a 1981 A.D. predominó la asociación menos tolerante hasta > 0.5 ml/L (*B. seminuda*, *B. tenuata*, *L. pseudobeyrichi*, *S. eckisi* y *B. spissa*), las abundancias fueron las más bajas del registro y la dominancia fue la más alta; de 1981-2006 A.D. predominó nuevamente la asociación más tolerante a la disminución del OD, las abundancias fueron las más altas del registro y la dominancia fue la más baja.

De acuerdo a la hipótesis planteada, se esperaba que cuando la abundancia de diatomeas aumentara, lo hiciera también la abundancia de FB (y viceversa) , con la suposición de que la biomasa de FB en zonas de bajo oxígeno está influenciada por la cantidad de MO (alimento) que enriquece el piso oceánico derivado de la producción superficial (Loubere, 1991; Smart, *et al.*, 1994), Asimismo se esperaba que predominara la asociación menos tolerante a la disminución de OD debido al agotamiento del O₂ por oxidación de la MO. La hipótesis se cumplió para el periodo de periodo de 1925-1942 A.D. que coincide con el periodo de mayor productividad de diatomeas; y para el periodo de ~1942-1981 A.D. (Fig. 24) donde la productividad comenzó a declinar. En el periodo más reciente de 1981 a 2006 A.D., la asociación de FB y la abundancia es similar a la encontrada en la primera parte del registro, sin embargo se esperaba lo contrario, ya que con el decline de la productividad superficial se esperaba predominaran faunas de condiciones más óxicas. Lo anterior sugiere que no sólo la productividad biológica superficial, producto de las surgencias, afecta la concentración de oxígeno disuelto en el agua de fondo en esta zona.

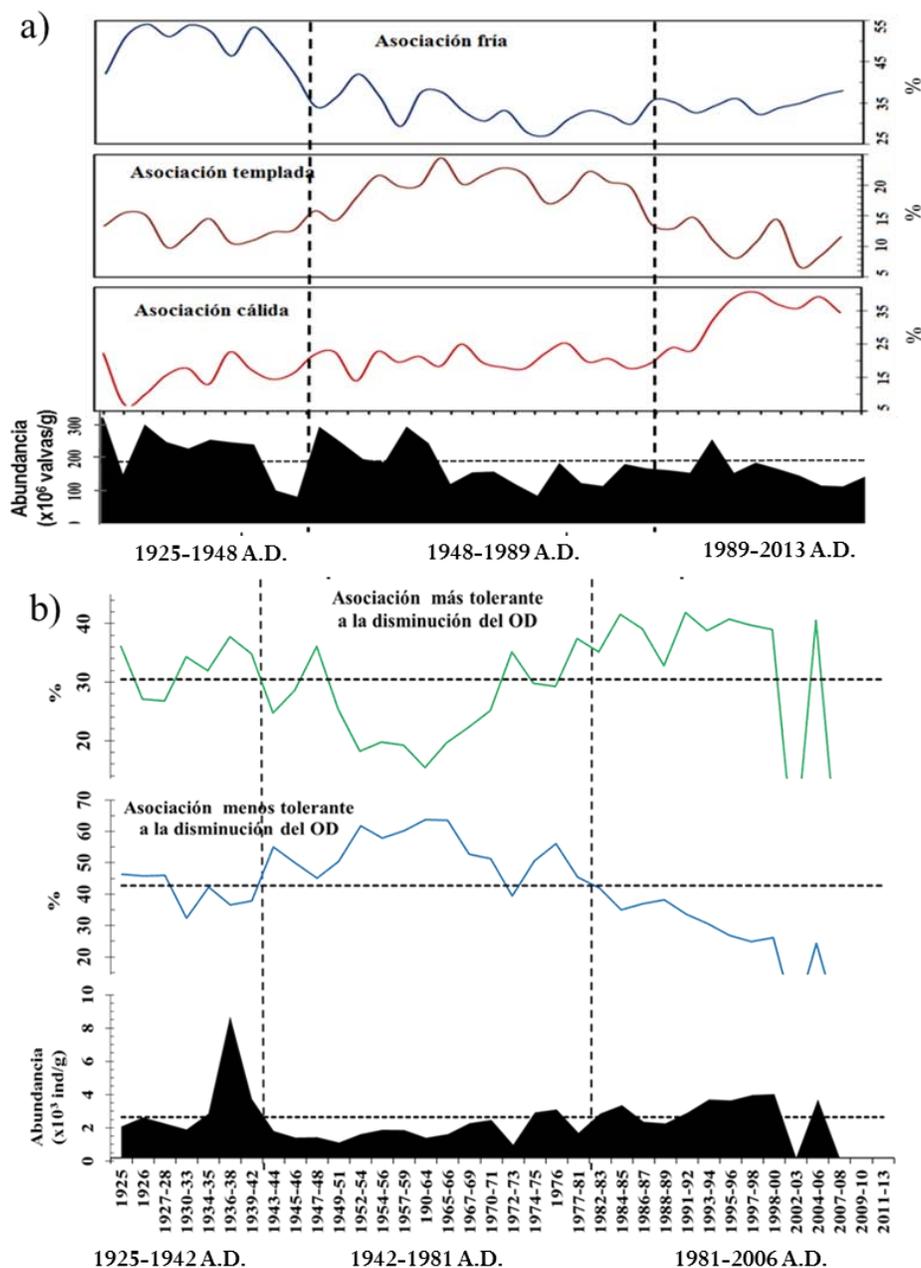


Figura 24. Comparación de los periodos determinados con a) diatomeas y b) FB.

8.2.2. Foraminíferos bentónicos y su relación con el ENOS y la ODP

Al comparar los periodos determinados de los FB con los índices del ENOS y la ODP (Fig. 25), se observa una relación con la ODP. En la fase cálida de la ODP que fue de 1925 a 1942 y de 1977 a 2006 predominó la asociación más tolerante a la disminución del OD (*B. seminuda*, *B. tenuata*, *L. pseudobeyrichi*, *S. eckisi* y *B. spissa*), esta relación fue más fuerte en el periodo más reciente de la ODP de 1977 a 2006. Mientras que en la fase fría (1943-1976) predominó la asociación menos tolerante (*E. sandiegoensis* – *T. delicata*).

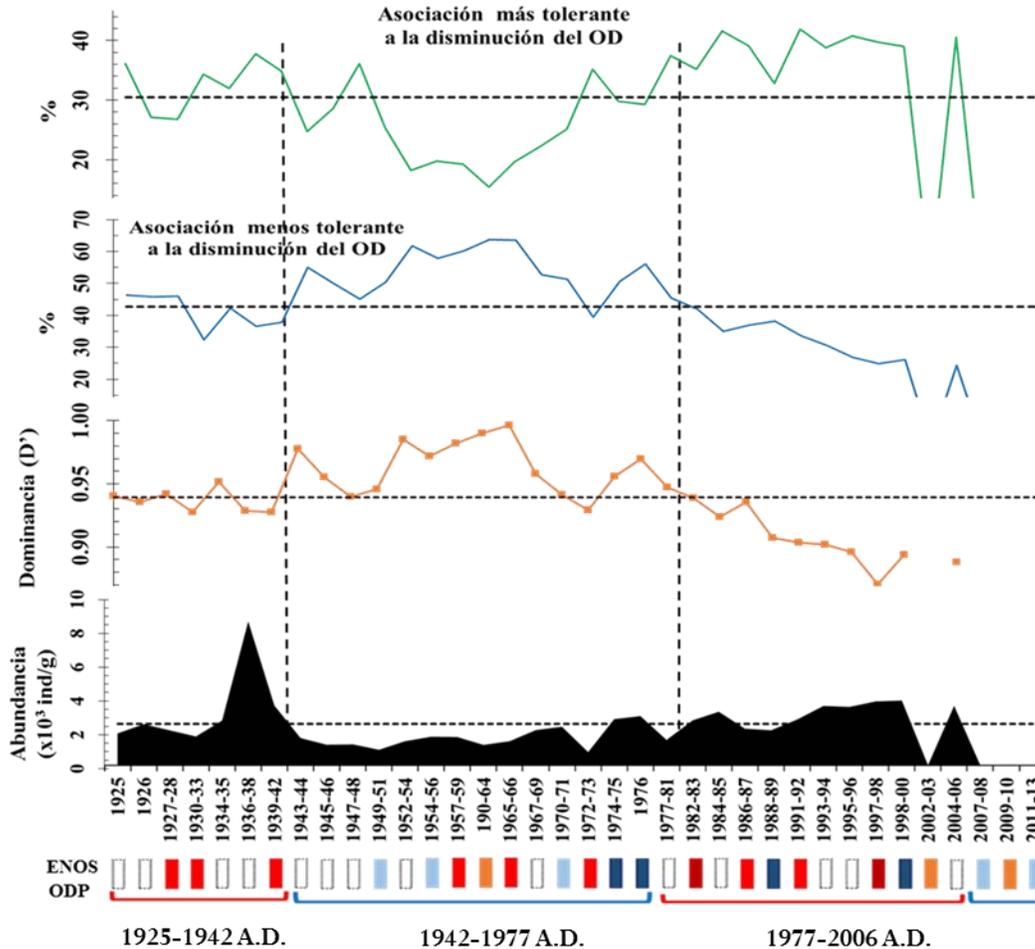


Figura 25. Comparación entre la abundancia absoluta, el índice de dominancia y las asociaciones de FB con los eventos ENOS y la ODP. En corchetes se indican las fluctuaciones de la ODP, en rojo la fase cálida y en azul la fase fría. En los rectángulos se señalan los eventos ENSO: El Niño de intensidad extrema (anomalías $>2.0^{\circ}\text{C}$) se señala en color marrón, los eventos fuertes (1.5 a 1.9°C) en color rojo y los eventos moderados (1.0 - 1.4°C) en color naranja; los eventos La Niña, los eventos fuertes se señalan en azul rey y los eventos moderados en azul cielo. Los rectángulos en blanco indican años neutrales o eventos débiles.

Los efectos biológicos de la ODP han sido menos documentados y aunque las perturbaciones de la ODP son de menor magnitud que el ENOS (Sanchez *et al.*, 2000; Chavez *et al.*, 2003), se ha visto que podrían tener un mayor efecto acumulativo (Pennington *et al.*, 2006). Por ejemplo, en los stocks pesqueros se ha observado que la fase cálida ha favorecido a la población de sardinas debido a que en estas condiciones el picoplancton es predominante y son la fuente de alimento de las sardinas, contrariamente en la fase negativa proliferan las comunidades de diatomeas favoreciendo a la población de anchovetas (Sanchez *et al.*, 2000; Chavez *et al.*, 2003).

Se infiere que la comunidad de FB en los últimos ~ 90 años en la zona de estudio, está influenciado por otros factores relacionados directamente con las condiciones de fondo y no únicamente con la producción de la superficie oceánica y las surgencias.

8.3. Ralentización de la Circulación Meridional de Retorno y la señal de calentamiento.

Muchas teorías han surgido para explicar la tendencia de calentamiento de la segunda mitad del s. XX. Algunos autores afirman que es solo la expresión de la fase cálida de la ODP (Zhang *et al.*, 1998, 1999; Mestas-Nuñez y Miller, 2006; De Bernardi *et al.*, 2008); sin embargo Field *et al.* (2006) para comprobar que la predominancia de FP de condiciones cálidas después de 1960s no era un reflejo de la ODP, analizaron una serie de tiempo más larga (1400 años) y evidenciaron que la predominancia de la asociación refleja un calentamiento que no se había observado en el último milenio.

Recientemente, McPhaden y Zhang (2002) proponen que un retardo en la Circulación Meridional de Retorno- MOC por sus siglas en inglés- provocó el cambio de régimen de 1976-77 y el incremento en la frecuencia del ENOS en la cuenca del Pacífico.

La MOC actúa como un cinturón convectivo que transporta las anomalías de las masas de agua subtropical a los trópicos por debajo de la pincoclina, en un periodo de diez años y que posteriormente son afloradas cercano a las latitudes tropicales por la influencia de los vientos Alisios ecuatoriales (Gu y Philander, 1997; Liu y Philander, 2001; Wang y Cane, 2011).

Con base en el análisis de datos hidrográficos (entre 20°N a 20°S) del periodo de 1950-1999, McPhaden y Zhang (2002) revelan que la MOC en la cuenca del Pacífico se ha ralentizado desde 1970s (por el decremento en la intensidad de los vientos Alisios ecuatoriales del Este) observado en la disminución en el transporte de la celda de convergencia (Fig. 26) causando un incremento ~de 0.8°C en la temperatura del Agua Tropical Superficial, y el decremento en las surgencias de ~25% en el Ecuador (9°N y 9°S). Esto coincide con lo encontrado por Clarke y Lebedev (1996) quienes observaron un debilitamiento de los vientos Alisios desde inicios de 1970 (similar a un evento El Niño) y Di Lorenzo *et al.* (2005) evidenciaron un calentamiento al sur de California desde mediados de los 1970s.

Asimismo Rahmstorf *et al.* (2015) han encontrado evidencias de que la MOC del Atlántico también se ha ralentizado principalmente desde 1970s, lo que fortalece la idea de que el cambio de régimen de 1976-77 tiene un impacto global y que este evento es distinto a los anteriores cambios de régimen naturales de la ODP, al que diversos autores (Allan, 2000; de Bernardi *et al.*, 2008; Deser *et al.*, 2006) han atribuido a forzamiento antropogénico.

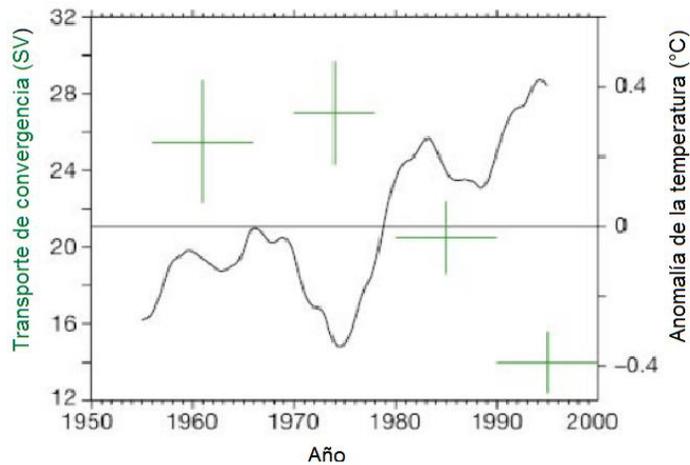


Figura 26. En el Eje izquierdo se indica el transporte de convergencia meridional (calculado de la diferencia entre el transporte del Hemisferio Norte menos el Hemisferios Sur). En el eje derecho se indica las anomalías de la TSM de la cuenca del Pacífico (9°N-9°S, 90°O-180°O). Tomada de McPhaden y Zhang (2002).

El cambio de régimen climático de 1976-77, también se cree que pudo influenciar la prevalencia de eventos El Niño posterior a los 1970s (Zhang *et al.*, 1998, 1999; McPhaden y Zhang, 2002; Mestas-Nuñez y Miller, 2006; Rahmstorf *et al.*, 2015). En estudios de la variabilidad del ENOS Gergis y Fowler, (2009) y Wang y Fiedler, (2006) señalan que la frecuencia e intensidad del ENOS fue baja de 1920s a 1960s comparado con el periodo de 1970s a 1990s. Asimismo, Allan (2000) encontró que la periodicidad del ENOS cambio de 5-7 años de 1930 a 1960, mientras que de 1970 a 1990 presentó una periodicidad de 4-5 años. Estos cambios en la frecuencia e intensidad del ENOS, principalmente El Niño, parece concordar con las abundancias de diatomeas.

En este estudio suponemos que la señal de calentamiento observada en las asociaciones de diatomeas, así como el decremento de sus abundancias indican una disminución de las surgencias que atribuimos a la ralentización de la circulación meridional de retorno posterior a 1976.

La ralentización de la MOC también podría explicar la tendencia observada en las asociaciones y abundancias de FB en el periodo más reciente (de 1981 al 2006 A.D.), la cual no parece reflejar las condiciones de productividad de la superficie de las diatomeas. La ralentización en la circulación implica que las masas de agua subsuperficiales, al estar en menor movimiento están más expuestas al agotamiento del O₂, además el incremento de la temperatura disminuye el grado de saturación del oxígeno en el agua de mar (Keeling *et al.*, 2010; Deutsch *et al.*, 2014) y el incremento de la estratificación superficial conlleva a menor difusión del O₂ en la columna de agua superficial (Bopp *et al.*, 2002; Deutsch *et al.*, 2014).

En estudios de datos con registros instrumentales de la variación del OD, se han encontrado evidencias de la reducción en la concentración de oxígeno en las masas de agua subsuperficiales (200 a 700 m), así como la expansión vertical y horizontal de la capa

hipóxico de la región tropical del océano Pacífico así como en el Atlántico e Índico (Stramma *et al.*, 2008; Stramma *et al.*, 2010).

En el Pacífico Nororiental, Bograd *et al.* (2008) encontraron que el contenido de OD en la CC ha declinado a una tasa de $>2.1 \mu\text{mol kg}^{-1}\text{año}^{-1}$ en el periodo de 1984 a 2006, además encontraron que el decremento fue mayor hasta del 21% por debajo de la termoclina. A resultados similares llegaron Deutsch *et al.* (2014) y McClatchie *et al.* (2010) estos últimos agregan que el decremento ha sido mayor cercano a las costas. Los estudios mencionados coinciden en el contenido de OD de la CC ha declinado y que la ZOM se ha expandido horizontal y verticalmente principalmente después de 1980s que atribuyen a la relajación del sistema de baja presión de las aleutianas desde mediados de 1970s (Graham, 1994; Miller *et al.*, 1994).

9. CONCLUSIONES

Las asociaciones de diatomeas y foraminíferos bentónicos en la zona de estudio reflejan las variaciones climáticas ocurridas en el Océano Pacífico Tropical Oriental durante el último siglo.

Cabe mencionar que como el marco temporal definido en este estudio está basada en la correlación con edades de otro núcleo, obtenido de la misma caja y con una estructura laminada muy similar, las edades absolutas aquí reportadas podrían ser ligeramente diferentes, pero no las tendencias ni la resolución temporal.

9.1. Diatomeas

Se determinaron tres asociaciones de especies: una asociación conformada por *Thalassionema nitzschioides*, esporas de *Chaetoceros*, *Thalassionema nitzschioides* var. *parva* y *Lioloma pacificum* que sugiere condiciones frías y de surgencia; una segunda asociación caracterizada por *Fragillariopsis doliolus*, *Thalassionema bacillare* y *Thalassiosira oestrupii* que indica condiciones templadas; y mesotróficas y, la asociación que integra a *Neodelphineis pelagica*, *Cyclotella litoralis*, *Actinocyclus ellipticus*, *Thalassiosira decipiens* y *Thalassionema pseudonitzschioides*, la cual está relacionada a condiciones cálidas y oligotróficas.

Con base en las asociaciones, los cambios en las abundancias de diatomeas y en los índices de diversidad se reconocieron tres periodos que en conjunto indican una tendencia de calentamiento en los últimos $\sim 90 \pm 3$ años, de 1925 a 2013 A.D. en la región del GT, los cuales se describen a continuación:

- De ~ 1925 a 1948 A.D.: las surgencias estuvieron presentes, lo que se observó en las altas abundancias $> 230 \times 10^6$ valvas/g, la predominancia de la asociación fría, y valores mayores al promedio en el índice de dominancia ($D' = 0.69$).
- De ~ 1948 a 1989 A.D.: periodo de transición de condiciones frías de alta productividad a condiciones cálidas de baja productividad que se observó con la predominancia de la asociación templada, abundancias menores al promedio (181.2×10^6 valvas/g) y el índice de dominancia menor al promedio.
- De ~ 1989 a 2013 A.D.: la disminución de la abundancia de diatomeas ($< 181.2 \times 10^6$ valvas/g), la predominancia de la asociación cálida y valores del índice cercanos al promedio que indican la disminución de las surgencias y por lo tanto disminución de la productividad.

Los periodos determinados, junto con los datos de la temperatura global, indican que un calentamiento de las aguas superficiales del GT se hace más evidente alrededor de 1948 A.D., se observa una disminución en las surgencias. Esta tendencia es similar a la observada en la cuenca de Santa Bárbara y en la Cuenca San Lázaro con base en el estudio de diatomeas, así como en otros grupos del plancton, tales como cocolitofóridos,

foraminíferos planctónicos, radiolarios y zooplancton. Se reporta por primera vez para el Golfo de Tehuantepec y el Pacífico Tropical Oriental.

La señal de calentamiento y disminución de la productividad se atribuye al cambio de régimen en el sistema climático, debido a la ralentización de la circulación meridional de retorno del Pacífico, que provocó una elevación de la temperatura del Agua Tropical Superficial hasta de 0.8°C, así como una disminución de las surgencias en el ecuador y en los trópicos hasta del 25%.

No se encontró una señal evidente en las asociaciones de diatomeas y en las abundancias con los eventos ENOS y la ODP, probablemente porque la señal de calentamiento fue dominante.

9.2. Foraminíferos bentónicos

Se determinaron dos asociaciones de especies que indican ligeros cambios en la concentración de oxígeno disuelto en las aguas de fondo. La asociación conformada por *Bolivina seminuda*, *Buliminella tenuata*, *Loxostomum pseudobeyrichi*, *Suggrunda eckisi* y *Bolivina spissa* indican concentraciones de oxígeno de hasta 0.05 ml/L; y la asociación de *Epistominella sandiegoensis* - *Takayanagia delicata* sugieren condiciones ligeramente más óxicas (hasta > 0.5 ml/L de O₂).

Con base a las asociaciones, cambios en las abundancias y los índices de diversidad se determinaron tres periodos similares a los obtenidos con las diatomeas.

- De ~1925 a 1942 A.D.: predominó la asociación más tolerante a la disminución de OD (hasta 0.05 ml/L), las abundancias fueron generalmente mayores al promedio (2.4×10^3 ind/g) y la dominancia fue cercana al promedio (0.939).

- De ~1942 a 1981 A.D.: en este periodo predominó la asociación menos tolerante a la disminución del OD (hasta > 0.5 ml/L), las abundancias fueron bajas y el índice de dominancia fue mayor al promedio.

- De ~1981 a 2006 A.D.: predominaron condiciones similares previas a 1943.

Las faunas de FB reflejan el cambio en la productividad indicados por las diatomeas hasta ~1981 A.D. Posteriormente la predominancia de la asociación menos tolerante a la disminución del OD no concuerda con la disminución de la productividad en la superficie. Al parecen en este último periodo, los FB reflejan el decremento del OD en la capa de agua subsuperficial del océano Pacífico Oriental que ha sido observado por diversos autores en mediciones con registros instrumentales y en proxys de $\delta^{15}\text{N}$ y en resultados de modelos y que se ha atribuido a la tendencia de calentamiento global.

Se observó que las asociaciones y las abundancias de FB podrían estar relacionados a la ODP debido a la coherencia entre sus periodos. Sin embargo, dado que el periodo estudiado es muy corto queda la incertidumbre de esta relación y cuál sería el mecanismo por el cual se establece la conexión entre los FB y la ODP.

Las asociaciones de diatomeas y foraminíferos bentónicos estudiadas, indican que las surgencias en el golfo de Tehuantepec han mostrado variaciones en los últimos $\sim 90 \pm 3$ años (~ 1925 a 2013 A.D.), de condiciones relativamente “normales” hacia un decremento de las surgencias que se hizo evidente en ~ 1948 A.D. y que se estableció por ~ 1989 A.D. hasta el final del registro y presentan una clara relación con las medidas instrumentales y los cambios oceanográficos y climáticos del último siglo en la zona de estudio, por lo que se sugiere que pueden ser utilizados con certidumbre para estudios de períodos más largos de tiempo, en ausencia de registros instrumentales.

10. REFERENCIAS

- Allan, J. R. 2000. ENSO and Climate Variability in the Past 150 Years. En Diaz, F. H., y V. Markgraf (eds) El Niño and the Southern Oscillation Multiscale Variability and Global and Regional Impacts. Cambridge. 3-55p.
- Almaraz-Ruiz, L. 2013. Variación temporal de la comunidad de diatomeas en el noroeste del Golfo de Tehuantepec durante los meses de febrero a julio del 2006. Tesis de Licenciatura, Universidad del Mar. 69 p.
- Amador, J. A., Alfaro, E. J., Lizano, O. G., Magaña, V. O., 2006. Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*. V. 60, p. 101-142.
- Arellano-Torres, E., Machain-Castillo, M. L., Contreras-Rosales, L. A., Cuesta-Castillo, L. B. y A. C. Ruiz-Fernández. 2013. Foraminiferal faunal evidence for Glacial-Interglacial variations in the ocean circulation and the upwelling of the Gulf of Tehuantepec (Mexico). *Marine Micropaleontology*. 100: 52-66.
- Armstrong, H. A. y M. D. Brasier. 2005. *Microfossils*. 2da ed, Blackwell. Australia. 287 p.
- Bandy, O. L. 1961. Distribution of foraminifera, radiolarian and diatoms in sediments of the Gulf of California. *Micropaleontology*. 7: 1-26 p.
- Barber, R. T., y F. P. Chavez. 1983. Biological consequence of El Niño. *Science*. 222. 1203-1210 p.
- Barron, J. A., Bukry, D. y J. L. Bischoff, 2004. High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology*. 50: 185-207 p.
- Barron, J. A., Bukry, D. y E. D. Walter. 2005. Paleoceanography history of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15, 000 years based on diatoms, silicoflagellates, and biogenic sediments. *Marine Micropaleontology*. 56: 81-102 p.
- Barron, J. A. y D. Burky, 2007. Development of the CC during the past 12ka based on diatoms and silicoflagellates. *Palaecoogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 248: 313-338.
- Barron, J. A., Bukry, D. y D. Field. 2010. Santa Barbara Basin diatom and silicoflagellate response to global climate anomalies during the past 2200 years. *Quaternary International*. 215: 34-44 p.
- Barron, J. A., Bukry, D., Field, D. B., y B. Finney. 2013. Response of diatoms and silicoflagellates to climate change and warming in the California Current during the past 250 years and the recent rise of the toxic diatom *Pseudo-nitzschia australis*. *Quaternary International*. 310. 140-154 p.
- Baumgartner, T., Ferreira-Bartrina, V., Schrader, H. y A. Soutar. 1985. A 20-year varve record of siliceous phytoplankton variability in the central Gulf of California. *Marine Geology*. 64: 113-129.
- Berelson, W. M. y L. D. Stott. 2003. Productivity and organic carbon rain in the California margin seafloor: Modern and Paleoceanographic perspectives. *Paleoceanography*. 18: 1002.
- Bernhard, J. M. 1986. Characteristics assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich deposits. *Journal of Foraminiferal Research*. 16: 207-215 p.
- Bernhard, J. M. 1992. Benthic foraminiferal distribution and biomass related to pore-water oxygen content: Central California continental slope and rise. *Deep-Sea Research*. 39: 585-605.
- Bernhard, M. J. y B. K. Sen Gupta. 1999. Foraminifera: Foraminifera of oxygen-depleted environments. In: Sen Gupta, B. K. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publisher. Dordrecht. 37-55 p.
- Blanchet, C. L., Kasten, S., Vidal, L., Poulton, S. W., Ganeshram, R. Y N. Thouveny. 2012. Influence of diagenesis on the stable isotopic composition of biogenic carbonates from the Gulf of Tehuantepec oxygen minimum zone. *AGU and the Geochemical Society*. 13 (4): 1525-2027.

- Blake, G. H. 1976. The distribution of benthic foraminifera in the outer borderland and its relationship to Pleistocene facies. Tesis Maestría. Universidad de California del Sur. Los Angeles. 135 p.
- Bograd, S. J., Castro, C. G., Di Lorenzo, E., Palacios, D. M., Bailey, H, Gilly, W. y F. P. Chavez. 2008. Oxygen declines and the shoaling of the hypoxic boundary in the California Current. *Geophysical Research Letters*. 35, L12607.
- Boop, L., Le Quéré, C., Heimann, M., Manning, A. C. y P. Monfray. 2002. Climate-induced oxygen fluxes: implications for the contemporary carbon Budget. *Global Biogeochemical Cycles*, 16, 1022.
- Botlvtovskoy, E. 1965. Los Foraminíferos recientes. *Biología, métodos de estudio, aplicación oceanográfica*. Edit. Eueba Buenos Aires. 510 p.
- Carranza-Edwards, A., Rosales, L., Ruiz Ramírez, E. y Santiago, S. P. 1989. Investigations of phosphorite deposits in the Gulf of Tehuantepec, México. *Marine Mining*. 8: 317-323.
- Carranza-Edwards. A., Morales de la Garza y L. Rosales. 1998. Tectónica, sedimentología y geoquímica. En Tapia, G. M. (ed). *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*. Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México. Cap.1: 1-12.
- Chavez, F. P., Ryan, J., Lluch-cota, S. E. y C. M. Niquen. 2003. From Anchovies to Sardines and Back: multidecadal change in the Pacific Ocean. *Science*. 299: 217-221 p.
- Clarke, A. J. y A. Lebedev. 1996. Long-term changes on the equatorial Pacific trade winds. *Journal climate*. 9: 1020-1029.
- Cline, J. D. y F. A. Richards. 1972. Oxygen deficit conditions and nitrate reductor in the Eastern Tropical North Pacific. *Ocean. Limnol. Oceanogr*. 17 (6): 885-900.
- Crosta, X. y N. Koc. 2007. Diatoms: From Micropaleontology to Isotope Geochemistry. *Developmets in Marine Geology I*. Elsevier. 327-369 p.
- Cuesta-Castillo, L. B. 2011. Reconstrucción Paleoceanográfica del Golfo de Tehuantepec durante los últimos 55 ka A. P., a través de los Foraminíferos bentónicos, Carbono orgánico y Carbonato de calcio. Tesis de Maestría, UNAM, México. 65 p.
- De Bernardi, B., Ziveri, P., Erba, E. y R. C. Thunell. 2008. Calcareous phytoplankton response to the half century of interannual climatic variability in Santa Barbara Basin (California). 23: PA2215. 13 p.
- de Saedeleer. 1934. Phylum Granuloreticulosa. En Loeblich, A. R. Jr. Y Tappan, H. 1992. Present Status of Foraminiferal Classifications. *Studies in Benthic Foraminifera en Benthos '90*. Sendai (1990). Tokai University Press. Tokyo. 93-102 pp.
- Deser, C., Trenbert, K. y National Center for Atmospheric Research Staff (eds). 2016. The Climate Data Guide: Pacific Decadal Oscillation (PDO): Definition and Indices. Consultado en abril de 2016, en: <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/pacific-decadal-oscillation-pdo-definition-and-indices>.
- Deutsch, C., Berelson, W., Thunell, R., Weber, T., Tems, C., McManus, J., Crusius, J., Ito, T., Baumgartner, T., Ferreira, V., Mey, J. A. van Geen. 2014. Centennial changes in North Pacific anoxia linked to tropical trade winds. *Science*, 345: 665-668.
- Dijkstra, H. A. 2006. The ENSO phenomenon: theory and mechanisms. *Advances in Geosciences*. 6:3-15.
- Di Lorenzo, E. A., y Miller, J., Schnneider, N. y J. C. McWilliams. 2005. The warming of the California Current: Dynamics, thermodynamics and ecosystem implications. *Journal Physical Oceanography*. 35: 336-362.
- Douglas, R. G. 1981. Paleoecology of continental margin basins: A modern case history from the borderland of southern California. In Douglas, R. G., Colburn, I. P., Gorsline, D. S. (eds). *Depositional systems of active continental margin basins*. Short course notes, society of economic and petroleum mineralogist, Pacific Sections. San Francisco. 121-156 p.

- Douglas, R. G. y H. L. Heitman. 1979. Slope and basin benthic foraminifera of the California borderland. En: Doyle, L. J. y O. H. Pikey (eds). *Geology of Continental Slopes*. SEPM Special publication. 231-246 p.
- Douglas, R. G. y F. Staines-Urías. 2007. Dimorphism, shell Mg/Ca ratios and stable isotope content in species of *Bolivina* (benthic foraminifera) in the Gulf of California, Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*. 37 (3): 189-203 p.
- Ebbesmeyer, C., Cayan, D. R., McLain, D. R., Nicholson, F. H., Peterson, D. H. y K. T. Redmond. 1991. 1976 step in the Pacific climate: forty environmental changes between (1968-1975 and 1977-1984). In: Betancourt, J. L. y V. L. Sharp (eds). *Procc. Seventh ann. Pacific climate (PACCLIM) Workshop, April 1990*. California Department of Water Resources Interagency Ecological Studies Program Tech. Rep.26. 129-141.
- Esparza-Álvarez, M.A., Herguera, J. C. y C. Lange. 2007. Last century patters of sea Surface temperatures and diatom (> 38 µm) variability in the Southern California current. *Marine Micropaleontology*, 64: 18-35 pp.
- Field, D. B., Baumgartner, T. R., Charles, C. D., Ferreira-Bartrina, V. y M. D. Ohman. 2006. Planktonic Foraminifera of the California Current Reflect 20th-Century Warming. *Science*. 311: 63-66.
- Fiedler, P. C. 2002. Environmental change in the eastern tropical Pacific Ocean: review of ENSO and decadal variability. *Marine Ecology Progress series*. 29 (244): 265-283.
- Flores-Vidal, X., Durazo, R., Chavanne, C. y P. Flament. 2011. Circulación costera en ausencia de viento en el Golfo de Tehuantepec, México: Observaciones con radares de alta frecuencia. *Ciencias Marinas*. 37 (4A): 493-512.
- Folland, C. K. y D. Parker. 1989. Observed variations of sea Surface temperature. *Proc NATO Advanced Workshop on Climate Ocean Interaction*, Oxford, Engleand, Sep 1988, Kluwer Academic Press, Dordrecht, 21-52 p.
- Folland, C. K., Parker, D. E., Colman, A. W. y R. Washington. 1998. Large scale modes of ocean surface temperature since the late nineteenth century. *Climate Research Technical Note CRTN81*, Hadley Centre, Meteorological Office, Bracknell, United Kingdom, 21 pp.
- Ganeshram, R. S., Pederses, T. F., Calvert, S. E., McNeil, G. W. y M. R. Fontugne. 2000. Glacial-interglacial variability in denitrification in the world's oceans: Causes and consequences. *Paleoceanography*, 15 (4): 361-376.
- Gergis, L. J. y A. M. Fowler. 2009. A history of ENSO events since A. D. 1525: implications for future climate change. *Climate Change*. 92:343-387.
- Gibson, K. A., Thunell, R. C., Machain-Castillo, M. L., Fehrenbacher, J., Spero, H. J., Wejnert, K., Nava-Fernández, X. y E. J. Tappa. 2016. Evaluating controls on planktonic foraminiferal geochemistry in the Eastern Tropical North Pacific. *Earth and Planetary Science Letters*, 452: 90-103.
- Goldstein, T. S. 1999. Foraminifera: A biological overview. In: Sen Gupta, B. K. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publisher. Dordrecht. 37-55 p.
- Golik, A. y F. B. Phleger. 1977. Benthic foraminifera from the Gulf of Panama. *Journal of Foraminiferal Research*. 7: 88-100 p.
- Goni, M. A., Thunell, R. C., Woodwort, M. P., y F. E. Müller-Karger. 2006. Changes in wind-driven upwelling during the last three centuries: Interocean teleconnections. *Geophysical Research Letters*. 3:L15604.
- Graham, N.E., 1994. Decadal-scale climate variability in the tropical and North Pacific during the 1970s and 1980s: observations and model results. *Climate Dynamics*: 10:135-162.
- Gu, D. y S. G. H. Philander. 1997. Interdecadal Climate Fluctuations That Depend on Exchanges Between the Tropics and Extratropics. *Science*. 275: 805-807.
- Guiry, M. D. 2006. *AlgaeBase*. World-wide electronic publication, National University of Ireland, Galway. Consultado el 16 de abril en: www.algaebase.org.

- Haeckel, 1878. Class Bacillariophyceae. En Round, F. E., Crawford y D. G. Mann. 1990. The diatoms. Biology and Morphology of the Genera, Cambridge University Press, UK.
- Hanse, J. y S. Lebedeff. 1988. Global surface air temperatures: Update through 1987. *Geophysical Research Letters*, 15: 323-326.
- Haq, U. B. y A. Boersma. 1998. Introduction to Marine Micropaleontology. ELSEVIER. 376 p.
- Harman, R. A. 1964. Distribution of foraminifera in Santa Barbara Basin, California. *Micropaleontology*. 10: 81-96 p.
- Hasle, G. R. 1979. *Thalassiosira decipiens* (Grun.) Jorg. (Bacillariophyceae). *Bacillaria* 2: 85-108.
- Hasle, G. R. 2001. The marine, planktonic diatom family Thalassiosiraceae: morphology, taxonomy and distribution. *Diatom Research*. 16: 1-82 p.
- Hasle, G.R. y E. E. Syversten. 1997. Marine diatoms. In: C. R. Tomas (Ed.). Identifying Marine Diatoms and Dinoflagellates. Academic Press, Inc. New York, U.S.A. 5-385 p.
- Herguera, J. C. 1992. Deep-sea benthic foraminifera and biogenic opal: Glacial to postglacial productivity changes in the western equatorial Pacific. *Marine Micropaleontology*, 19: 79-98.
- Hernández-Becerril, D. U. 1990. Observations on the morphology and distribution of the Planktonic diatom *Neodelphinois pelagica*. *British Phycological Journal*. 25: 315-319 p.
- Hernández-Becerril, D. U. 2000. Morfología y taxonomía de algunas especies de diatomeas del género *Coscinodiscus* de las costas del Pacífico mexicano. *Rev. Biol. Trop.* 48 (1): 7-18.
- Hernández-Becerril, D. U. y M. I. Tapía-Peña. 1995. Planktonic Diatoms from the Gulf of California and Coasts off Baja California: Species of the Genus *Thalassiosira*. *Botanica Marina*. 38: 543-555.
- Hernández-Becerril, D. U. y J. Salazar-Paredes. 2012. Biodiversidad del microfitoplancton marino en la zona económica exclusiva limítrofe del Pacífico central mexicano. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Informe final SNIB-CONABIO proyecto No. HJ005. México, D. F.
- Ingle, J. C., Keller, G. y R. L., Kolpack. 1980. Benthic foraminiferal biofacies, sediments and water masses of the southern Peru-Chile Trench area, southeastern Pacific Ocean. *Micropaleontology*. 26: 113-150.
- IPCC, 2014. Cambio climático 2014: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo principal de redacción, R. K. Pachuri y L. A. Meyer (eds)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 157 pp.
- Jones, P. D. 1988. Hemispheric surface air temperature variations: recent trends and an up-date to 1987. *Journal climatology*. 1: 654-660.
- Jones, P.D., Wigley, T. M. L., y P. B. Wright. 1986. Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature*. 32: 430-434.
- Jorissen, F. J., Dea Stigter, H. C., y J. G. V. Widmark. 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*. 22:3-15.
- Jorissen, F. J., Fontanier, C. y E. Thomas. 2007. Paleooceanographical Proxies Based on Deep-Sea Benthic Foraminiferal Assemblage Characteristics. From Micropaleontology to Isotope Geochemistry. *Developments in Marine Geology I*. Elsevier. 263-325 p.
- Kaiho, K. 1994. Benthic foraminifera dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology*. 22: 719-722 p.
- Kashiwabara, T. 1987. On the recent winter cooling in the North Pacific. *Tenki*, 34: 777-781.
- Keeling, R. E., Körtzinger, A. y N. Gruber. 2010. Ocean Deoxygenation in Warming World. *Annual Review Marine Science*. 2:199-229.
- Ken-Ichiro, I., Mitsunori, I., Kazumi, M. y I. Ichiro. 2011. Proposal of identification criteria for resting spore of *Chaetoceros* species (Bacillariophyceae) from a temperate coastal sea. *Phycologia*. 50:351-362.

- Kennet, P. J. y B. L. Ingram. 1995. A 20,000-year record of ocean circulation and climate change from the Santa Barbara basin. *Nature*. 377:510-514.
- Kessler, W. S. 2006. The circulation of the Eastern Tropical Pacific: A review. *Progr. Oceanogr.* 69: 181-217.
- Koho, K. A. y E. Piña-Ochoa. 2012. Benthic Foraminifera: Inhabitants of low-oxygen environments. En: Altenbach, A. V., Bernhard, J. M. y J. Seckbach. *Anoxia: Evidence for Eukaryote Survival and Paleontological Strategies*. Springer. 251-285.
- Lange, C. B., Berger, W. H., Burke, S. K., Casey, R. E., Schimmelmann, A., Soutar, A. y A. L. Weinheimer. 1987. El Niño in Santa Barbara Basin: Diatom, Radiolarian and Foraminiferan responses to the "1983 El Niño" event. *Marine Geology*. 78: 153-160.
- Lange, C. B. y E. E. Syvertsen. 1989. *Cyclotella litorali* sp. nov. (Bacillariophyceae), and its relationship to *C. striata* and *C. stylorum*. *Nova Hedwigia*. 48: 341-356 p.
- Lange, C. B., Weinheimer, A. L., Reid, F. H., y R. C. Thunell. 1997. Sedimentation pattern of diatoms, radiolarians, and silicoflagellates in Santa Barbara Basin, California. *California Cooperation on Ocean and Fisheries Investigation, Report*. 38: 161-170 p.
- Lange, C. B., Weinheimer, A. L. y F. M. H. Reid. 2000. Response of siliceous microplankton from the Santa Barbara Basin to the 1997-98 El Niño event. *CalCOFI Rep.* 41: 186-193.
- Lara-Lara, J. R., Arenas, F. V., Bazán, G. C., Díaz, C. V., Escobar, B. E., García, A. M., Gaxiola, C., L. A. Tapia, G. M. y J. E. Valdez-Holguín. 2008. Los ecosistemas marinos. En: *Capital natural de México, vol. I: Conocimiento actual de la biodiversidad*. CONABIO, México. 135-159 p.
- Lavín, M. F., Fiedler, P. C., Amador, J. A., Ballance, L. T., Färber-Lorda, J., y A. M. Mestas-Núñez. 2006. A review of Eastern tropical Pacific oceanography: Summary. *Progress in Oceanography*. 69: 391-398.
- Liang, J.-H., James, C., McWilliams. & N. Gruber. 2009. High-frequency response of the ocean to mountain gap winds in the northeastern tropical Pacific. *Geophysical Research*. 114. C12005. 12 p.
- Liu, Z. y S. G. H. Philander. 2001. Tropical-subtropical oceanic Exchange pathways. *Ocean Circulation and Climate*. En Siedler, G., Church, J. y J. Gouls (eds), *Academi Press*. 247-258 pp.
- Lluch-Cota, S. E., Alvarez-Borrego, S., Santamaría del Ángel, E. M., Müller-Karger, F. E. y S. Hernández-Vázquez. 1997. The Gulf of Tehuantepec and adjacent areas: Spatial and temporal variation of satellite-derived photosynthetic pigments. *Ciencias Marinas*. 23: 329-340.
- Loeblich, A. R. y H. Tappan. 1992. Present status of foraminiferal classification, in *Studies in Benthic Foraminiferal*. En: Takayanagi, Y y T. Saito (eds). *Proceedings of the Fourth International symposium on Benthic Foraminifera, Sendai. 1990 (Benthos '90)*. Tokai University Press, Tokyo, Japan. 93-102 pp.
- Loubere, P. 1991. Deep sea Benthic Foraminiferal assemblage response to a surface ocean productivity gradient: a test. *Paleoceanography*. 6 (2):193-204.
- Loubere, P. y M. Fariduddin. 1999. Foraminifera: Benthic Foraminifera and flux of organic carbon to the Seabed. In: Sen Gupta, B. K. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publisher. Dordrecht. 37-55 p.
- McClatchie, S., Goericke, R., Cosgrove, R., Auad, G. y R. Vetter. 2010. Oxygen in the Southern California Bight: Multidecadal trends and implications for demersal fisheries. *Geophysical Research Letters*. 37. L19602.
- Machain-Castillo, M. L., Diego-Casimira, G., Ruiz-Fernández, A. C. y Cuesta-Castillo, L. B. 2006. Living (rose bengal stained) benthic foraminifera from the oxygen minimum zone in the Gulf of Tehuantepec, Mexican Pacific. *European Geosciences Union General Assembly*. Viena, Austria, 2-7 abril.

- Machain-Castillo, M. L., Monreal-Gómez, M. A., Arellano-Torres, E., Merino-Ibarra, M. 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*. 66: 103-119.
- McGowan, J. A., Cayab, D. R. y L. M. Dorman. 1998. Climate-Ocean Variability and Ecosystem Response in the Northeast Pacific. *Science*, 281: 210-217.
- Magaña, R. V. O. 2004. Los impactos de El Niño en México. SEP-CONACYT. 228 p.
- Magurran, A. E. 1988. Ecological diversity and its measurement. Princeton University Press. New Jersey. 179 p.
- Mann, G. D. 2011. Size and Sex. En Seckbach, J. y J. P. Kociolek (Eds) *The Diatoms World*. Springer. 145-166 p.
- Mann, K. H. 1993. Physical oceanography, food chains, and fish stocks: a review. *ICES Journal Marine Science*. 50:105-119.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M. y R. Francis. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin. Of the American Meteorological Society*. 78. 1069-1079 p.
- Mantua, N. J. y S. R. Hare. 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*. 58: 35-44.
- Markgraf, V. y H. F. Diaz. 2000. The Past ENSO Record: A Synthesis. En Diaz, F. H., y V. Markgraf (eds) *El Niño and the Southern Oscillation Multiscale Variability and Global and Regional Impacts*. Cambridge. 465-488 p.
- Martínez-López, A., Baumgartner, T. R. y C. Lange. 2007. Effects of Climate change on Production of Siliceous Phytoplankton over the Twentieth Century as Recorded in Sediments of the Santa Barbara Basin off Southern California. American Geophysical Union. Spring Meeting 2007. Abstract #OS23F-05.
- Martínez-López, A., Silverberg, N., Gaxiola-Castro, G., Verdugo-Díaz, G. y S. Nájera-Martínez. 2010. Fitoplancton silíceo en Cuenca San Lázaro durante las condiciones La Niña 1996 y El Niño 1997-1998. *Aspectos Biológicos*. 277-290
- Matear, R. J. y A. C. Hirst. 2003. Long-term changes in dissolved oxygen concentrations in the ocean caused by protracted global warming. *Global Biogeochemical Cycles*. 17 (4): 1125.
- McPhaden, M. J. y D. Zhang. 2002. Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean. 415: 603-607.
- Meave del Castillo, M, E. 2002. Diatomeas planctónicas del Océano Pacífico de México. Universidad Autónoma Metropolitana. Unidad Iztapalapa. Informe final SNIB-CONABIO proyecto No. H176. México, D. F. 98 p.
- Meave del Castillo, M. E. 2009. Dinoflagelados y diatomeas del Pacífico Tropical Mexicano. Universidad Autónoma Metropolitana. Unidad Iztapalapa. Informe final SNIB-CONABIO proyecto No. DJ022. México, D. F. 45 p.
- Meave del Castillo M. A. y Hernández-Becerril D.U. 1998. Fitoplancton, En: M. Tapia-García (Ed.) *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*, 240 p. Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México. Cap.6: 59-74.
- Meave, del Castillo M. E., Zamudio, R. M. E., Aké, C. A. y S. L. M. Guerra. 2002. Diatomeas marinas planctónicas de la zona costera del Pacífico Tropical Mexicano. Universidad Autónoma Metropolitana. Unidad Iztapalapa. Informe final SNIB-CONABIO proyecto No. S151. México, D. F. 44 p.
- Medina-Sánchez, A. N. 2010. Diferencias entre faunas glaciares y recientes de foraminíferos bentónicos y su relación con Zonas de Oxígeno Mínimo en el Golfo de Tehuantepec, México. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México. D. F. México.
- Mestas-Nuñez, A. M. y A. Miller. 2006. Interdecadal variability and climate change in the Eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*. 69. 267-284 p.

- Miller, J. A., Cayan, D. R., Barnett, T. P., Graham, N. E. y J. M. Oberhuber. 1994. The 1976-77 climate shift of the Pacific Ocean. *Oceanography*, 7: 21-26.
- Molina, E. 2004. Micropaleontología: Capítulo 16: Diatomeas y silicoflagelados. José Antonio Arz. 341-359.
- Molina-Cruz, A. y M. Martínez-López. 1994. Oceanography of the Gulf of Tehuantepec, Mexico, indicated by Radiolarian remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 110 (3-4), 179-195.
- Monreal-Gómez, M. A y D. A. Salas de León, 1998. Dinámica y estructura termohalina. En Tapia, G. M. (ed). *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*. Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México. 240 p.
- Monreal-Gómez, M. A., Salas de León D. A. y J. Adeco-Ramírez. 1999. Las surgencias Costeras de América. *Revista Geofísica* 51. 43p.
- Moodley, L. y C. Hess. 1992. Tolerance of infaunal benthic foraminifera for low and high oxygen concentrations. *Biological Bulletin* 183:94-98.
- Morales de la Garza, E. A. y A. Carranza-Edwards. 1995. Sedimentos fosfatados en el Golfo de Tehuantepec. *Hidrobiología*. 5 (1-2): 25-36.
- Moreno-Ruiz, J. L., Tapia-García, M., Licea, S., Figueroa-Torres, M. G., Esquivel, A., Herrera-Galindo, J. E., González-Fernández, J. M. & M. C. González-Macias. 2011. Ecological composition and distribution of the diatoms from the Laguna superior, Oaxaca, Mexico. *Journal of Environmental Biology*. 32 (1): 425-442.
- Mullins, H. T., Thompson, J. B., McDougall, K. y T. L. Vercoutere. 1985. Oxygen-minimum zone edge effects: evidence from central California coastal upwelling system. *Geology*. 1: 491-494 p.
- National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Consultado en diciembre de 2015 en: <https://www.climate.gov/enso>.
- Nava-Fernandez, X. A. 2009. Respuesta de los foraminíferos planctónicos a cambios estacionales del periodo febrero-julio 2006 en el Noroeste del Golfo de Tehuantepec. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México. D. F. México.
- Nava-Fernández, X. A. 2013. Respuesta de los foraminíferos planctónicos a las variaciones oceánicas del periodo 2006-2009 en el noroeste del Golfo de Tehuantepec. Tesis de maestría, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.
- Nita, Y. y S. Yamada. 1989. Recent warming of tropical sea Surface temperatures and its relationship to the northern hemisphere circulation. *Meteorological Society of Japan*. 67 (3): 375-383.
- Oschlies, A., Schulz, K. G., Riebesell, U. y A. Schmittner. 2008. Simulated 21st century's increase in oceanic suboxia by CO₂-enhanced biotic carbon export. *Global Biogeochemical Cycles*, 22, GB44008.
- Orbigny, Alcide Dessalines d'. 1826. Tableau méthodique de la classe des Céphalopodes: *Ann. Sci. Nat. Paris*. 7: 245-314. En Loeblich, A. R. Jr. Y Tappan, H. 1992. Present Status of Foraminiferal Classifications. *Studies in Benthic Foraminifera en Benthos '90*. Sendai (1990). Tokai University Press. Tokyo. 93-102 pp.
- Paez, M., Zuñiga, O., Valdes, J. y L. Ortlieb. 2001. Foraminíferos bentónicos recientes en sedimentos micróxicos de la bahía Mejillones del Sur (23°S), Chile. *Revista de Biología Marina y Oceanografía*. 36 (2): 129-139 p.
- Paulmier, A. y D. Ruiz-Pino. 2009. Oxygen minimum zones (OMZs) in the modern ocean. *Progress in Oceanography*. 80: 113-128.
- Pavia, E. G., Graef, F y J. Reyes. 2009. Annual and seasonal surface air temperature trends in Mexico. *International Journal of Climatology*. 29: 1324-1329.

- Pennington, J. T., Mahoney, K. L., Kuwahara, V. S., Kolber, D. D., Calienes, R. y F. P. Chavez. 2006. Primary production in the eastern tropical Pacific: a review. *Progress in Oceanography*. 69: 285-317 p.
- Perez-Cruz, L L. y M. L. Machain-Castillo. 1990. Benthic foraminifera of the oxygen minimum zone, continental shelf on the gulf of Tehuantepec, Mexico. *Journal of Foraminiferal Research*. 20(4): 312-325.
- Phleguer F. B. y A. Soutar. 1973. Production of benthic foraminifera in three east Pacific oxygen minima. *Micropaleontology*. 19: 110-115.
- Pla, L. 2006. Biodiversidad: Inferencia basada en el índice de Shannon y la Riqueza. *INCI*. 31 (8): 583-590.
- Quinn, WH, y VT Neal, 1992. El registro histórico de eventos de El Niño. En *Cambio Climático desde el año 1500*, Bradley, RS, y PD Jones (eds). Routledge: Londres; 623-648 p.
- Quintero, P. J. y J. V. Gardner. 1987. Benthic foraminifera on the continental shelf and upper slope. Russian River, northern California. *Journal of Foraminiferal Research*. 17: 132-152 p.
- Rahmstorf, S., Box, J. E., Feulner, G., Mann, M. E., Robinson, A., Rutherford, S. y E. J. Schaffernicht. 2015. Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation. *Nature Climate Change*. 5: 475-480.
- Ragueneau, O., Tréguer, P., Leynaert, A., Anderson, R. F., Brezinski, M. A., DeMater, D. J., Dugdale, R. C., Dymont, J., Fiher, G., Francois, R., Heinze, C., Maier-Reimer, E., Martin-Jézéquel, V., Nelson, D. M. y B. Quéguiner. 2000. A Review of the Si cycle in the modern ocean: Recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change*. 26: 317-365 p.
- Ren, J., Gersonde, R., Esper, O. y C. Sancetta. 2014. Diatoms distributions in northern North Pacific surface sediments and their relationship to modern environmental variables. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology*. 402. 81-103 p.
- Resig, J. 1981. Biogeography of benthic foraminifera of the northern Nazca Plate and adjacent continental margin. En: Kulm, L. D., Dymond, J., Dasch, E. J. y D. M. Hussong (Eds). *Nazca Plate: Crustal Formation and Andean Convergence*. Geological Society American Memories. 154. 619-665 p.
- Rines, J, E. B. & P. E. Hargraves. 1988. The *Chaetoceros* Ehreberg (Bacillariophyceae) flora of Narragansett Bay, Rhode Island, U.S.A. *Bibliotheca Phycologica* 79:1-196.
- Robles-Jarero, E. G. & J. R. Lara-Lara. 1993. Phytoplankton biomass and primary productivity by size classes in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Plankton Res.* 15: 1341-1358.
- Romero. O. E., Lange, C. B., Fischer. G., Treppke, U. F. y G. Wefer. 1999. Variability in Export Production Documented by Downward Fluxes and Species Composition of Marine Planktic Diatoms: Observations from the Tropical and Equatorial Atlantic. En: Fischer, G. y G. Wefer (eds). *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer-Verlag. Berlin. 365-392 p.
- Romero, O. E., Hebbeln, D. y G. Wefer. 2001. Temporal and spatial distribution in export production en the SE Pacific Ocean: evidence from siliceous plankton fluxes and Surface sediment assemblages. *Deep-Sea Research*. 48: 2673-2697 p.
- Romero, O. E., Lange, C. B. y G. Wefer. 2002. Interannual variability (1998-1991) of siliceous phytoplankton fluxes off northwest Africa. *Journal of Plankton Research*. 24: 1035-1046 p.
- Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Gallegos, A. y J. J. Obrien. 2003. Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *Journal of Climate*. 16: 2628-2639.
- Romero, O. E., Armand, L. K., Crosta, X. y J. J. Pichon. 2005. The biogeography of major diatom taxa in Southern Ocean surface sediments: 3. Tropical/subtropical Species. *Palaeo*. 223: 49-65 p.
- Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J. y G. B. Braga. 2007. Midsummer Gap Winds and Low-Level Circulation over the Eastern Tropical Pacific. *Journal of climate*. 20 (15): 3768-3784.

- Romero, E. O., Thunell, C. R., Astor, Y. y R. Varela. 2009. Seasonal and interannual dynamics in diatom production in the Cariaco Basin, Venezuela. *Deep-Sea Research*. 1(56): 571-581.
- Romero, O. E., Leduc, G., Vidal, L. y G. Fischer. 2011. Millennial variability and long-term changes of the diatom production in the eastern equatorial Pacific during the last glacial cycle. *Paleoceanography*. 26: PA2212. 11 p.
- Round, F. E. 1990. Class Fragilariophyceae nov. En Round, F. E., Crawford. y D. G. Mann. 1990. 77The diatoms. *Biology and Morphology of the Genera*, Cambridge University Press, UK
- Round, F. E. Crawford, R. M. y D. G. Mann. 1990. The diatoms. *Biology and Morphology of the Genera*, Cambridge University Press, UK. 747 p.
- Round, F. E. y R. M. Crawford. 1990. Class Coscinodiscales nov. En Round, F. E., Crawford. y D. G. Mann. 1990. The diatoms. *Biology and Morphology of the Genera*, Cambridge University Press, UK. 731 pp.
- Ryan, J. P., Ueki, I., Chao, Y., Zhang, H., Polito, P. S. y F. P. Chavez. 2006. Western Pacific modulation of large phytoplankton blooms in the central and eastern equatorial Pacific. *Journal of Geophysical Research*. 11: G02013. 14 p.
- Samuelsen, A. y J. J. O'Brien. 2008. Wind-induced cross-shelf flux of water masses and organic matter at the Gulf of Tehuantepec. *Deep-Sea Research*. I (55): 221-246.
- Sancetta, C. 1992. Comparison of phytoplankton in sediment trap series and Surface sediments along a productivity gradient. *Paleoceanography*. 7 (2): 183-194 p.
- Sancetta, C. 1995. Diatoms in the Gulf of California: Seasonal flux patterns and the sediment record for the last 15, 000 years. *Paleoceanography*. 10 (1): 67-84.
- Sanchez-Cabeza, J. A. y A. C. Ruiz-Fernández. 2012. ²¹⁰Pb sediment radiochronology: An integrated formulation and classification of dating models. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 82:183-200.
- Sánchez, G., Calienes, R. y S. Zuta. 2000. The 1997-98 El Niño and its effects on the coastal marine ecosystem off Peru. *California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations Reports* 41: 62-86 p.
- 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*. 18: 263-278 p.
- Savrda, C. E., Botjer, D. J. y D. S. Gorsline. 1984. Development of a comprehensive oxygen deficient marine biofacies model: evidence from Santa Monica, San Pedro and Santa Barbara Basins, California Borderland. *AAPG Bulletin*. 68: 1179-1192.
- Schuette, G. y H. Schrader. 1981. Diatoms in surface sediments: a reflection of coastal upwelling. In: Richards, F. A. (Ed.). *Coastal and Estuarine Science I. Coastal Upwelling*. American Geophysical Union. Washington, D. C. 372-380 p.
- Schultz, D. M., W. E. Bracken. y L. F. Bosart. 1998. Planetary-and synoptic-scale signatures associated whit Central American cold surges. *Mon. Wea. Rev.* 126: 5-27.
- Schrader, H. 1973. Cenozoic diatoms from the northeast Pacific, Leg 18. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*. 18: 673-797 p.
- Schrader, H. J. y R. Gersonde. 1978. Diatoms and silicoflagellates. En: Zachariasse, A., et al., (eds). *Micropaleontological counting methods and techniques-An exercise on an eight meters section of the Lower Pliocene of Capo Rossello, icily*. *Utrecht Micropaleontology Bulletin*. 17: 129-176 p.
- Sheinbaum J. 2003. Current theories on El Niño-Southern Oscillation: A review. *Geofisica Internacional*. 42: 291-305.
- Shepherd, A. S., Rathburn, A. E. y M. E. Pérez. 2007. Living foraminiferal assemblages from the Southern California margin: A comparison of the >150, 63-150, and >63 µm fractions. *Marine Micropaleontology*, 65: 54-77.

- Seckbach, J. y J. P. Kociolek. 2011. Diatoms: General Introduction. En Seckbach, J. y J. P. Kociolek (Eds). *The Diatoms World*. Springer. xi-xiv.
- Sen Gupta B. K. 1999. Introduction to Modern Foraminifera. En: Sen Gupta, B. K. (Ed.), *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publisher. Dordrecht. 3-6 p.
- Sen Gupta, B. K. y M. L. Machain-Castillo. 1993. Benthic foraminifera in oxygen poor habitats. *Marine Micropaleontology*. 20:183-201.
- Simpson, E. H. 1949. Measurement of Diversity. *Nature*. 163: 688-688.
- Smart, C. W., King, S. C., Gooday, A. J., Murray, J. W. y E. Thomas. 1994. A benthic foraminiferal proxy of pulsed organic matter paleofluxes. *Marine Micropaleontology*. 23: 89-99.
- Smith, P. B. 1964. Ecology of benthonic species: Recent foraminifera off Central America. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 429-b. 51 p.
- Staines-Urías, F. y Douglas G. R. 2009. Environmental and intraspecific dimorphism effects on the stable isotope composition of deep-sea benthic foraminifera from the Southern Gulf of California, Mexico. *Marine Micropaleontology*. 71: 80-95 p.
- Stramma, L., Johnson, G. C., Sprintall, J. y V. Mohrholz. 2008. Expanding oxygen-minimum zones in the tropical oceans. *Science*. 320: 655-658.
- Stramma, L., Schmidtko, S., Levin, L. A. y G. C. Johnson. 2010. Ocean oxygen minima expansions and their biological impacts. *Deep-Sea Research Part-I Oceanographic Research Papers*, 57: 587-595..
- Streeter, S. S. 1972. Living benthonic foraminifera of the Gulf of California, a factor analysis of Phleger's (1964) data. *Micropaleontology*. 18: 64-73 p.
- Tems, C. E., Berelson, W. M., Thunell, R., Tappa, E., Xu, X., Khinder, D., Lund, S., González-Yajimovich, O. y Y. Hamann. 2016. Decadal to centennial fluctuations in the intensity of the eastern tropical North Pacific oxygen minimum zone during the last 1200 years. *Paleoceanography*, 31:1138-1151.
- Thunell, R. C. 1998. Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A Response to climate forcing. *Deep-Sea Research* 1. 45: 2059-2083.
- Tobón-Velázquez, N. I. 2015. Reconstrucción paleoclimática del golfo de Tehuantepec determinado por el registro sedimentario de diatomeas durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. Tesis de Licenciatura. Facultad de ciencias, UNAM. 71 p.
- Trasviña, A., Barton, E. D., Brown, J., Velez, H. S., Kosro, P. M. y R. L. Smith. 1995. Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: the asymmetric circulation. *Journal of Geophysical Research*. 100(C10): 20649-20663.
- Trasviña, A. y E. D. Barton. 1997. Los "Nortes" del Golfo de Tehuantepec: La circulación costera inducida por el viento. M. F. Lavín. *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía No. 3. Unión Geofísica Mexicana. 25-46 p.
- Trasviña A., Lluch-Cota D., Filonov A. E. y A. Gallegos. 2004. Oceanografía y El Niño. En: *Los impactos de El Niño en México*. Magaña V. (Ed). SEP-CONACYT 69-101 p.
- Treguer, P., Nelson, D. M., Van Bennekom, A. J., DeMaster, D. J., Leynaert, A. y B. Queguiner. 1995. The balance of silica in the world ocean: a reestimate. *Science*. 268: 375-379.
- Trenberth, K. E. 1990. Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. *Bull. American Meteorological Society*. 71: 988-993.
- Trenberth, K. E. y J. W. Hurrell. 1994. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics*. 9: 303-319 p.
- Treppke, F. U., Lange, C., y G. Wefer. 1996. Vertical fluxes of diatoms and silicoflagellates in the Eastern equatorial Atlantic, and their contribution to the sedimentary record. *Marine micropaleontology*. 28: 73-96.
- Vásquez-Bedoya, L. F., Radi, T., Ruiz-Fernández, A. C., de Vernal, A., Machain-Castillo, M. L., Kieft, J. F. y C. Hillarie-Marcel. 2008. Organic-walled dinoflagellated cysts and benthic

- foraminifera in coastal sediments of the last century from the Gulf of Tehuantepec, South Pacific Coast of Mexico. *Marine Micropaleontology*. 68: 49-65 p.
- Vázquez-Gutiérrez, F., Salvador-López, G., Ramírez-Álvarez, A., Turner-Garces, M., Frausto-Castillo, A. y H. Alexander-Valdez. 1998. Química del agua. En: Tapia-García, M. (Ed.). *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*, Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México. 35-50 p.
- Wang, C. y D. B. Enfield. 2001. The tropical Western Hemisphere warm pool. *Geophysical Research Letter*. 28: 1635-1638 p.
- Wang, C. y P. Fiedler, 2006. ENSO variability and the Eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*. 69: 239-266 p.
- Wang, D. y M. A. Cane. 2011. Pacific Shallow Meridional Overturning Circulation in a Warming Climate. *Journal of Climate*, 24: 6424.
- Weinheimer, A. L., Cayan, D. R. y J. P. Kennett. 1999. Recent increase in Surface-water stability during warming off California as recorded in marine sediments. *Geology*. 27: 1019-1022.
- Werner, D. 1977. *The biology of diatoms*. Bot. Monogr. University of California Press. 13: 200-2001.
- Willett, C. S. Leben, R., y M. F. Lavín. 2006. Eddies and mesoscale processes in the eastern tropical Pacific: a review. *Progress in Oceanography*. 69. 218-238 p.
- Wunsch, C. 2000. Moon, tides and climate. *Nature* 405: 743-744.
- Wyrtki K. 1965. Corrientes superficiales del Océano Pacífico Oriental Tropical. *Boletín IX*, 5, Comisión Interamericana del Atún Tropical, La Jolla, California. 279-303.
- Zhang, R.-H., Rothstein, L. M. y A. J. Busalacchi. 1998. Origin of upper-ocean warming and El Niño change on decadal scales in the tropical Pacific Ocean. *Nature*. 391:879-883.
- Zhang, R.-H., Rothstein, L. M. y A. J. Busalacchi. 1999. Interannual and decadal variability of the subsurface thermal structure in the Pacific Ocean: 1961-90. *Climate Dynamics*. 15:703-717.

11. APÉNDICE 1. Generalidades de las diatomeas y los foraminíferos bentónicos

Diatomeas

Las diatomeas son microalgas unicelulares fotosintéticas que constituyen un grupo mayoritario en el fitoplancton marino (Mann, 2011). El grupo es reconocido por presentar una pared celular silíceica distintiva, diversamente perforada y ornamentada, llamada frústula que comprende de dos valvas, cada una asociada a una serie de bandas que forman el cingulo, la cual protege el protoplasma eucariótico (Seckbach y Kociolek, 2011) y presenta una talla que va de 0.005 a 2 mm de longitud (Round *et al.*, 1990). Diferente a las demás algas, la formación de la pared en las diatomeas es semi-conservativa, ya que cuando la célula se divide (reproducción asexual o vegetativa) hereda a la descendencia una valva de la pared parental y sintetiza la otra valva (Seckbach y Kociolek, 2011).

Según la morfología de la frústula, se reconocen dos grandes grupos en las diatomeas (Hasle y Sivertsen, 1997); las formas centrales que presentan simetría radial y, las formas penadas con simetría bilateral; estas últimas a su vez se pueden dividir en ráfideas o aráfideas, con presencia o no del rafe, una estructura que atraviesa la porción central de la cara valvar (Crosta y Koc, 2007).

Las diatomeas según las características antes descritas se clasifican en Round *et al.* (1990).

División Bacillariophyta Haeckel, 1878

Clase: Coscinodiscophyceae Round y Crawford, 1990

Clase: Fragilariophyceae Round, 1990

Clase: Bacillariophyceae Haeckel, 1878.

La característica clave del ciclo de vida en las diatomeas es la variación entre una fase vegetativa que va de meses a años, en que la célula se divide mitóticamente y generalmente decrece en tamaño, y una de rejuvenecimiento de pocos días, usualmente precedida por la reproducción sexual, en que el tamaño de la célula es restaurado a su máxima talla, a través de la formación de una célula especial, la auxospora, donde puede o no ocurrir fusión nuclear con la ocurrencia de formación de un cigoto (Mann, 2011).

Este grupo ha colonizado los cuerpos acuáticos, tanto marinos como terrestres (Crosta-Koc, 2007). Se encuentran generalmente de forma libre (o en cadenas) formando parte del fitoplancton (planctónicas) o pueden estar adheridas a sustratos (bentónicas) o en simbiosis con otros organismos (Hasle y Syvertsen, 1997).

En los océanos son de los productores primarios más importantes, se estima que entre el 20-25% de la producción de la materia orgánica total de la Tierra se debe a este grupo (Werner, 1977). Algunos autores como Treguer *et al.* (1995) y Mann (1993) sugieren que aportan entre el 30 al 40% de la productividad primaria, y en zonas costeras pueden contribuir con hasta el 75% de la productividad (Treguer *et al.*, 1995), por lo que son fundamentales en las redes tróficas y más aún en el océano abierto donde son la principal fuente de alimento para las comunidades bentónicas (Loubere, 1991; Loubere y Fariduddin,

1999), además de su importancia en la participación de los ciclos biogeoquímicos principalmente los del carbono, nitrógeno, fósforo y evidentemente el del sílice (Haq y Boerma, 1998).

Los principales factores que limitan su distribución en los océanos son la disponibilidad de nutrientes (principalmente el sílice, fósforo y los nitratos), cantidad de luz, temperatura, turbulencia y, en el caso de las formas bentónicas se le suman la profundidad y tipo de sustrato (Crosta-Koc, 2007). La mayor abundancia y diversidad de diatomeas ocurre en regiones frías, y en áreas ricas en nutrientes, como las zonas de surgencias (Crosta-Koc, 2007; Haq y Boersma, 1998).

En cuanto a las diatomeas en el sedimento, generalmente los individuos encontrados reflejan las condiciones promedio de la productividad superficial (Crosta y Koc, 2007), donde solo 1-10% de las diatomeas producidas en la superficie llegan al sedimento (Ragueneau *et al.*, 2000).

Foraminíferos bentónicos

Los foraminíferos son protozoarios ameboides, principalmente marinos, muchos de los cuales desarrollan testas o conchas duras que protegen al organismo. Su protoplasma se diferencia de un endoplasma y un ectoplasma del cual emergen pseudópodos con apariencia granular, que se anastomosan (granoreticulopodios) y les permiten la locomoción, captura de alimento y formación de la testa (Goldstein, 1999).

Las testas pueden ser orgánicas (no mineralizadas), aglutinadas de partículas que toman del ambiente o secretadas por ellos mismos, estas últimas principalmente de composición carbonatada (Goldstein, 1999). Cuando el organismo muere, la testa resistente se preserva en los sedimentos, de ahí su importancia en las reconstrucciones paleoceanográficas, además de su alta densidad en diversos sedimentos marinos y la excelente preservación de sus conchas (Sen Gupta, 1999).

La testa puede ser muy simple o altamente compleja, puede estar formada por una o varias cámaras, las cuales se conectan entre sí por el foramen (del latín *foramen* = agujero, ahí el nombre que los distingue) (Molina, 2004). El número, posición y forma de las aperturas también es importante para la determinación taxonómica, así como la ornamentación de la testas (Haq y Boersma, 1998; Armstrong y Brasier, 2005).

La posición sistemática del grupo (Loeblich y Tappan, 1992) basado en criterios morfológicos, estructurales, químicos y mineralógicos. Es la siguiente:

Reino Protocista

Phylum Granuloreticulosa de Saedeleer, 1934

Clase Foraminifera d'Orbigny, 1826

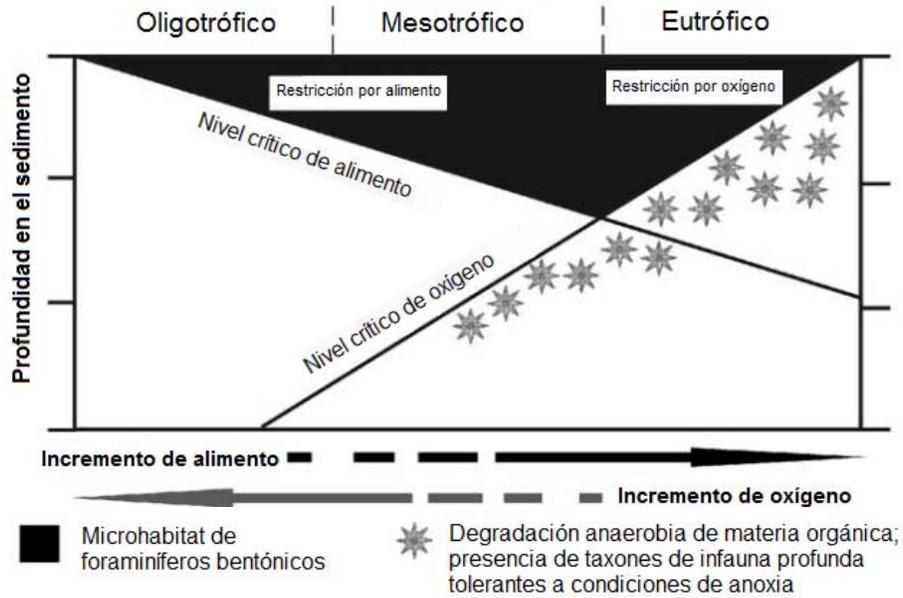
El grupo presenta especies planctónicas y bentónicas, siendo más diversos los bentónicos (Sen Gupta, 1999). La distribución de las especies planctónicas está relacionada

con las masas de agua superficiales y subsuperficiales. Mientras que en los bentónicos está relacionada con las masas de agua de fondo y con parámetros tales como la cantidad y calidad de nutrientes, y la concentración de oxígeno disuelto presente en el fondo y en la interfase agua/sedimento (Jorissen *et al.*, 1995; Loubere y Fariduddin, 1999).

En cuanto a la reproducción, el ciclo de vida típico se caracteriza por tener una alternancia de fases, sexual y asexual, produciendo la mayoría de las veces dimorfismo (Goldstein, 1999; Armstrong y Brasier, 2005). La alternancia puede ser obligatoria o facultativa dependiendo de los factores ambientales (Goldstein, 1999). Generalmente en la fase sexual, se producen gametos y ocurre recombinación genética (organismos diploides), las testas presentan un prolóculo (primera cámara) microesférico, (de tamaño pequeño), la testa es relativamente más grande y con mayor número de cámaras que las formas de la fase asexual, la cual produce numerosos juveniles por fisión múltiple (organismos haploides), caracterizadas por un prolóculo megaloesférico de testas pequeñas y con menos cámaras (Goldstein, 1999). El dimorfismo sexual no siempre es evidente, a veces resulta difícil distinguir entre formas sexuales y asexuales, o bien, no siempre se manifiesta como una relación sexual-microesférico y asexual-megaloesférico, sino que puede presentar variaciones que aún están siendo estudiadas (Goldstein, 1999).

Los foraminíferos son organismos aerobios; sin embargo, se ha observado que algunas especies pueden ser anaerobias facultativas (Moodley y Hess, 1992). Lo anterior permite que este grupo (formas bentónicas) sea uno de los más abundantes en zonas de bajo contenido de oxígeno (Sen Gupta y Machain-Castillo, 1993).

En zonas de surgencia, donde la ZOM puede variar estacionalmente, los FB han sido utilizados como proxys para identificar cambios en la oxigenación de las masas de agua de fondo relacionados a los flujos de materia orgánica (MO) (e.g. Loubere, 1991; Bernhard, 1992; Bernhard *et al.*, 1999). El modelo TROX (Trophic Oxygen) (Fig. 23) propuesto por Jorissen *et al.* (1995) relacionan estas dos variables que determinan el límite de profundidad de los microhábitats de los FB, donde se plantea que a mayor flujo de MO (ambientes eutróficos) la cantidad de oxígeno disminuye, predominando taxa más tolerantes a disminución del O₂, que generalmente son taxa oportunistas (Sen Gupta y Machain-Castillo, 1993), contrariamente, en ambientes donde el flujo de MO es baja (ambientes oligotróficos) predominan faunas de condiciones oxicas.



Modelo TROX (Jorissen *et al.*, 1995) mostrando los límites de profundidad de los microhábitats de foraminíferos bentónicos por la combinación de disponibilidad de alimento y contenido de oxígeno disuelto en el sedimento.

12. APÉNDICE 2. Ecología de las principales especies de diatomeas

Se revisó bibliográficamente la ecología de las especies más abundantes de diatomeas.

- *Thalassionema nitzschioides*: planctónica de regiones tropicales, subtropicales y templadas (Hasle y Syvertsen, 1997), típica de zonas costeras (Ren *et al.*, 2014). Aunque la especie suele estar presente todo el año (Sancetta, 1995; Romero *et al.*, 2009), se ha observado que presenta su máxima abundancia en la estación de mayor productividad (Treppke *et al.*, 1996; Romero *et al.*, 2002; Romero *et al.*, 2009). En muestras de agua en el GT (febrero-julio) presentó su mayor flujo de marzo-abril (TSM 27-28°C; Cl *a* 1.0-1.5 mg⁻¹m⁻³) época donde se obtuvieron los mayores flujos, así como un flujo secundario de menor proporción en mayo (TSM 28.5°C; Cl *a* 0.5 mg⁻¹m⁻³) cuando disminuyen los vientos más intensos (Almaraz-Ruiz, 2013).

En los sedimentos, *T. nitzschioides* es frecuentemente dominante, representando hasta el 70% de las abundancias en zonas de alta productividad (Sancetta, 1995; Barron *et al.*, 2004; Barron *et al.*, 2005; Ren *et al.*, 2014; Tobón-Velásquez, 2015). En la cuenca de SB, Barron *et al.* (2010) y Martínez López *et al.* (2007) encontraron que la disminución en la abundancia de *T. nitzschioides* reflejó los cambios de mayor a menor productividad.

- *Thalassionema nitzschioides* var. *parva*: planctónica de aguas tropicales (Hallegraeff y Jeffrey, 1984). En muestras de agua así como en el registro sedimentario ha sido reconocida como una especie oceánica de condiciones oligotróficas (Romero *et al.*, 2005; Romero *et al.*, 2009; Romero *et al.*, 2011). Sin embargo, también ha sido encontrada como indicadora de condiciones productivas en algunas regiones del Atlántico (Cape Verde por Romero *et al.*, 1999 y Norte de Nueva Guinea por Treppke *et al.*, 1996). En el GT, la especie presentó su máxima abundancia, aunque baja (~1%) de mediados de marzo a mediados de abril y un segundo pico a finales de mayo, muy parecido a *T. nitzschioides* (Almaraz-Ruiz, 2013).

- *Thalassionema bacillare*: planctónica de regiones de aguas cálidas (Hasle y Syvertsen, 1997). En el GT, estuvo presente todo el muestreo (febrero a julio), su mayor contribución fue de mediados de marzo a inicios de abril (TSM 27-27.5°C; Cl *a* 1.4-1.5 mg⁻¹m⁻³) donde se registraron los vientos más intensos, y en mayo (TSM 29°C; Cl *a* 0.5 mg⁻¹m⁻³) cuando predominaron eventos moderados de vientos y empezaron las condiciones de verano (Almaraz-Ruiz, 2013).

- *Thalassionema pseudonitzschioides*: planctónica de regiones de aguas cálidas (Hasle y Syvertsen, 1997). En las muestras de agua del GT la especie fue identificada como *T. frauenfeldii*, aunque fue escasa (~2%) presentó su mayor flujo de finales de abril a mayo, prevaleciendo de junio a julio cuando iniciaron las condiciones de verano (Almaraz-Ruiz, 2013). En sedimentos del golfo de Panamá, representó incursión de aguas oceánicas (Romero *et al.*, 2011). Dicha especie es frecuentemente identificada como *T. nitzschioides* (Hasle, 2001), por lo que no se cuenta con mucha información sobre su ecología.

- Género *Chaetoceros*: la gran mayoría de las especies de este género se desarrollan en condiciones de surgencias o mezcla de la columna de agua superficial (Rines y Hargraves, 1988), son conocidas por formar esporas de resistencia, que se generan principalmente por el empobrecimiento de los nutrientes, por lo que generalmente son encontradas al final de la época productiva (Hasle y Syvertsen, 1997). Es común encontrar a las esporas en el sedimento a diferencias de sus formas vegetativas (Sancetta, 1995; Ken-Ichiro *et al.*, 2011). Esta preservación preferencial se debe a que las esporas están fuertemente silicificadas y las células vegetativas son más susceptibles a la disolución, (Rines y Hargraves, 1988; Sancetta, 1992; Hasle y Syvertsen, 1997).

En muestras de agua, se ha reconocido que este género es indicador de las épocas más productivas, por ejemplo Sauter y Sancetta (1992) en la cuenca de San Pedro, California; Sancetta (1992) en las costas de Oregón; Lange *et al.* (1997) en SB; Romero *et al.* (2001) en las costas de Chile; Romero *et al.* (2009) en la cuenca de Cariaco, así como en el GT, en el que el género presentó su mayor abundancia y diversidad en los meses de febrero y marzo (TSM 24-27°C; Cl *a* 2.0-3.5 mg⁻¹m⁻³), y secundariamente en abril, meses donde ocurren los eventos más intensos de vientos que desencadenan las surgencias (Almaraz-Ruiz, 2013). Mientras que, en el sedimento, las esporas de *Chaetoceros* suelen presentar más del 40% de las abundancias, reflejando la estación más productiva (Sauter y Sancetta, 1992; Sancetta, 1995; Romero *et al.*, 2009; Barron *et al.*, 2013; Ren *et al.*, 2014).

- Género *Lioloma*: presenta especies planctónicas costeras, típicas de aguas frías y templadas (Hasle, 2001). En el GT Meave del Castillo (2002) reportó florecimientos de *Lioloma delicatum* en la temporada de surgencias. Asimismo, Almaraz-Ruiz (2013) encontró que *Lioloma* spp (*L. pacificum*, *L. delicatum*) presentaron sus mayores abundancias (~10%) de mediados de marzo a principios de mayo (TSM 27-28°C; Cl *a* 1.0-1.5 mg⁻¹m⁻³) cuando ocurrieron los máximos flujos de diatomeas.

- *Neodelphineis pelagica*: planctónica de regiones de aguas cálidas a templadas (Hasle y Syvertsen, 1997). La especie ha sido reportada por Hernández-Becerril (1990) como un taxón abundante y común en el GT (sin dato de la fecha de colecta). En muestras de agua del golfo Almaraz-Ruiz (2013) encontró su mayor flujo (~1.6%) de abril a mediados de mayo, y de finales de mayo a principios de junio, cuando los vientos máximos de vientos comienzan a declinar (TSM fue de 28- 29.5°C y Cl *a* <1.4 mg⁻¹m⁻³). En el registro sedimentario del GT, Tobón-Velásquez (2015) reporta que *N. pelagica* estuvo presente a partir del Holoceno.

- *Fragilariopsis doliolus*: planctónico de regiones de aguas cálidas (Hasle y Syvertse, 1997). Sancetta (1995) encontró a la especie dominante durante la época de mayor producción, tanto en muestras de agua como en el registro sedimentario en las costas de Oregón. Por otra parte, Sauter y Sancetta (1992) y Romero *et al.* (2001) la asociaron con condiciones de baja productividad en la cuenca de San Pedro, California y en las costas de Chile respectivamente. En el GT, la especie fue poco abundante (~1%), sin embargo presentó su mayor flujo de mediados de marzo a mediados de mayo (TSM 28-28.5°C; Cl *a* 0.1.5-0.8 mg⁻¹m⁻³) y las dos primeras semanas de junio (TSM 29°C; Cl *a* 0.5 mg⁻¹m⁻³)

(Almaraz-Ruiz, 2013) época en que los *Tehuano*s comienzan a declinar e inician las condiciones de verano.

En el registro sedimentario Barron *et al.* (2010) en SB y Romero *et al.* (2011) en la cuenca de Panamá reconocen a *F. doliolus* como indicadores de condiciones cálidas. Mientras que en el GT, Tobón-Velásquez (2015) reportó que la mayor contribución del taxón ocurrió en el UMG en aguas cálidas y estratificadas.

- *Cyclotella litoralis*: taxón de regiones templadas marinas y costeras (Lange y Syvertsen, 1989; Sancetta, 1995), frecuentemente encontrada en el plancton marino (Hasle y Syvertsen, 1997). En el golfo de California, Sancetta (1995) la encontró predominante de verano a otoño en condiciones de baja productividad, al ser una especie costera se sugirió que fue transportada del continente por advección lateral de la plataforma continental. Por el contrario, en la cuenca de Cariaco, el taxón fue dominante durante los periodos de mayor flujo (Romero *et al.*, 2009), probablemente reflejando el transporte desde el continente por los fuertes vientos predominantes en la época de surgencias. En el GT el género *Cyclotella* spp. (*C. striata* y en menor proporción *C. litoralis*) presentó su mayor contribución de mediados de abril a principios de junio (TSM $>28^{\circ}\text{C}$ y Cl $a <0.8 \text{ mg}^{-1} \text{ m}^{-3}$) cuando comenzaron a establecerse las condiciones de verano (Almaraz-Ruiz, 2013).

En el registro sedimentario, en la cuenca de Guaymas, *C. litoralis* fue predominante en verano y principios de otoño, indicado la presencia de aguas cálidas, estratificadas y limitada en nutrientes (Barron *et al.*, 2004). En la cuenca de Panamá, fue caracterizada dentro del grupo preferente de aguas mesotróficas a oligotróficas (Romero *et al.*, 2011) y en el GT, Tobón-Velásquez (2015) la reportó dentro de la asociación de condiciones de mezcla junto con otras especies bentónica/litorales.

- *Actinocyclus ellipticus*: planctónica oceánica, encontrada en el mar este de China y Taiwan (Guiry, 2006). En las muestras del GT estuvo presente a partir de la segunda semana de junio con abundancias relativamente bajas (0.2-0.3%) (Almaraz-Ruiz, 2013). Aunque no se han encontrado datos en la literatura sobre la ecología de la especie, está presentó una tendencia similar a *C. litoralis* y *T. pseudonitzschioides*.

- *Thalassiosira oestrupii*: planctónica de regiones cálidas a templadas (Hasle y Syvertsen, 1997). En muestras de agua, Sancetta (1995) encontró que la especie presentó su máxima abundancia a finales de la primavera y en verano, reflejando producción de moderada a baja. En otros trabajos como los de Romero *et al.* (2009); (2011) y Barron *et al.* (2013) la especie fue secundariamente importante en la asociación de especies pelágicas de aguas cálidas. En el GT, su máxima abundancia ocurrieron a finales de abril y principios de mayo (~2%) cuando comenzaron a declinar los eventos *Tehuano*s (Almaraz-Ruiz, 2013).

- *Thalassiosira decipiens*: taxón litoral encontrada en mares interiores, estuarios, bahías y aguas costeras someras (Hasle, 1979). Hernández-Becerril y Tapia-Peña (1995) la reportan como bentónica, asociada al litoral a profundidades mayores de 9 metros en el GC. Barron y Burky (2007) agruparon a *T. decipiens* junto con otras especies pequeñas del género (*T. lineata* y *T. pacifica*) como taxones de condiciones frías comunes en el

Holoceno en California. En muestras de agua del GT, la especie apareció de mediados de abril a julio, cuando las condiciones de verano se establecieron (Almaraz-Ruiz, 2013), mientras que Tobón-Velásquez (2015) la agrupó en la asociación bentónica/litoral haciendo referencia al transporte desde la costa por viento.

13. APÉNDICE 3. Ecología de las principales especies de foraminíferos bentónicos

Se revisó la ecología de las principales especies con énfasis a las condiciones de oxígeno en las que han sido encontradas en el Pacífico Oriental:

- *Epistominella sandiegoensis*: reportada en ambientes de 0.5 a 3.0 ml/L de OD en el talud inferior del margen continental de California (Douglas y Heitman, 1979). En el talud del golfo de Panamá ha sido reportada por Golik y Phleger (1977) en concentraciones de 0.6 a 2.0 ml/L de O₂.

Epistominella sandiegoensis

Autor	Profundidad (m)	Localidad	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.2	1.4	1.6	1.8	2.0	3.0	
Golik y Phleger, (1977)	800-1600	Golfo de Panamá																		
Douglas y Heitman, (1979)	85-450	Borde de California																		
Intervalo																				

- *Takayanagia delicata*: en la zona batial superficial del GC Bandy (1961) encuentra a la especie entre ~0.5 a 0.8 ml/L de O₂ y Blake (1976) la reporta en concentraciones < 0.3 ml/L. En el golfo de Panamá Golik y Phleger (1977) encuentran a *T. delicata* junto a *E. sandiegoensis* en condiciones de 0.6-2.0 ml/L de O₂. Mientras que en el borde continental de California Douglas y Heitman (1979) la reportan en ambientes de 0.3 a 1.1 ml/L de OD.

Takayanagia delicata

Autor	Profundidad (m)	Localidad	0	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	1.2	1.4	1.6	1.8	2.0	
Bandy (1961)	150-3000	Golfo de California																	
Blake, (1976)	500-1600	Golfo de California																	
Golik y Phleger, (1977)	800-1600	Golfo de Panamá																	
Douglas y Heitman, (1979)	300-1900	Borde de California																	
Intervalo																			

- *Buliminella tenuata*: En sedimentos de la cuenca de SB Harman (1964) reporta al taxón en concentraciones <0.1 ml/L, en esta misma región Bernhard *et al.* (1997) quienes realizaron un estudio más detallado de las faunas vivas de FB, encontraron que *B. tenuata* es abundante en todas las estaciones (de 0.0 a 0.5 ml/L de O₂) sin embargo es una de las especies que se mantuvo abundante en las estaciones de concentraciones < 0.05 ml/L. En el GC Blake (1976) reporta a la especie en concentraciones < 0.3 ml/L. Douglas y Heitman (1979) en el borde continental de California la reportan en condiciones de 0.1-0.8 ml/L, muy similar a Quintero y Gardner (1987) en Río Ruso, California. Al sur de Chile Paez *et al.* (2001) encuentran a *B. tenuata* en concentraciones de 0.01 a 0.5 ml/L.

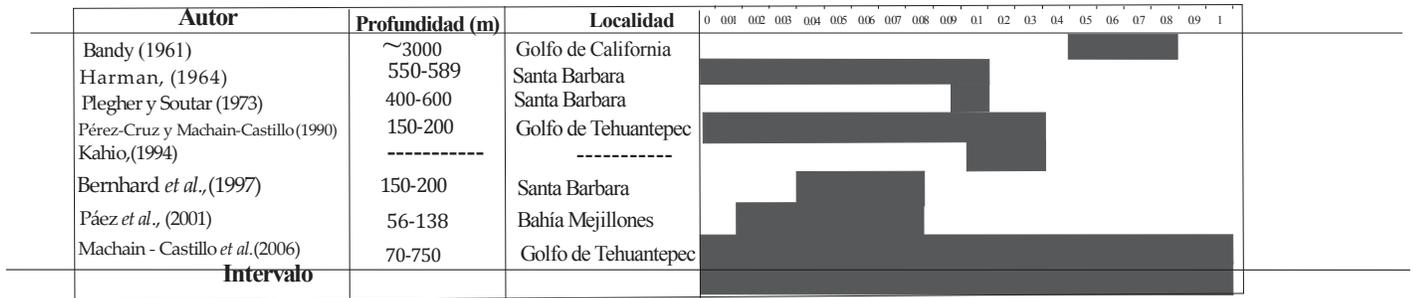
Buliminella tenuata

Autor	Profundidad (m)	Localidad	0	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1.0	
Harman, (1964)	550-590	Santa Barbara																					
Blake, (1976)	500-1600	Golfo de California																					
Douglas y Heitman, (1979)	550-950	Borde de California																					
Quintero y Gardner, (1987)	500-1000	Río Ruso, California																					
Bernhard <i>et al.</i> , (1997)	150-200	Santa Barbara																					
Intervalo																							

- *Bolivina seminuda*: Bandy (1961) encuentra al taxón en valores ~0.5 a 0.8 ml/L de O₂. En la cuenca de SB, Harman (1964) la reporta en concentraciones < 0.1 ml/L, Phleger y Soutar (1973) en concentraciones de ~0.1ml/L y Bernhard *et al.* (1997) reportan a *B. seminuda* abundante en valores de 0.03 a 0.5 ml/L e incluso es predominante entre 0.07 a 0.026 ml/L O₂. Mientras que en el GT, Pérez-Cruz y Machain-Castillo (1990) la reportan en concentraciones < 0.3 ml/L de O₂, y Machain-Castillo *et al.* (2006) en valores de 1ml/L.

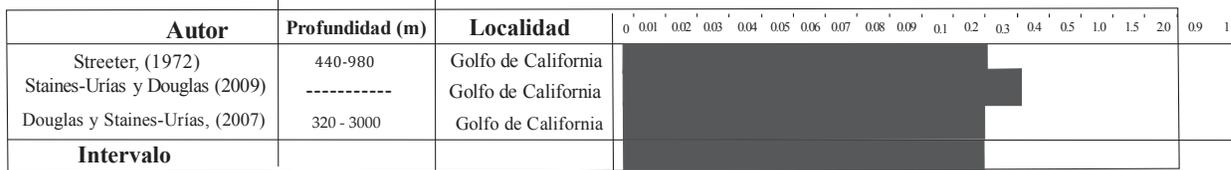
Al sur de Chile Paez *et al.* (2001) determinaron que aunque la especie estuvo presente en concentraciones entre 0.5 y 0.01ml/L fue más abundante en concentraciones de 0.07 a 0.01 ml/L.

Bolivina seminuda



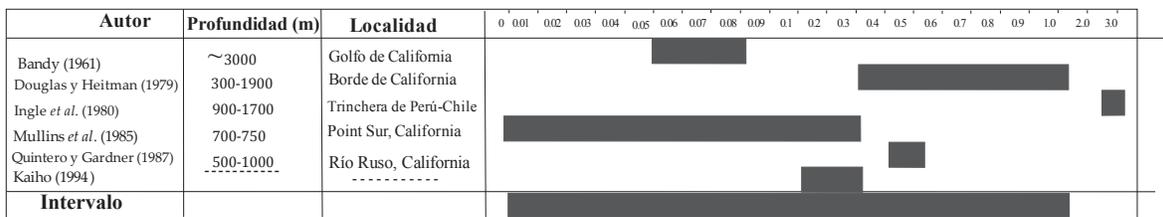
- *Bolivina subadvena*. Reportada en concentraciones de oxígeno < 0.2ml/L (Douglas y Staines-Urías, 2007). Staines-Urías y Douglas (2009) mencionan que el cambio en la proporción de generaciones microesféricas/megaloesféricas de faunas vivas reflejan el cambio de menor/mayor entrada de fitodetritus al ambiente, sin embargo la preservación es preferencial hacia las formas microesféricas en concentraciones de O₂ < 0.3 ml/L debido a que estas tienen testas más grandes comparadas con las testas pequeñas de las formas megaloesféricas. Asimismo, en el centro y sur del GC *B. subadvena* ha sido reportada en concentraciones de oxígeno < 0.2 ml/L por Streeter (1972), y < 0.1 ml/L por Bernhard (1986) en sedimentos del Holoceno en la Cuenca de Guaymas y San Pedro Martin.

Bolivina subadvena



- *Bolivina spissa*: En el GC Bandy (1961) encuentra al taxón entre ~0.8 a 0.5 ml/L O₂. Mientras que en California, Douglas y Heitman (1979) la reportan en valores de 0.3 a 1.1 ml/L de O₂, Mullins *et al.* (1985) a concentraciones < 0.3 ml/L O₂, y Quintero y Gardner (1987) en valores de 0.5 ml/L de O₂. En la trinchera de Perú-Chile Ingle *et al.* (1980) encontraron a *B. spissa* a 3.0 ml/L de OD.

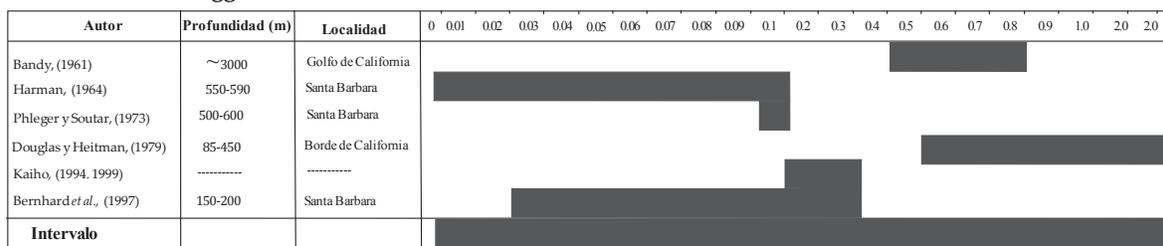
Bolivina spissa



- *Suggrunda eckisi*: Bandy (1961) reporta a la especie en concentraciones de ~0.8 a 0.5 ml/L de O₂. En la cuenca de SB, Harman (1964) la encuentra en valores < 0.1 ml/L, Douglas y Heitman (1979) en concentraciones de 0.5 a 3.0 ml/L y Bernhard *et al.* (1997) la reportan desde 0.5 ml/L, más abundante en valores de 0.3-0.02 ml/L de O₂. Phleger y Soutar (1973) en Baja California la encontraron a 0.1 ml/L. En la clasificación de Kaiho

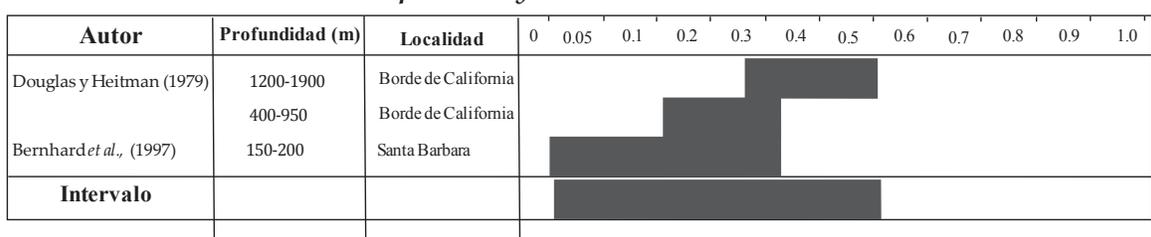
(1994) agrupa a *S. eckisi*, *B. seminuda* y *B. spissa* indicadores de ambientes disóxicos entre concentraciones de O₂ de 0.1 y 0.3 ml/L.

Suggrunda eckisi



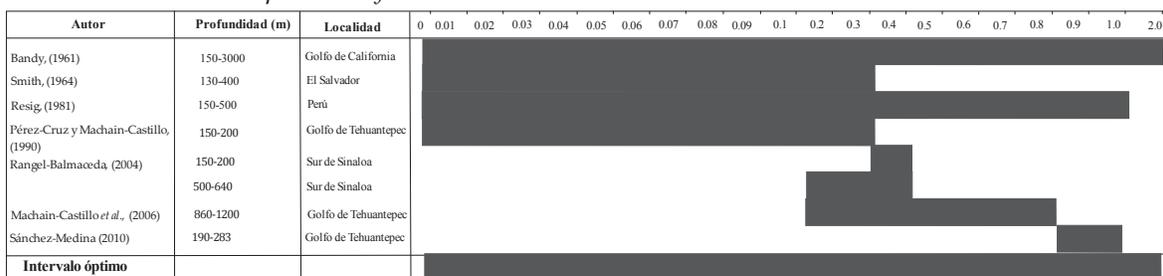
- *Loxostomum pseudobeyrichi*: Douglas y Heitman (1979) en el borde continental de California reportan al taxón en valores de 0.1-0.3 ml/L de OD y de 0.3 a 0.5 ml/L de acuerdo a la profundidad. En la cuenca de SB Bernhard *et al.* (1997) encontraron que la especie estuvo presente desde concentraciones de 0.5 ml/L de O₂, presentando su mayor abundancia en valores de 0.3 a 0.08 ml/L de OD.

Loxostomum pseudobeyrichi



- *Pseudoparella bradyana*: Bandy (1961) la reportó en concentraciones < 2.0 ml/L de O₂ en la plataforma externa del GC, similar a lo encontrado por Smith (1964) en la plataforma externa de el Salvador, que la reporta en valores < 0.3 ml/L. Resig (1981) en Perú la determinó en condiciones < 1.0 ml/L. Mientras, que en el GT Pérez-Cruz y Machain-Castillo (1990) la reportan en condiciones < 1.0 ml/L de O₂, siendo predominante en concentraciones < 0.3 ml/L, y Machain-Castillo *et al.* (2006) la reportaron en valores de 0.1-0.8 ml/L de OD.

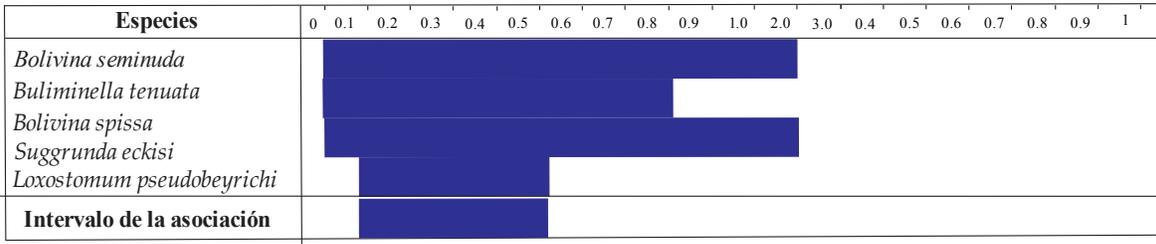
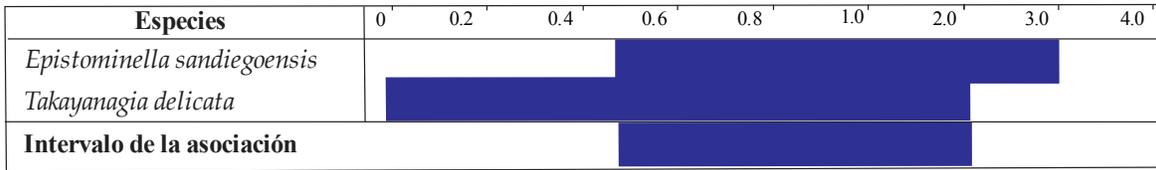
Pseudoparella bradyana



El taxón Rótalido spp., puesto que se identificó a nivel familia es difícil determinar su preferencia ecológica, cabe resaltar que dicho taxón presentó una tendencia similar a *B. seminuda*. En cuanto a *G. soldanni* var. *nitidula* y *P. obesa* no mostraron una tendencia clara por lo cual no se detalló su preferencia ecológica.

Con base a la información anterior, se determinó el intervalo de la concentración de OD para las especies que mostraron una tendencia similar (Fig. 16). La primera asociación formada fue de *E. sandiegoensis* y *T. delicata* que según la bibliografía consultada tienen su

límite inferior de tolerancia >0.5 ml/L. La siguiente asociación formada es de *B. seminuda*, *B. tenuata*, *B. spissa*, *S. eckisi* y *L. pseudobeyrichi*, que en conjunto mostraron un intervalo de 0.01 a 0.5 ml/L de OD.



14. ANEXOS

Anexo I. Edad promedio y tasa de sedimentación obtenido por ^{210}Pb de los centímetros analizados de la secuencia Tehua XII 03

Profundidad (cm)	Edad promedio (A. D.)	error u (Δt)	Tasa de sedimentación si (cm/año)	error u (si)
0-1	2011.4	0.4	0.18	0.02
1-2	2005.3	0.5	0.16	0.02
2-3	1998.4	0.7	0.14	0.01
3-4	1990.6	0.8	0.12	0.01
4-5	1982	1	0.11	0.01
5-6	1972.7	1.2	0.11	0.01
6-7	1964.6	1.3	0.15	0.02
7-8	1957.6	1.4	0.14	0.02
8-9	1950.7	1.6	0.15	0.02
9-10	1944.1	1.9	0.15	0.02
10-11	1938	2	0.18	0.02
11-12	1932	2	0.16	0.02
12-13	1925	3	0.14	0.02

Anexo II. Correlación de las láminas de la losa Tehua XII E03-4C con el núcleo datado Tehua XII E03. En rojo se señala la edad de la lámina correlacionada, mientras que las demás láminas fueron interpoladas con base al espesor de la lámina.

Lámina correlacionada	Losa Tehua XII E03-4C				Núcleo datado Tehua XII E03	
	No. lámina	Profundidad (cm)	Intervalo de edad	Observaciones	Profundidad (cm)	Observaciones
2013	1	0.0-0.3	2013-10		0.0-0.2	
	2	0.3-0.45	2009-10	Lamina clara	0.2-0.4	Lamina clara
	3	0.45-0.7	2007-08	Lámina oscura	0.6-0.75	
2005	4	0.7-0.9	2004-06	Lámina clara	0.75-0.85	Lamina clara
	5	0.9-1.05	2002-03	Lamina oscura	0.85-0.90	Lámina oscura bien definida
	6	1.05-1.25	1998-01			
1998	7	1.25-1.3	1997-98	Lámina oscura, irregular del lado izquierdo	1.0-1.15	Lámina oscura bien definido irregular del lado izquierdo
	8	1.3-1.8	1995-96			
	9	1.8-2.15	1993-94	Lámina, poco definida	2.3-2.5	Lamina oscura
	10	2.15-2.25	1991-92	Lámina clara, no muy bien definida		
1990	11	2.25-2.4	1988-90	Lámina oscura	2.9-3.2	Lamina oscura
	12	2.4-2.75	1986-87	Lámina poco definida		
1986	13a)	2.75-2.87	1984-85	Lámina clara	3.65-3.85	Lamina clara
	13b)	2.87-3.0	----	Lamina de la cuarta parte del lado izquierdo, poco definido. Corta las láminas 10-13a)		
	14	2.87-3.3	1982-83	Lámina clara, poco definida		
	15	3.3-4.1	1977-81	Lámina más oscura que la no. 14, probablemente más de un evento.		
	16	4.1-4.4	1976		4.7-4.85	Lamina oscura
1973	17	4.4-4.65	1974-75	Lámina clara bien definida	4.85-5.1	Lamina clara
	18	4.65-5.15	1972-73	Lamina ligeramente clara, no bien definida		
1970	19	5.15-5.6	1970-71	Lamina clara	5.5-5.7	Lamina clara
	20	5.6-6.1	1967-70			

	21	6.1-6.33	1965-66	Lamina oscura		
	22	6.33-6.55	1960-64	Lámina clara	6.6-6.75	Lamina clara
1957	23	6.55-7.25	1957	Material alóctono. Corta por el lado derecho a las láminas 22- 27.	7.4-7.6	Lamina oscura
1960	24	7.25-6.9	1957-59	Lamina oscura, del lado izquierdo es menos evidente	7.6-7.8	Lamina oscura
1955	25	6.9-7.03	1954-56	Lámina clara bien definida	8.0-8.2	lamina clara
	26	7.03-7.2	1952-54	Lamina oscura		
	27	7.2-7.45	1949-51	lamina clara bien definida	8.4-8.5	Lamina clara
1944	28	7.45-7.98	1947-48	Lámina oscura	8.8-9.2	Lamina oscura y gruesa, un poco irregular
	29	7.98-8.45	1945-46			
	30	8.45-8.85	1943-44	Lamina clara poco definida		
	31	8.85-9.32	1939-42			
	32	9.32-9.5	1936-38	Lamina clara		
1934	33	9.5-9.62	1934-35	Lámina clara bien definida	10.85-11.05	Lamina clara
	34	9.62-9.85	1930-32	Lámina oscura poco definida	11.05-11.2	Lamina oscura
1932	35	9.85-10.8	1927-28	Lámina oscura, probablemente más de un evento.	11.5-11.7	Lamina oscura
	36	10.8-11.3	1926			
	37	11.3-11.6	1925	Lamina clara bien definida		
1925	38	11.6-11.7		Lamina oscura	12.6-12.8	Lamina oscura

Anexo III. Matriz de conteos de diatomeas, se incluyen los datos de cada muestra con las que se calcularon las abundancias absolutas y relativas.

Peso (g)	0.270	0.114	0.476	0.286	0.231	0.453	0.375	0.443	0.456	0.379	0.358	0.551	0.369
Área contada (mm)	7.14	10.73	6.88	3.6	7.15	7.31	5.3	5.45	9.06	5.37	9.01	5.38	12.39
Área del cubreobjetos 19Φ (mm)	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284
Número de valvas contadas	328	331.5	302	359	327.5	365	364.5	366.5	380	394	322.5	319.5	416.5
Volumen alícuota 200μl (ml)	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Factor de dilución (ml)	20	10	30	10	20	40	20	40	40	20	40	40	30
Volumen de concentración (ml)	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30
No. Lámina	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13 a)
<i>Actinocyclus ellipticus</i> Grunow, 1883	14	15	22	19	14	11	15	13	11	11	2	7	8
<i>Actinocyclus octonarius</i> Ehrenberg, 1837								1	2	6	2		4
<i>Actinocyclus</i> sp1. Ralfs, 1861			8		1	1	1		3				1
<i>Actinoptychus senarius</i> (Ehrenberg) Ehrenberg, 1843		5		2				1		1	1		2
<i>Actinoptychus splendens</i> (Shadbolt) Ralfs, 1861		1	2						1				
<i>Alveus marinus</i> (Grunow) Kaczmarek & Fryxell, 1996	1	1		0.5	1		4			3	3		
<i>Asteromphalus arachne</i> (Brébisson) Ralfs, 1861			3	3	1	1				4	4	2	1
<i>Asteromphalus elegans</i> Greville, 1859										1			
<i>Asteromphalus flabellatus</i> (Brébisson) Greville, 1859	0.5		1	1				1	1	1			
<i>Asteromphalus</i> sp.1 Grunow, 1876											1		
<i>Azpeitia africana</i> (Janisch ex A.Schmidt) G.Fryxell & T.P.Watkins, 1986				1									
<i>Azpeitia neocrenulata</i> (S.L.VanLandingham) G.Fryxell & T.P.Watkins, 1986		1	2	2	2			2		3			2
<i>Azpeitia nodulifera</i> (A.Schmidt) G.A.Fryxell & P.A.Sims, 1986	2	2					2						2
<i>Azpeitia tabularis</i> (Grunow) G.Fryxell & P.A.Sims, 1986						2							
<i>Bacteriastrum</i> sp.1 Shadbolt, 1854		2			1	1	1			2	1	1	1
<i>Biddulphia alternans</i> (Bailey) Van Heurck, 1885	2						3	2					
<i>Cocconeis</i> sp. 1 Ehrenberg, 1837	2	1	1	9	7	3	10	7	1	1	4		
<i>Coscinodiscus centralis</i> Ehrenberg, 1839					0.5								
<i>Coscinodiscus marginatus</i> Ehrenberg, 1843	2.5	1	2					1		2			
<i>Coscinodiscus radiatus</i> Ehrenberg, 1840									2				
<i>Coscinodiscus</i> sp.1 Ehrenberg, 1839		1											2
<i>Cyclotella litoralis</i> Lange & Syvertsen, 1989	22.5	25	16	14	27	19	13	8	15	20	18	12	22
<i>Cyclotella striata</i> (Kützing) Grunow, 1880	0.5					0.5			1	1	5	3	

<i>Cymatonitzschia marina</i> (F.W.Lewis) R.Simonsen, 1974						2					1	1	
<i>Delphineis surirella</i> (Ehrenberg) G.W.Andrews, 1981						5		3	5	2	3	11	2
Diatomea Coscinodiscophyceae Round y Crawford, 1990	4												
<i>Diploneis bombus</i> (Ehrenberg) Ehrenberg, 1853	1	1		2	1	1		5	2	2	2	4	
<i>Diploneis decipiens</i> A.Cleve, 1915												2	
<i>Diploneis</i> sp.1 Ehrenberg ex Cleve, 1894		2		2			1		2	3	2	2	5
<i>Ditylum brightwellii</i> (T.West) Grunow, 1885	1	1			1							3	3
Esporas <i>Chaetoceros</i> Ehrenberg, 1844	37	45	47	36	15	29	33	46	33	37	23	21	43
Esporas con espina 137;153	12	9	8	9	1	5	3		4	7	6	5	5
<i>Fragilariopsis doliolus</i> (Wallich) Medlin & P.A.Sims, 1993	18	11	6	13	16	14	18	26	17	21	10	18	33
<i>Hemidiscus cuneiformis</i> Wallich, 1860		1					2	2					
<i>Lioloma pacificum</i> (Cupp) Hasle, 1996	8	10	8.5	12.5	15	9.5	9.5	6.5	3.5	3.5	6.5	6	10
<i>Lyrella</i> sp. Karajeva, 1978													
<i>Mastogloia</i> sp. Thwaites ex W.Smith, 1856							1						
<i>Navicula directa</i> (W.Smith) Ralfs, 1861												1	
<i>Navicula</i> sp.1 Bory de Saint-Vincent, 1822		1		1			1		3	2	2	3	
<i>Neodelphineis indica</i> (F.J.R.Taylor) Y.Tanimura, 1992													
<i>Neodelphineis pelagica</i> Takano, 1982	39	47	33	48	61	81	69	37	44	33	27	43	33
<i>Nitzschia interruptestriata</i> Simonsen, 1974	3	5	3	7	2	8	9	5	6	15	6	8	9
<i>Nitzschia leehyi</i> G.Fryxell, 2000						1	2	2	5	1	5	6	5
<i>Nitzschia sicula</i> (Castracane) Hustedt,				1	1								
<i>Nitzschia</i> spp. 263 Baer, 1826		1	0.5		1	1						2	
<i>Odontella</i> sp. C.Agardh, 1832	0.5					0.5			1	2		1	
<i>Opephora pacifica</i> (Grunow) Petit, 1888		1		1									
<i>Paralia sulcata</i> (Ehrenberg) Cleve, 1873	2		6	5	3	1		4		1	2	2	
Penada Fragilariophyceae Round, 1990									2		1		
<i>Pleurosigma directum</i> Grunow, 1880	0.5				3				2		1		2
<i>Pleurosigma diversestriatum</i> F.Meister 1934													
<i>Pleurosigma</i> sp.1 W.Smith, 1852													
<i>Psammodictyon panduriforme</i> (W.Gregory) D.G.Mann, 1990											1		
<i>Psammodiscus nitidus</i> (W.Gregory) Round & D.G.Mann, 1980													3
<i>Pseudonitzschia</i> spp. H.Peragallo, 1900									0.5	6			5

<i>Rhizosolenia bergonii</i> H.Peragallo, 1892	3	1	2		7	1	1	2	7	6	2		4
<i>Rhizosolenia crassispina</i> J.L.B.Schröder 1906	6	1	2	1	1				1	3	1	2	
<i>Rhizosolenia setigera</i> Brightwell, 1858	2		1			1	2	1	3	3	2	1	4
<i>Rhizosolenia</i> sp.1 Brightwell, 1858		6	4	1	3	5	2	5	2	6	4	8	6
<i>Rhizosolenia</i> sp. 2 Brightwell, 1858										1			2
<i>Rhopalodia musculus</i> (Kützing) Otto Müller, 1900	4		2										
<i>Roperia tessellata</i> (Roper) Grunow ex Pelletan, 1889	3	2			4	4		1		11	9	4	5
<i>Shionodiscus oestrupii</i> (Ostenfeld) A.J.Alverson, S.H.Kang & E.C.Theriot, 2006	14.5	6	3	14.5	4.5	8	7	18	7	9	19	19	27
<i>Stephanopyxis</i> sp. (Ehrenberg) Ehrenberg, 1845													
<i>Stictodiscus</i> sp. Greville, 1861								1					
<i>Surirella fastuosa</i> (Ehrenberg) Ehrenberg, 1843	0.5												
<i>Thalassionema bacillare</i> (Heiden) Kolbe, 1955	15	12	11.5	34	16	7.5	14	15	25	23.5	34.5	28.5	32.5
<i>Thalassionema nitzschiodes</i> (Grunow) Mereschkowsky, 1902	46.5	41	32	47	61.5	79	65	54	68	67	57	57	65
<i>Thalassionema nitzschiodes</i> var. <i>parvum</i> Moreno-Ruiz, nom. inval.	21	17	10	17	13	9	15	13	25	26	4	13	15
<i>Thalassionema pseudonitzschiodes</i> (G.Schuette & H.Schrader) G.R.Hasle, 1996	25	39	16	32	24	21	17	11	7	1	4	1	7
<i>Thalassiosira decipiens</i> (Grunow) E.G.Jørgensen, 1905	5	3	21	10	6	11	5	11	14	11	6	3	12
<i>Thalassiosira eccentrica</i> (Ehrenberg) Cleve, 1904	3.5	7	5	2	8	3	7	4	8	10	13	7	12
<i>Thalassiosira leptopus</i> (Grunow ex Van Heurck) Hasle & G.Fryxell, 1977		3	5	1		1				1			1
<i>Thalassiosira lineata</i> Jousé, 1968	2		6	1		3	7	13	13	7	10	1	5
<i>Thalassiosira simonsenii</i> Hasle & G.Fryxell, 1977		1					2	6	5	8	5	3	9
<i>Thalassiosira</i> sp.1 Cleve, 1983							1	1	1				
<i>Thalassiosira tenera</i> Proschkina-Lavrenko, 1961	1	0.5	6.5	3		3	16	31	21	6	4	2	6
<i>Thalassiothrix sphaulata</i> Hasle, 1999				0.5		1		2	1		0.5	1	
<i>Trachyneis</i> sp.1 P.T.Cleve, 1894				3									
<i>Trigonium formosum</i> (Brightwell) Cleve, 1867													
<i>Tryblionella hungarica</i> (Grunow) Frenguelli, 1942												1	

Anexo III. Continuación...

0.325	0.440	0.511	0.395	0.508	0.463	0.538	0.634	0.661	0.484	0.591	0.475	0.219	0.382	0.538	0.511	0.535	0.503	0.536	0.474	0.218	0.568	0.498	
12.51	12.48	7.1	12.43	10.72	10.71	10.58	5.3	5.35	5.36	28.57	7.08	7.16	4.74	7.13	3.59	6.2	5.34	5.45	6.13	7.16	7.22	5.34	
284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	284	
434.5	403.5	318.5	249.5	388	312	352	321	342.5	454	310.5	299	365.5	354	446.5	359	400.5	384	428.5	440.5	422.5	483	379.5	
0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	
30	40	50	40	40	60	60	30	60	40	10	50	20	30	60	10	20	40	40	40	20	50	50	
30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	30	
14	15	16	17	18	19	20	21	22	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	
7	2	1	1	1	4	1	5	5	3	5	2	11	5	5	9	2	9	5	2	3	4	4	
1		5	6	4			1				1			2	1	1	4	4	1	2	1	3	
				3																			
	2						2	1				3		2		2		1				2	
2	1	1					1				2	1	1								1		
	1			3	1	5	4	8	7	1	4		3		2	4					4	5	4
	2			1	2	1	1	1			2		5	1			2				5	2	2
											1												
					1									1									
											1					1						1	
																						2	
																	1						
	2			2												1	2				4	1	8
			2										2							3	1		1
2	2		4	1	3			2		1	3	1				1		1	2		1	5	
			2				1							2				2					
1	1				2	1		2	5	1	1	1				3	1						1
1	1																1						
					2	2		7	1	1	5	4	6	1		3					2		
18	15	10	13	11	8	7	7	7	2	5	10	5	7	7	14	8	14	12	11	5	3	11	
3		1	2	4					2	4	1		3		2		3	4	2	2	1		

														1	1	1			2			
11	20	10	5	11	15	1	6	16	7	9	13	18	12	6	3	6	13	8	18	6	5	12
2	1	1	2			1	1	2	2	4		4	2	1	4	2		2	2	1		1
															5	1						
1	4		5	4	4		1	5		5		5	1		1	3	1		2	3	12	1
5	3	1	2	1	2	2					1		3		1	1						2
32	22	28	48	25	36	39	55	34	31	39	42	53	32	53	35	66	96	81	91	67	60	60
4	2					3		2		1	2	2	1	2	12	6	8	5	7	6	4	1
24	15	22	25	24	26	21	24	34	24	17	13	24	9	19	16	20	10	13	16	17	21	17
								1						1								1
6.5	6.5	6.5	7.5	4.5	14	12.5	11	13	10.5	14.5	15.5	14	15.5	24	45	25	12.5	24	20	13.5	17	13
			1																			
															1							
1	2		1					8		1		2	1	1			3	2	1		1	3
1				2																		
55	43	29	43	42	65	45	54	70	45	27	56	64	38	43	39	51	28	49	53	28	10	68
7		13	1	7	3	3	4	4	2	5	9	6	4	4	6	3	2	6	8	7	6	4
5	4	2	2	3	1	3		4	6	9	1	10		1	3		3		2	3		
	1																					
				1		1												1		1		
1	1	2				2	1	2	1		1		3	3			1		2		2	1
2	8		5		2		8	8	1		1	4	4	2	1	4	2	2		3	2	2
			1																			
1	1	4	2				1	1			1	3		1		1				3		
1	1																		1			
												3	1	1	1							3
						1	1		2				1	3	9	2	1					
												2	1									

4	3	2	4	1	1	4	3	2	4	1	5	5	6	6	2	6	1	4	3	2	1	
		2	3																			
8	7	4	6	8	5	5	6	9	1	6	5	4	4	3	1	2	3	4	5	4	3	4
4	8	2	5	4	2	7				3	3	8	4	6	4	4	4	1	2	3	2	2
6	5	2		1	1	2	3	2		5	5			4				2			2	1
2	3	4	6		3			1				3	8	3	1	1	3	1				
11	13	7	28	23	13	28	18	19	16	31	20	22	18	12	14	14	33	23	11	7	6	16
													2									
										1												
39.5	26.5	25	35.5	20.5	32	29.5	26.5	37	24.5	18	17.5	24.5	18.5	18.5	12	11.5	21	14.5	20.5	33	20.5	26
77	54	32	65	63	53	55	53	68	59	80	52	72	82	101	81	77	87	91	110	104	49	101
6	2	3	8	3	13	11	10	16	9	19	18	11	20	15	32	25	27	27	19	15	27	11
7	4	2	6	1	5		4	6	11	9	7	10	7		3	28	4	5	2			9
15	7	2	7	6	6	6	3	1	7	5	5	7	1	3	2	8	2	4	8	2	4	6
13	3	5	7	5	7	4	3	14	2	13	6	8	7	7	3	6	6	1	8	2		6
1							2				2	1	1	7	5	5	2	4	7	4	6	8
1	6	4	7	7	3	5	9	3	2	4	4	4	7	2	2	2	3	1	9	4	3	5
2	2	6	5	2	6	7	3	22	2	11	6	11	3	7	9	8	9	6	9	2	6	7
					4	1				1			1	2	1			1	1	2		
8	6	5	13	4	4	5	6	11	12	4	6	12	5	8	3	12	16	11	16	4	4	10
1.5	2.5	2		2			2												3.5		3	1.5
															1						1	

Anexo IV. Matriz de conteos de FB, se incluyen los datos de cada muestra con las que se calcularon las abundancias absolutas y relativas.

Fracción	1/4	1/16	1/16	1/8	1/16	1/4	1/4	1/8	1/4	1/8	1/8	1/16	1/8
Peso (g)	0.5631	1.6428	1.1067	1.44	1.7295	0.557	0.6561	1.3398	0.5838	3.2011	4.6155	2.3125	1.0934
No. Lámina	4	6	7	8	9	10	11	12	13a)	14	15	16	17
<i>Angulogerina carinata</i> (Cushman, 1923)	1	2	2	3	5	4	6	1	6	6	5	5	3
<i>Bolivina bicostata</i> Cushman, 1926													
<i>Bolivina minuta</i> (Natland, 1938)					1								
<i>Bolivina plicata</i> d'Orbigny, 1839													
<i>Bolivina seminuda</i> Cushman, 1911	68	57	37	98	54	30	36	43	48	97	114	50	44
<i>Bolivina semiperforata</i> Martin, 1952	3					1			1				
<i>Bolivina spissa</i> Cushman, 1926	30	17	13	20	13	10	9	8	10	7	2	1	1
<i>Bolivina</i> spp. d'Orbigny, 1839										2	1		
<i>Bolivina subadvena</i> Cushman, 1926	12	15	9	16	11	17	17	9	9	34	25	7	10
<i>Bolivina tongui</i> Cushman, 1929										1			
<i>Bolivina vughani</i> Natland, 1938	13	1	5			1			2		1		
<i>Bulimina espinosa</i> (Cushman, 1911)	2					1							
<i>Bulimina striata</i> d'Orbigny in Guérin-Méneville, 1843	1	7	1	5	3	3	2		2	1	1		1
<i>Buliminella bassendorffensis</i> Cushman & Parker, 1937													
<i>Buliminella curta</i> (Cushman, 1925)	8	7	5	12	3	5	4	7	5	16	9	5	4
<i>Buliminella elegantissima</i> (d'Orbigny, 1839)	5			1				2		2	1		1
<i>Buliminella tenuata</i> Cushman, 1927	61	53	30	51	32	37	32	52	68	165	165	38	46
<i>Cassidulina tortuosa</i> Cushman & Hughes, 1925	19	1	4		2	1	1		3	4		1	
<i>Cassidulina tumida</i> Natland, 1938		19	8	12	2	5	3				3		
<i>Epistominella pacifica</i> (Cushman, 1927)							1		1	5		1	
<i>Epistominella sandiegoensis</i> Uchio, 1960	99	84	43	122	86	81	87	108	110	325	270	172	131
<i>Fursenkoina pontoni</i> (Cushman, 1932)		1	4										
<i>Globobulimina affinis</i> (d'Orbigny, 1839)	1			1	1	1		1			1		
<i>Globobulimina pacifica</i> Cushman, 1927			1										

<i>Globocassidulina subglobosa</i> (Brady, 1881)	2	1				1	2				1	1	
<i>Globocassidulina subglobosa</i> juv?	6	5	4	15	6		6	3	4	1			
<i>Gyroidina soldanii nitidula</i> (Schwager, 1866)	34	12	14	44	26	22	13	26	27	68	41	17	22
<i>Hansenisca soldanii</i> (d'Orbigny, 1826)	3	3		1	1				1				
<i>Lagena</i> spp. Walker & Boys, 1784 (7 formas)	1	0	1							2	1		
<i>Lenticulina</i> spp. Lamarck, 1804	1									1		1	1
<i>Loxostomum pseudoberychi</i> (Cushman, 1926)	27	15	13	24	10	13	9	16	4	18	3	1	2
<i>Melonis pompilioides</i> (Fichtel & Moll, 1798)		1		1									
<i>Nodosaria</i> spp. Lamarck, 1816				1	1								
<i>Nonionella basiloba</i> Cushman & McCulloch, 1940						2	2			1			1
<i>Nonionella basispinata</i> (Cushman & Moyer, 1930)	1	3		2	1	3		1	2				
<i>Pseudoparrella bradyana</i> (Cushman, 1927)	24	29	9	23	13	9	8	9	6	13	13	6	7
<i>Pseudoparrella obesa</i> Bandy & Arnal, 1957	6	1	11	14	7	3	9	7	9	21	17	4	11
Rotalido sp.	27	25	13	43	25	9	18	19	24	66	23	13	12
<i>Suggrunda eckisi</i> Natland, 1950	13	10	9	59	37	67	25	20	62	86	37	32	18
<i>Takayanagia delicata</i> (Cushman, 1927)	20	18	21	44	29	45	42	23	51	119	120	62	57
<i>Uvigerina dirupta</i> Todd, 1948													
<i>Uvigerina excellens</i> Todd, 1948													
<i>Valvulineria araucana</i> (d'Orbigny, 1839)	2	3		6	7	4	6		6		3		

Anexo IV. Continuación...

1/4	1/16	1/8	3/16	1/8	1/2	1/8	1/2	3/16	1/4	3/32	1/8	1/8	1/8	1/32	1/4	3/32	1/16	1/16	1/8
4.273	2.2332	3.0518	1.2235	1.8295	2.7418	1.854	0.4211	1.1998	1.8725	3.0037	3.6267	3.1634	3.2248	1.4832	0.5535	1.887	6.1355	3.3507	3.3177
18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
12	3	3	1				3		2	1	4	3	10	3	4		11	4	5
																	1		
		3		3		3			1	1	1	1	3			1	3		2
2																			
107	22	45	18	11		29	19	17	33	40	57	70	218	59	43	43	91	59	101
				2	1		3			3	2	2	3	5					
1		1		1		1					1		4	3	3	4	9	1	5
2		1													1				
49	16	40	9	17	1	15	20	12	12	22	35	26	49	10	2	12	16	21	1
																	2		
							1						2						
													1						2
4		1						1		1		1			2		2	3	2
		1					1		1	1	1		2		1		1		9
6		6	2	3		1	1	2	3	5	4	14	14	4	1	10	13	3	2
2			1						2	1					3	1	3		77
146	35	94	40	19	4	27	38	30	63	61	81	75	149	44	38	35	65	29	
4						2					1		12					8	
	1			1			1	1	2					2	1	7	6	8	2
	2	2								1			1						244
194	96	294	149	126	1	174	155	146	139	98	197	284	362	106	135	82	285	164	
														1		1			
																1			

2		1				1	1	2		1					1		4		
4	3		8			1		2	2							1	15		54
56	13	66	14	12		17	20	19	41	8	39	33	85	26	24	27	61	22	
				1															1
1		3		1			1				1	1					1		
			1	1			1				1	1			1		1	1	6
2	2		2									1	17	9	7	5	12	4	
																1			1
													1	2				1	
														1			2		9
16	1	4	2	1		3	6	17		1	8	1	21	7	1	8	26	23	14
30	17	42	7	11		26	12	4	25	13	10	20	81	13	31	19	25	19	15
19	19	25	10	3		10	8	4	12	4	11	25	82	19	20	9	17	23	91
35	21	36	4	11		17	13	11	12	24	17	10	99	34	24	14	31	43	115
131	67	123	58	48		57	50	51	76	58	76	63	166	38	17	13	73	66	0
										1									
														7					
1		1		1						1			13	1			1		

Anexo V. Abundancias absolutas de diatomeas y foraminíferos bentónicos en cada lámina

No. Lámina	Diatomeas (valvas/g)	Foraminíferos bentónicos (FB/g)
1	144.47 X10 ⁶	--
2	114.95 X10 ⁶	--
3	117.68 X10 ⁶	--
4	148.10 X10 ⁶	3.52 X10 ³
5	168.65 X10 ⁶	--
6	187.59 X10 ⁶	3.83 X10 ³
7	155.99 X10 ⁶	3.77 X10 ³
8	258.41 X10 ⁶	3.45 X10 ³
9	156.51 X10 ⁶	3.51 X10 ³
10	164.49 X10 ⁶	2.71 X10 ³
11	169.94 X10 ⁶	2.07 X10 ³
12	183.32 X10 ⁶	2.16 X10 ³
13a	116.26 X10 ⁶	3.17 X10 ³
14	125.09 X10 ⁶	2.66 X10 ³
15	186.57 X10 ⁶	1.50 X10 ³
16	86.38 X10 ⁶	2.91 X10 ³
17	121.32 X10 ⁶	2.73 X10 ³
18	160.42 X10 ⁶	0.77 X10 ³
19	157.80 X10 ⁶	2.28 X10 ³
20	121.98 X10 ⁶	2.08 X10 ³
21	247.33 X10 ⁶	1.42 X10 ³
22	297.65 X10 ⁶	1.20 X10 ³
24	188.98 X10 ⁶	1.67 X10 ³
25	198.36 X10 ⁶	1.69 X10 ³
26	249.18 X10 ⁶	1.42 X10 ³
27	297.24 X10 ⁶	0.91 X10 ³
28	83.28 X10 ⁶	1.24 X10 ³
29	102.78 X10 ⁶	1.21 X10 ³
30	243.20 X10 ⁶	1.61 X10 ³
31	249.45 X10 ⁶	3.53 X10 ³
32	257.85 X10 ⁶	8.50 X10 ³
33	230.55 X10 ⁶	2.64 X10 ³
34	250.45 X10 ⁶	1.70 X10 ³
35	303.76 X10 ⁶	2.06 X10 ³
36	150.05 X10 ⁶	2.43 X10 ³
37	344.56 X10 ⁶	1.88 X10 ³

Anexo VI. Índices de diversidad de diatomeas

No. Lámina	Riqueza (S)	Shannon (H')	Equidad (J')	Dominancia (D')
1	36	4.208	0.814	0.565
2	37	4.072	0.782	0.687
3	32	4.240	0.848	0.508
4	32	4.044	0.809	0.612
5	31	3.895	0.786	0.783
6	37	3.817	0.733	0.882
7	33	4.023	0.798	0.756
8	35	4.248	0.828	0.531
9	40	4.316	0.811	0.583
10	43	4.507	0.831	0.522
11	42	4.437	0.823	0.583
12	39	4.301	0.814	0.640
13a	36	4.349	0.841	0.541
14	40	4.226	0.794	0.655
15	41	4.383	0.818	0.606
16	33	4.247	0.842	0.607
17	36	4.219	0.816	0.637
18	36	4.115	0.796	0.769
19	34	4.058	0.798	0.776
20	33	4.014	0.796	0.740
21	34	3.995	0.785	0.744
22	37	4.252	0.816	0.656
24	28	3.900	0.811	0.826
25	33	4.126	0.818	0.661
26	39	4.279	0.810	0.678
27	37	4.288	0.823	0.658
28	39	4.245	0.803	0.669
29	40	3.999	0.751	0.869
30	38	4.042	0.770	0.834
31	39	4.132	0.782	0.711
32	36	3.918	0.758	0.779
33	34	3.841	0.755	0.858
34	34	3.885	0.764	0.826
35	37	3.830	0.735	0.931
36	35	4.071	0.794	0.626
37	38	4.010	0.764	0.884

Anexo VII. Índices de diversidad de foraminíferos bentónicos.

No. Lámina	Riqueza (S)	Shannon (H')	Equidad (J')	Dominancia (λ)
1	--	--	--	--
2	--	--	--	--
3	--	--	--	--
4	29	2.679	0.796	0.888
5	--	--	--	--
6	25	2.579	0.801	0.894
7	23	2.728	0.870	0.870
8	25	2.577	0.801	0.896
9	25	2.559	0.795	0.902
10	26	2.493	0.765	0.903
11	22	2.507	0.811	0.907
12	19	2.324	0.789	0.936
13a	24	2.385	0.750	0.924
14	24	2.22	0.698	0.939
15	24	2.081	0.655	0.947
16	19	1.953	0.663	0.970
17	19	2.075	0.705	0.956
18	22	2.247	0.727	0.929
19	15	2.091	0.772	0.942
20	21	2.029	0.666	0.958
21	16	1.798	0.649	0.996
22	20	1.904	0.636	0.990
24	17	1.892	0.668	0.982
25	20	1.961	0.655	0.972
26	15	1.841	0.680	0.985
27	17	2.031	0.717	0.946
28	22	2.129	0.689	0.940
29	20	2.031	0.678	0.955
30	19	1.896	0.644	0.978
31	24	2.352	0.740	0.928
32	21	2.356	0.774	0.929
33	22	2.163	0.700	0.951
34	21	2.409	0.791	0.928
35	27	2.32	0.704	0.942
36	20	2.28	0.761	0.936
37	24	2.151	0.677	0.940