



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES IZTACALA

*Los silicoflagelados de los sedimentos laminados en
la Cuenca del Carmen, Golfo de California: sus
implicaciones oceanográficas y climáticas durante
el Holoceno Tardío.*

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

B I Ó L O G A

PRESENTA

Daniela Ollin Cuauhtle Mora

DIRECTORA DE TESIS

Dra. Ligia Pérez Cruz



LOS REYES IZTACALA, TLALNEPANTLA DE BAZ, ESTADO DE MÉXICO.
MAYO, 2011.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

*...hear the call from below of an underwater world
land of Mu is close to the stars
in the arms of the sea you will live as hypnotized...*

(Lemuria)

AGRADECIMIENTOS ACADÉMICOS

A mi directora de tesis la Dra. Ligia Pérez Cruz, por haberme hecho parte del equipo de la Nucleoteca II, por brindarme su apoyo y confianza durante la realización de esta tesis y por todos los consejos tanto profesionales como personales que me han enriquecido durante estos dos años.

A mis sinodales: Dra. Gloria Vilaclara Fatjó, Biól. Leticia Martínez López, Biól. Ma. del Rosario Fernández Barajas y al M. en C. Mario Miranda Herrera, por su apoyo, los consejos y las observaciones realizadas para enriquecer mi tesis.

A la Facultad de Estudios Superiores Iztacala por mi formación académica y por brindarme los recursos necesarios para concluir mi carrera.

Al Instituto de Geofísica y en especial al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, quien me otorgo un lugar en el área de Paleomagnetismo y Paleoambientes y en la Nucleoteca II.

Al Instituto de Geofísica por la beca que me fue otorgada para la realización de mi tesis dentro del contexto del proyecto PAPIIT IN 115206 y PAPIIT IN 107709 y CONACYT (81288).

Por la Beca de Tesis de Licenciatura COMECYT 2010 promoción Junio 2010 otorgada por el Consejo Mexiquense de Ciencia y Tecnología (COMECYT).

Y a mi querida Universidad Nacional Autónoma de México por ser mi gran casa de estudios y ser una de las principales instituciones dedicadas a la investigación en México, que nos brinda un espacio para explorar nuestra curiosidad humana y científica.

¡POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU!

AGRADECIMIENTOS PERSONALES

A mi madre: Bertha Mora Pérez, por ser el principal pilar de mi vida, tú has sido uno de mis mayores alicientes durante todos estos años, tu apoyo incondicional y tu confianza y en especial tu amor, me ayudaron a alcanzar mis metas y a llenarme de éxitos. Gracias.

A mis hermanos Miguel y Alejandra, porque han estado ahí en mis buenos y malos momentos escuchando, apoyando y haciéndome reír y enojar, porque son parte esencial de mi vida y son una de las fuerzas para cumplir los objetivos que me he marcado.

A mis tíos, primos y abuelos, en especial a mi abuelo Miguel Cuauhtle, porque siempre estuvieron al pendiente de mi vida y de mis logros profesionales. Gracias por todo.

A Ignacio porque compartiste conmigo esta hermosa carrera, te agradezco tu apoyo, cariño y amor que me has brindado en este tiempo y porque eres una parte importante de mi vida.

A mis amigos y compañeros biólogos de la Facultad de Estudios Superiores Iztacala: Isabella, Ulises, Tomás, Mireya, José Luis "Canijillo", Sergio "Checo" y Emilio, así como a todas las personas que compartieron conmigo esta carrera.

A mis amigos de la Nucleoteca II: Gladys, Laura, Marysol, Male, Angel; y a los chicos "Telerín": Alejandra, Hugo, Rafa, Manuel y Edgar, con los que he compartido esta nueva etapa de mi vida, dentro de un campo nuevo para mí, que es la paleocenaografía, a todos ustedes les agradezco por su paciencia y apoyo al entendimiento de esta área, y por todos esos buenos momentos que hemos pasado juntos.

Y por último a la persona que por azares del destino compartió conmigo un "semaforante de su vida", porque a pesar del poco tiempo que llevo de conocerte te he llegado a querer y a valorar por ser lo que eres. Gracias por todo tu apoyo en mi vida y en la realización de esta tesis. Gracias NIÑO!

ÍNDICE

RESUMEN	
INTRODUCCIÓN	1
ANTECEDENTES	3
1.- Los silicoflagelados	
1.1.- Biología	3
1.2.- Morfología	4
1.3.- Reproducción y ciclo de vida	5
1.4.- Ecología	6
1.5.- Origen y evolución	7
1.6.- Clasificación de los silicoflagelados	10
1.7.- Aplicación en estudios paleoceanográficos	10
JUSTIFICACIÓN	12
OBJETIVOS	12
ÁREA DE ESTUDIO	13
1.- Localización del golfo de California	13
2.- Climatología	14
3.- Oceanografía	17
4.- “El Niño” en el golfo de California	21
5.- Productividad Primaria	22
6.- Batimetría	23
7.- Sedimentos en el golfo de California	23
8.- Descripción de la secuencia sedimentaria K58 y Modelo de Edad	26
VARIABILIDAD CLIMÁTICA DEL HOLOCENO	29
1.- Mecanismos de forzamiento climático durante el Holoceno	31
MATERIALES Y MÉTODOS	34
1.- Colecta en el barco	34
2.- Procesamiento de muestras sedimentarias de la secuencia K58 para la elaboración de placas micropaleontológicas para el estudio de silicoflagelados	34
3.- Identificación taxonómica y conteo de especímenes	35
4.- Manejo de datos estadísticos	36
RESULTADOS E INTERPRETACIÓN	37
1.- Abundancia de especies	37
2.- Afinidades ecológicas	38
3.- Distribución de las especies en la columna sedimentaria	42
4.- Interpretación paleoceanográfica del intervalo de ~850 a 2700 años AP	43
CONCLUSIONES	48
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49
ANEXO I Y II	55
LÁMINAS	65

ÍNDICE DE FIGURAS, TABLAS Y LÁMINAS

Figura 1.- Esquema que muestra los organelos de un silicoflagelado del género <i>Distephanus</i> (Modificado de van Valkenburg, 1971, a,b en Lee, 2008).....	3
Figura 2.- Principales estructuras del esqueleto de los silicoflagelados. Esquema superior muestra el esqueleto de la especie <i>Dictyocha aculeata</i> ; esquema inferior muestra a la especie <i>Distephanus speculum</i> (Modificado de McCartney en Lipps, 1993).....	5
Figura 3.- Reproducción asexual de <i>Distephanus speculum</i> , se muestran los estadios durante la reproducción (Modificado de Henriksen et al., 1993 en Lee, 2008).....	6
Figura 4.- Estructuras del esqueleto de los géneros de silicoflagelados más representativos. A, B, C.- <i>Corbisema</i> ; D, E, F.- <i>Dictyocha</i> ; G, H.- <i>Distephanus</i> ; I.- <i>Bachmannocena</i> ; J.- <i>Cannopilus</i> ; K.- <i>Naviculopsis</i> (Tomado de McCartney, 1985 en Lipps, 1993).....	8
Figura 5.- Alcance estratigráfico de los silicoflagelados y cambios en la morfología del esqueleto (Tomado de Perch y Nielsen et al., 1985).....	9
Figura 6.- Localización de la cuenca del Carmen en el golfo de California. Se señala en un recuadro la localización de la cuenca del Carmen (se muestra profundidad en metros) (Modificado de Lavín & Marinone, 2003).....	13
Figura 7.- Batimetría del golfo de California (vista longitudinal). Se muestran las masas de agua sobre las cuencas y el aumento de la profundidad hacia el sur (Modificado de Lavín & Marinone, 2003).....	14
Figura 8.- Ubicación de la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT) en Enero y en Junio, y del centro de alta presión subtropical (AS) en Invierno y Verano; así como la dirección de los vientos (Modificado de Poore et al., 2004; Cheshire et al., 2005 en Goñi et al., 2006).....	16
Figura 9.- Imagen de rayos X de la secuencia sedimentaria laminada DIPAL 1-K58, colectada a 710 m de profundidad en la parte occidental de la cuenca del Carmen (Proporcionada por la Dra. Ligia Pérez Cruz).....	27
Figura 10.- Fluctuaciones en la temperatura global durante la Anomalía Climática Medieval (ACM) y durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH) basándose en varios <i>proxies</i> (Modificado de Loehle & McCulloch, 2008).....	35
Figura 11.- Localización de la zona de colecta del núcleo K58 (señalada con un círculo) (Imagen proporcionada por la Dra. Ligia Pérez Cruz).....	34
Figura 12.- Esquema que muestra la secuencia de pasos que se siguieron para el estudio de los silicoflagelados en la secuencia sedimentaria K58.....	36
Figura 13.- Porcentajes de las especies <i>Octactis pulchra</i> , <i>Dictyocha californica</i> , <i>Dictyocha perlaevis</i> y <i>Dictyocha calida</i> en sentido estratigráfico, la línea indica el promedio de cada una y se muestran en distinto color los escenarios paleoclimáticos y paleoceanográficos propuestos para este estudio.....	46
Figura 14.- Porcentajes de las especies <i>Dictyocha fibula</i> var. <i>robusta</i> , <i>Dictyocha messanensis</i> f. <i>messanensis</i> , <i>Dictyocha messanensis</i> f. <i>spinosa</i> y <i>Dictyocha epidon</i> , en sentido estratigráfico, la línea indica el promedio de cada una se muestran en distinto color los escenarios paleoclimáticos y paleoceanográficos propuestos para este estudio.....	47
Tabla 1.- Masas de Agua presentes en la región sur golfo de California, salinidad, temperatura y profundidad a la que se encuentran (Lavin et al., 2009).....	19

Tabla 2.- Especies de silicoflagelados identificadas en la secuencia K58, en la cuenca del Carmen, golfo de California.....	37
Tabla 3.- Variantes morfológicas de las especies de silicoflagelados identificadas en el núcleo K58 en la cuenca del Carmen, golfo de California.....	38
Tabla 4.- Abundancias relativas de los taxones de silicoflagelados identificados en las muestras de la secuencia sedimentaria DIPAL 1-K58.....	62
Tabla 5.- Muestra la media, mínimos y máximos para cada taxón identificado, y en gris se subraya las especies más abundantes y constantes a lo largo de la secuencia sedimentaria K58.....	64
Lámina 1.- 1, 2. <i>D. calida</i> (vista basal); 3. <i>D. calida</i> , se observa la espina de soporte desplazada hacia la izquierda de la barra lateral (vista apical); 4, 5. <i>D. californica</i> (vista apical y basal); 6. <i>D. californica</i> con un pequeño portal de más en el lado derecho; 7. <i>D. epiodon</i> (Vista apical); 8, 9. <i>D. epiodon</i> (vista lateral); 10. <i>D. fibula</i> variedad <i>robusta</i> ; 11. <i>D. fibula</i> variedad <i>robusta</i> , la base de las barras laterales inferiores está engrosada; 12. Malformación de <i>D. fibula</i> variedad <i>robusta</i> (se observan 5 portales) (Aumentos de 40X)..	65
Lámina 2.- 13, 14, 15. <i>D. messanensis</i> forma <i>messanensis</i> (vista apical, lateral y basal); 16, 17. <i>D. messanensis</i> forma <i>spinosa</i> (vista lateral); 18. <i>D. perlaevis</i> (vista lateral); 19. <i>D. perlaevis</i> donde se observa una espina radial de más en el portal derecho (vista basal); 20. <i>D. perlaevis</i> con malformación de esqueleto del lado izquierdo (vista apical); 21. <i>O. pulchra</i> (anillo apical completo); 22. <i>O. pulchra</i> (anillo apical roto); 23, 24. <i>O. pulchra</i> (sin anillo apical) (Aumentos de 40X).....	66
Lámina 3.- 25. <i>D. californica</i> (forma globosa); 26, 27. <i>D. epiodon</i> (forma pequeña); 28. <i>D. fibula</i> variedad <i>robusta</i> sp. A; 29. <i>D. fibula</i> variedad <i>robusta</i> sp. B; 30. <i>D. franshepardii</i> ; 31, 32. <i>D. messanensis</i> forma <i>messanensis</i> (forma pequeña); 33. <i>D. minima</i> ; 34. <i>O. pulchra</i> con anillo apical completo (7 espinas); 35. <i>O. pulchra</i> (9 espinas) (Aumentos de 40X).....	67

RESUMEN

El presente estudio tiene como objetivo principal documentar las variaciones oceanográficas y climáticas en escala multidecadal, de la región occidental de la cuenca del Carmen en el golfo de California durante el Holoceno Tardío, a través del estudio de las asociaciones de silicoflagelados. Para esto se analizaron 38 muestras de una secuencia de sedimentos laminados (DIPAL 1-K58), de 186 cm de longitud, colectada a 710 m de profundidad, la cual comprende el periodo de ~850 a 2700 años AP. En las muestras sedimentarias se identificaron 10 especies de silicoflagelados y 8 variantes morfológicas de las mismas, pertenecientes a dos géneros: *Dictyocha* y *Octactis*. De éstas, las 8 especies más comunes con abundancias relativas >1% fueron: *Octactis pulchra* (21%), *Dictyocha fibula* var. *robusta* (16%), *Dictyocha epidon* (13%), *Dictyocha calida* (11%), *Dictyocha messanensis* f. *messanensis* (9%), *Dictyocha perlaevis* (8%), *Dictyocha californica* (7%) y *Dictyocha messanensis* f. *spinosa* (6%). A partir de las afinidades ecológicas de cada especie y su distribución en la columna sedimentaria se sugieren tres posibles escenarios paleoceanográficos y paleoclimáticos y, algunos eventos episódicos.

El Escenario 1 "Surgencias" está representado por *O. pulchra* y comprende de ~2700 a 2500 años AP, para el cual se sugieren condiciones promedio en donde hubo un enriquecimiento de las aguas superficiales y una temperatura superficial relativamente fría, debido posiblemente a la intensificación de los vientos del Noroeste que promovieron los procesos de surgencias y/o la intensificación de los giros en esa región, similar a lo que ocurre actualmente en esa zona. Estas condiciones sugeridas coinciden con lo propuesto por Juillet-Leclerc & Schrader (1987) para la cuenca de Guaymas de 3000 a 2000 años AP.

El Escenario 2 "El Niño" (de ~2500 a 1600 años AP), evidenciado principalmente por *D. perlaevis*, sugiere aguas superficiales con temperaturas muy cálidas, análogas a las que se presentan durante "El Niño" en la región, cuando ocurre mayor incursión y permanencia del Agua Tropical Superficial (ATS) y el ascenso de temperatura superficial de más de 2° C. En particular esta especie también ha sido encontrada en otras cuencas de la región suroccidental del golfo, asociada a este evento. Así mismo estas condiciones favorecieron el florecimiento de *D. calida* quien muestra abundancias mayores en dicho intervalo.

El Escenario 3 "Tropical" abarca de ~1600 a 850 años AP y sugiere que las condiciones promedio fueron cálidas, con la entrada de aguas tropicales, similar a lo que ocurre actualmente en el modo de verano-otoño en el golfo de California cuando entra el ATS y se presentan condiciones oligotróficas, lo que favoreció el florecimiento de *D. fibula* var. *robusta*, *D. messanensis* f. *messanensis* y *D. messanensis* f. *spinosa*. En particular este último intervalo coincide con la llamada Anomalía Climática Medieval y con el Máximo Solar Medieval. Esta señal ha sido reportada en otras cuencas de la región sur del golfo (Barron *et al.*, 2003; Pérez-Cruz, 2006).

Por último se observaron eventos episódicos a lo largo de la secuencia, señalados por *D. epidon*, por lo que se infiere la presencia de un agua similar al Agua del Mínimo de Salinidad Somero (Agua del golfo de California).

INTRODUCCIÓN

A lo largo del tiempo, el clima del planeta Tierra ha sido cambiante, generando nuevos ambientes y nuevas formas de vida; algunos de estos cambios han quedado evidenciados de manera indirecta en diferentes registros: núcleos de hielo, anillos de árboles y -en especial- sedimentos marinos, entre otros; con los cuales se han realizado reconstrucciones paleoclimáticas y paleoceanográficas (Loehle & McCulloch, 2008). Estas reconstrucciones han empleado variables que registran los cambios y que se preservan través del tiempo, que bien pueden ser: isótopos estables, elementos geoquímicos, polen o esqueletos de organismos de carbonato o sílice, como son los foraminíferos, diatomeas, radiolarios o silicoflagelados.

En particular para este trabajo se ha empleado al grupo de los silicoflagelados. Estos organismos son protistas flagelados fotosintéticos pertenecientes al fitoplancton marino, que poseen un esqueleto de sílice opalino, lo que les permite conservarse en el registro geológico. Se distribuyen en la zona fótica (de 0 a 70 m de profundidad) y se encuentran en latitudes que van desde cerca de los polos a los trópicos, sobre los márgenes occidentales de los continentes, los cuales son zonas de importantes surgencias y circulación de nutrientes. Estos organismos son sensibles a ciertas propiedades de las masas de agua, tales como: temperatura y salinidad, así como a la disponibilidad de nutrientes, esto les confiere utilidad como *proxies* y relevancia en las reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas (Murray & Schrader, 1983; McCartney en Lipps, 1993; Armstrong & Brasier, 2005; Barron & Bukry, 2007).

El golfo de California está considerado una zona altamente productiva, caracterizado por una marcada estacionalidad, en donde en la fase de invierno-primavera y la intensificación de los vientos del Noroeste, favorecen los procesos de surgencias, y en verano-otoño se presenta una incursión de aguas superficiales cálidas, debido a que los vientos del Noroeste se debilitan y dominan los del Sureste, los cuales transportan aire húmedo y cálido, con lo cual se incrementan las precipitaciones. Estas condiciones climáticas se reflejan en el aporte de sedimentos a las diferentes cuencas del golfo de California y en algunas, como es el caso de la cuenca del Carmen, la formación de láminas delgadas estacionales que representan un año de depositación, lo que se conoce como sedimentos laminados o "varvas". Esta estructura laminada se conserva gracias a la Zona de Oxígeno Mínimo, ubicada de ~500 a ~1000 m de profundidad (Donegan & Schrader, 1982; Thunell *et al.*, 1993). "La característica de los sedimentos laminados es la alta fidelidad con la que registran la variabilidad en la precipitación atmosférica y su aporte fluvial al mar,

la variabilidad de la productividad biológica en la capa de mezcla superficial de los mares costeros, los procesos de reciclado y transferencia en la columna de agua, así como los cambios abruptos que los modifican que en cualquier caso están controlados por el clima y la circulación oceánica a diferentes escalas de tiempo” (Pérez-Cruz y Herguera, *en prensa*). Como por ejemplo cuando ocurre “El Niño”, el cual es un fenómeno que afecta en escala interanual las condiciones climáticas del golfo de California” o, bien en escalas multidecadales, como la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP), centenarias o milenarias, relacionadas con la actividad solar.

El clima durante el Holoceno (~11500 años cal AP) presenta variabilidad en escalas milenarias, que ha sido asociada con los cambios en el flujo solar (O’Brien *et al.*, 1995 en Mayewski *et al.*, 2004), por lo que se ha sugerido que las variaciones en la insolación, debido tanto a las variaciones orbitales de la Tierra como a la variabilidad solar, jugaron un papel central en los cambios climáticos globales de los últimos 11500 años. La mayoría de los registros reconstruidos hasta la fecha muestran la existencia de periodos de rápida variabilidad climática que están asociados a eventos de enfriamiento, aridez tropical y a cambios importantes en la circulación atmosférica a escala global (Mayewski *et al.*, 2004).

En particular, durante el Holoceno Tardío se presentaron oscilaciones en la temperatura y en la precipitación (Cronin, 2010). Estas oscilaciones fueron evidenciadas con dos señales climáticas importantes y contrastantes, la llamada Anomalía Climática Medieval (ACM) y la Pequeña Edad del Hielo (PEH), que -de manera particular- se han visto registradas en los sedimentos del golfo de California, en estudios realizados y que ayudan al entendimiento de las condiciones climáticas actuales (Barron & Bukry, 2003; Pérez-Cruz, 2006; Barron & Brukry, 2007).

ANTECEDENTES

1.- LOS SILICOFLAGELADOS

1.1.- BIOLOGÍA

Los silicoflagelados son protistas flagelados marinos que constituyen un componente menor del fitoplancton (2%). Se caracterizan por poseer un delicado esqueleto tubular de sílice opalino y un flagelo relativamente largo en posición anterior con respecto a la dirección del movimiento, el cual generalmente se ubica en la base de la espina más larga, presentando motilidad únicamente en la parte distal del flagelo (Murray & Schrader, 1983; McCartney en Lipps 1993; Parkinson, 2002).

Presentan un citoplasma que tiene una apariencia esponjosa, con un endoplasma central denso que contiene al núcleo y a los dictiosomas perinucleares. El ectoplasma, que es menos denso, contiene numerosos cloroplastos (clorofila a y c y fucoxantina), mitocondrias y otros organelos (Van Valkerbug, 1971B en Bold, 1985; Molina, 2004). Una pequeña porción del protoplasma suele formar extensiones que rodean externamente al esqueleto, conocidos como pseudopodios ameboides (Molina, 2004), los cuales comienzan a ser más notables durante la secreción del esqueleto (McCartney en Lipps, 1993) (Fig. 1).

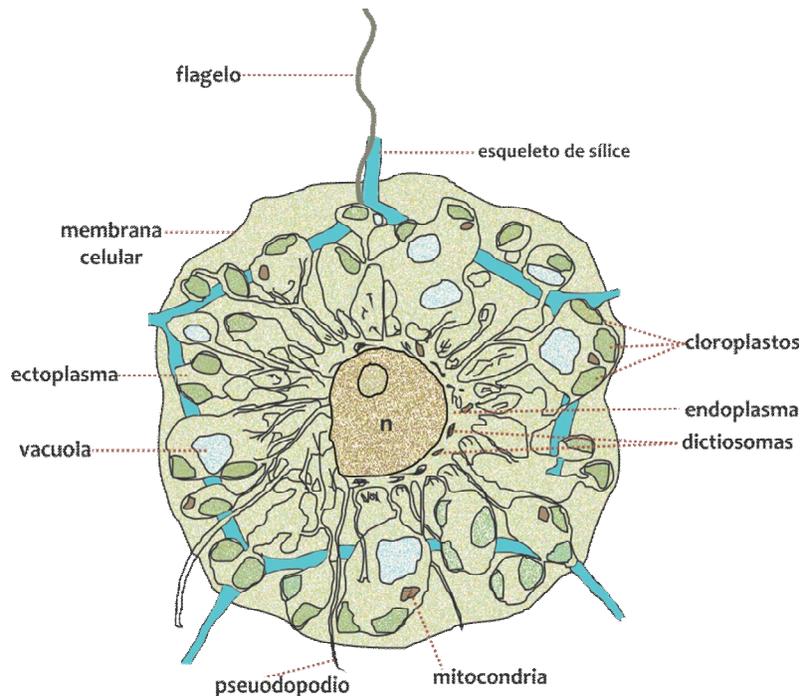


Figura 1.- Esquema que muestra los organelos de un silicoflagelado del género *Distephanus* (Modificado de van Valkerburg, 1971, a,b en Lee, 2008).

La presencia de cromatóforos sugiere que los silicoflagelados son autótrofos, es decir que elaboran su propio alimento a través de la fotosíntesis. En algunas especies de silicoflagelados se ha observado una asociación con algas verde-azules que actúan como simbioses y se ha sugerido que su presencia podría ayudar a su alimentación. La posibilidad de capturar partículas de alimento con los pseudopodios es también probable (Norris, 1977 en Haq, 1980), sin embargo, no ha sido observado en el laboratorio.

1.2.- MORFOLOGÍA

El esqueleto de sílice de los silicoflagelados es una estructura geométrica simple de tamaño pequeño de 20 a 60 μm y raramente llega a los 150 μm , el cual encierra la mayor parte del protoplasma (McCartney en Lipps, 1993).

La estructura general del esqueleto (Fig. 2), está constituida por la unión de delgadas barras de sílice por lo general lineales, pudiendo ser de 3 a 8, y forman una estructura poligonal plana denominada "anillo basal" (Molina, 2004). En las esquinas de los márgenes externos del anillo basal pueden tener de 2 hasta 10 espinas, conocidas como "espinas radiales" y muchas especies pueden presentar "espinas de apoyo". Sobre el anillo basal se eleva una estructura más o menos piramidal, compuesta por otras barras de sílice llamadas "barras laterales", que normalmente parten de la zona media de las barras del anillo basal. Las barras laterales se acercan hasta la zona del ápice, donde se unen para formar una "barra apical" o un "anillo apical". En algunas ocasiones y en relación a la barra apical también puede formarse una "espinas apical". Las uniones de los diferentes tipos de barras producen diversos huecos que reciben el nombre de portales (huecos que se observan en vista apical) y ventana (hueco demarcado por el anillo apical) (Molina, 2004).

A pesar de su variabilidad, los morfotipos del esqueleto de los silicoflagelados presentan ciertos caracteres consistentes. Por ejemplo, el número de "puntales", es igual al número de lados basales, de igual forma el anillo apical y el anillo basal tienen el mismo número de lados y el esqueleto entero generalmente tiene simetría rotacional. Además, los elementos del esqueleto están unidos en una triple conexión, y el ángulo formado por esa conexión de dos elementos es raramente agudo y usualmente cercano a 120°. La triple conexión también se presenta donde dos elementos se unen con una espina, como en las esquinas del anillo basal y en el ápice de *Dictyocha aculeata* (McCartney en Lipps, 1993) (*Dictyocha epiodon* en este estudio). Excepciones a estas observaciones generales son inusuales y comúnmente parecen aberrantes (McCartney en Lipps, 1993).

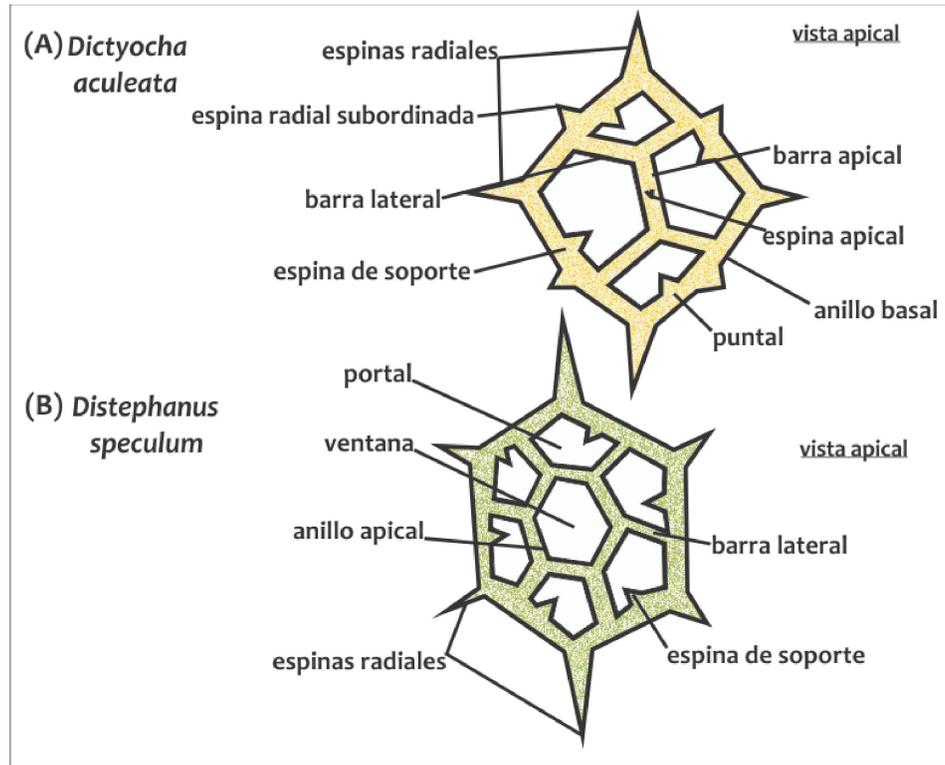


Figura 2.- Principales estructuras del esqueleto de los silicoflagelados. Esquema superior muestra el esqueleto de la especie *Dictyocha aculeata*; esquema inferior muestra a la especie *Distephanus speculum* (Modificado de McCartney en Lipps, 1993).

1.3.- REPRODUCCIÓN Y CICLO DE VIDA

En los silicoflagelados sólo se conoce la reproducción asexual por fisión binaria ya que se han encontrado en material fósil esqueletos pares o dobles, que representan una etapa de la división celular, y están conectados por la parte inferior. Estos esqueletos son usualmente imágenes espejo, iguales uno del otro, aunque llegan a presentar variaciones, especialmente en la estructura apical (McCartney en Lipps, 1993).

La reproducción asexual se lleva a cabo por medio de la división de las células que tienen esqueleto que se multiplican vegetativamente por división mitótica (Fig. 3). Éstas se conectan por puentes al citoplasma y generan grandes células esféricas sin esqueleto que se convierten en células multinucleadas a partir de las cuales se desarrollan congregados uninucleados con un flagelo. Estos congregados se liberan y se convierten en células multinucleadas, que son probablemente una forma de reposo. Todas las células que se originan son del mismo nivel de ploidía y la reproducción sexual no se conoce (Lee, 2008).

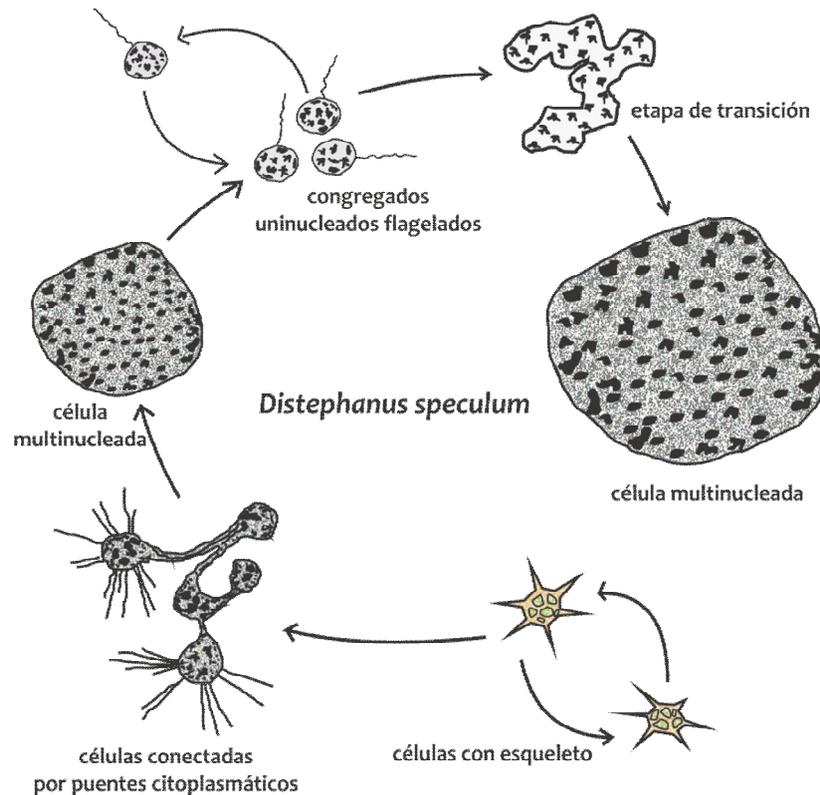


Figura 3.- Reproducción asexual de *Distephanus speculum*, se muestran los estadios durante la reproducción (Modificado de Henriksen et al., 1993 en Lee, 2008).

1.4.- ECOLOGÍA

Los silicoflagelados son organismos cosmopolitas y al igual que la mayoría del microplancton marino, la composición de las asociaciones y sus abundancias están estrechamente relacionadas con las propiedades fisicoquímicas de las masas de agua, como temperatura y salinidad, así como con la disponibilidad de nutrientes (Haq, 1980).

La temperatura parece ser el principal factor determinante que influye en la distribución latitudinal de las asociaciones de silicoflagelados, por lo que se pueden encontrar en aguas con temperaturas desde los 0 °C hasta los 30 °C. Por ejemplo, en un estudio pionero realizado en el Atlántico Sur por Gemeinhardt (1934), encontró que el género *Dictyocha* está restringido principalmente a aguas cálidas que se encuentran en latitudes bajas y medias en donde las temperaturas son mayores a 15 °C, mientras que encontró al género *Distephanus* distribuido hacia latitudes altas, en donde las aguas son más frías con temperaturas menores a 20 °C. También la salinidad es un factor físico que limita la distribución geográfica de los silicoflagelados, y por lo regular se encuentran en zonas donde la salinidad oscila entre 30 y 40 (Haq, 1980).

Como todos los organismos fototróficos, los silicoflagelados responden a las características de la luz y generalmente se encuentran restringidos a la zona fótica superficial del océano (0 a 300 m) (Sandgren *et al.*, 1995). Sin embargo, en latitudes altas, en donde la intensidad de la luz es relativamente baja, los números máximos de silicoflagelados ocurren cerca de la superficie, aunque un número apreciable de especímenes pueden encontrarse a una profundidad de 50 m. En las regiones ecuatoriales estos organismos se encuentran principalmente en profundidades entre 15 y 70 m (Armstrong & Brasier, 2005; Pérez-Cruz y Molina-Cruz, 1988).

La disponibilidad y concentración de nutrientes son importantes para la abundancia de las especies. En el caso de los silicoflagelados las concentraciones de silicio en el océano son importantes para la construcción de su esqueleto (Lipps, 1970 en Haq, 1980). Desde las aguas ecuatoriales hasta las altas latitudes, los silicoflagelados florecen a lo largo de los márgenes occidentales de los continentes en aguas ricas en silicio, que se asocian con las corrientes de surgencias¹ (Armstrong & Brasier, 2005).

Debido a esto los silicoflagelados fósiles son más comunes en depósitos de sílice biogénico, formados durante periodos fríos con una marcada estacionalidad o con fuertes surgencias (Armstrong & Brasier, 2005). Las fluctuaciones en la intensidad de las surgencias pueden afectar la abundancia de los silicoflagelados, ya que éstas proporcionan nutrientes que favorecen o disminuyen el florecimiento de éstos. Estas fluctuaciones están íntimamente relacionadas con los cambios en la circulación atmosférica y oceánica por lo que los silicoflagelados son una herramienta potencialmente útil en reconstrucciones paleoclimáticas y paleoceanográficas (Haq, 1980; Onodera & Takahashi, 2005; Barron & Bukry, 2003, 2004, 2007).

1.5.- ORIGEN Y EVOLUCIÓN

Los primeros microfósiles de silicoflagelados que se han encontrado son del Cretácico Inferior (Tappan, 1980 en Molina, 2004), aunque sus relaciones filogenéticas son desconocidas. Tal y como señala Perch Nielsen (1985), las primeras asociaciones bien

¹ A los movimientos ascendentes de agua subsuperficial próxima a la costa, generados por el esfuerzo del viento, por las intensas corrientes de frontera oeste, u otros factores, se les conoce como **surgencias** o afloramientos costeros. En las zonas de **surgencias** costeras el movimiento vertical está limitado a una región angosta cercana a la costa (menor a 100 km) con afloramientos desde 100-200 m de profundidad. El movimiento ascendente de agua subsuperficial lleva consigo las propiedades de ésta, incluyendo bajo contenido de oxígeno, alto contenido de nutrientes (fosfatos, nitratos, etc.) y bajas temperaturas, éstas últimas afectan el clima de la región costera adyacente (Monreal-Gómez *et al.*, 1999).

conocidas datan del Cretácico Superior (Campaniense) y están compuestas por géneros como *Vallacerta*, *Lyramula*, *Corbisema* y *Dictyocha*. En el límite Cretácico/Paleógeno se produjo la extinción de los dos primeros géneros. Durante el Paleoceno aparecieron dos nuevos géneros con estructura apical más simple, *Naviculopsis* y *Mesocena* (Molina, 2004). A comienzos del Eoceno se desarrolló una tendencia evolutiva opuesta, con la aparición de los anillos apicales de *Distephanus*. El grado de complicación de la estructura apical culminó con la aparición de *Cannopilus* en el Oligoceno Superior (Molina, 2004). Las diferencias en la morfología de algunos géneros representativos de silicoflagelados se muestran en la Figura 4.

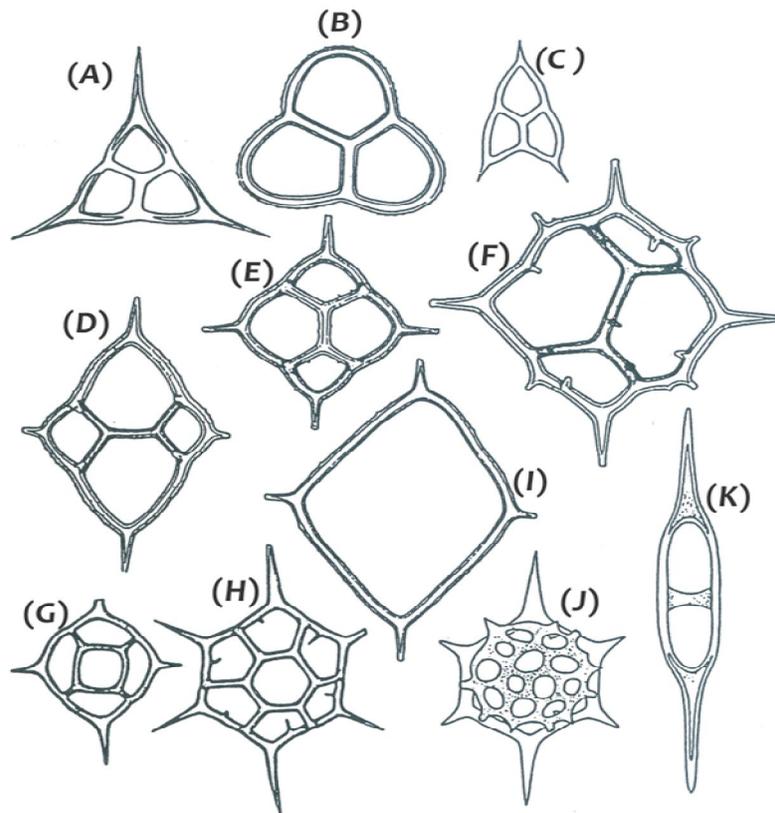


Figura 4.- Estructuras del esqueleto de los géneros de silicoflagelados más representativos. **A, B, C.-** *Corbisema*; **D, E, F.-** *Dictyocha*; **G, H.-** *Distephanus*; **I.-** *Bachmannocena*; **J.-** *Cannopilus*; **K.-** *Naviculopsis* (Tomado de McCartney, 1985 en Lipps, 1993).

En la Figura 5 se muestran en sentido estratigráfico las relaciones de los géneros de silicoflagelados y los cambios morfológicos del esqueleto más importantes a través del tiempo geológico, las cuales se mencionan a continuación:

- Predominio de los corbisémidos desde el Paleoceno hasta el Eoceno Medio.

- Incremento notable de la presencia de los dictióquidos a partir del Eoceno Superior, especialmente aquellos en los que el puente apical es paralelo al eje mayor del anillo basal (fibúlidos), o perpendicular al mismo (aspéridos).
- Predominio de corbisémidos y distefánidos de 4 lados, durante gran parte del Oligoceno.
- Extinción casi total de los corbisémidos a lo largo del Oligoceno Superior. Durante el Mioceno Inferior y Medio, abundaron otros grupos como los distefánidos de 4 lados y los aculeátidos. Durante este intervalo además tuvo lugar la extinción de *Corbisema* y *Naviculopsis*.
- Asociaciones del Mioceno Superior dominadas por los fibúlidos y distefánidos de 6 y 4 lados. Estos últimos morfotipos desaparecieron del registro fósil en el Mioceno Superior.
- Desde el Plioceno hasta la actualidad, los grupos más abundantes fueron los distefánidos de 6 lados y los dictióquidos que presentan puentes oblicuos al eje mayor del anillo basal (aculeátidos). Otro evento importante es la extinción de *Cannopilus* durante el Plioceno.

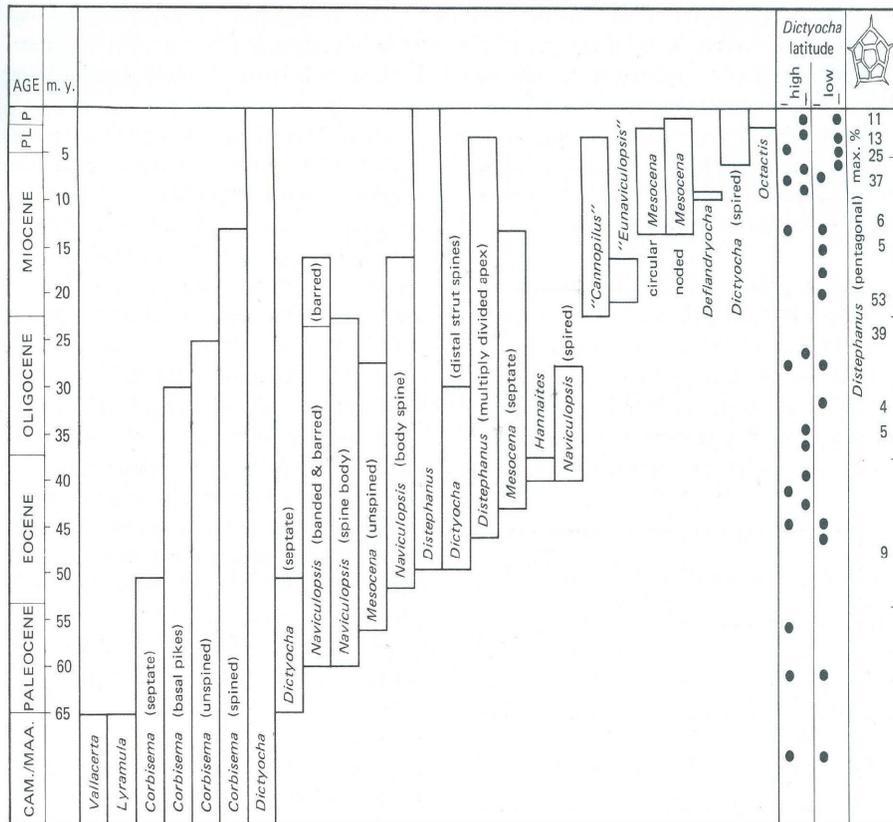


Figura 5.- Alcance estratigráfico de los silicoflagelados y cambios en la morfología del esqueleto (Tomado de Perch y Nielsen et al., 1985).

1.6.- CLASIFICACIÓN DE LOS SILICOFLAGELADOS

La clasificación de los silicoflagelados se remonta al siglo XIX con los primeros estudios sobre estos organismos. El primero en agruparlos fue Ehrenberg (1837) dentro del género *Dictyocha*; posteriormente Borgert (1890) introdujo el término “silicoflagelados” ya que noto la presencia de un único flagelo en un espécimen vivo de *Distephanus*, lo cual los excluyo de los radiolarios donde anteriormente habían sido agrupados (Muller, 1856; Haeckel, 1862 en Parkinson, 2002) y propuso el orden Silicoflagellata (Parkinson, 2002).

Fue Haeckel (1894) quien colocó a los silicoflagelados en el reino Plantae como el orden algal Dictyochales, dentro del grupo de los Phytomastigophoros por la presencia de cromatóforos café-amarillo. Lemmerman (1901) incluyo a las formas uniflageladas con esqueletos formados de tubos huecos en la familia Dictyochaeeae (Parkinson, 2002).

Actualmente los silicoflagealdos se consideran dentro de la clasificación botánica, la cual se incluye dentro de la división Crysophyceae o “algas doradas”; clase Dictyochophyceae Silva, 1980; orden Dictyochales Haeckel, 1894; familia Dictyochaeeae Lemmermann, 1901; con base en los siguientes criterios: la pigmentación, las mitocondrias, la estructura de los cloroplastos y el esqueleto de sílice (McCartney, en Lipps, 1993).

1.7.- APLICACIÓN EN ESTUDIOS PALEOCEANOGRÁFICOS

Los silicoflagelados han sido estudiados como paleoindicadores o *proxies* de masas de agua y se han aplicado a la reconstrucción de paleoambientes debido a que su presencia está muy relacionada con la temperatura y la salinidad (Boney, 1973; Henriksen *et al.*, 1993 en Onodera & Takahashi, 2005).

Un *proxy* es “un indicador indirecto (extraído de un archivo o registro climático) cuantificable que por su naturaleza física, química o biológica está relacionado con diferentes variables paleoclimáticas y sus oscilaciones reflejan los cambios temporales acontecidos en estas variables a través del tiempo” (Álvarez-Gómez, 2007).

Coope (1977, en Cronin, 1999) señala que un buen *proxy* debe poseer ciertos atributos para ser considerado como tal. Estos atributos son: 1) no deben de haber sufrido cambios drásticos en su morfología o fisiología a lo largo del tiempo, 2) tener estructuras fosilizables que le permitan conservarse en el registro sedimentario, 3) ser abundantes en los sedimentos, para poder realizar análisis cuantitativos y, 4) su respuesta a los cambios climáticos debe ser rápida, ya que su presencia o ausencia estará dada por qué tan sensible es a esos cambios.

Con base en estos atributos, los silicoflagelados se consideran buenos *proxies* ya que algunos grupos han mantenido una misma morfología básica, cambiando el número de espinas o el grosor del esqueleto, manteniendo su fisiología lo que les ha permitido mantenerse hasta la fecha, o en su defecto se extinguieron, como se mencionó anteriormente; además, la composición química de su esqueleto (sílice opalino) permite que se conserven en el registro geológico (sedimentos) siendo en algunos sitios muy abundantes; por otra parte son muy sensibles y responden rápidamente a los cambios de las propiedades fisicoquímicas de las masas de agua donde habitan, relacionadas con la variabilidad climática.

Varios autores han mostrado la utilidad de los silicoflagelados como *proxies* en estudios para inferir temperaturas utilizando principalmente la relación *Dictyocha/Distephanus* para identificar la distribución de masas de aguas cálidas y frías, respectivamente (Gemeinhardt, 1931, 1934; Mandra, 1958, Proshkina-Lavrenko, 1959; Martini, 1971, Ciesielski & Weaver, 1973; Ciesielski, 1975 en Parkinson, 2002).

Estudios como los de Poelchau (1976), Takahashi (1991) y Onodera & Takahashi (2005), en el Pacífico Nor-Ecuatorial y Atlántico Norte, han evidenciado que la distribución de los silicoflagelados está limitada por la temperatura de las masas de agua en las que habitan, considerando así a la especie *Distephanus speculum* como indicadora de aguas frías y a *Dictyocha calida* y *Dictyocha messanensis* como indicadoras de aguas cálidas

Murray & Schrader (1983) y Schrader *et al.* (1986), en los estudios que realizaron en el golfo de California, mostraron que la cantidad de nutrientes también influye en la abundancia y distribución de los silicoflagelados; en particular, la especie *Octactis pulchra* se relaciona a niveles de alta productividad primaria, mientras que *D. messanensis*, *D. fibula* var. *robusta* y *D. calida* se consideran como indicadoras de bajos niveles de productividad.

En las reconstrucciones paleoceanográficas en el golfo de California han utilizado a los silicoflagelados como *proxies*. Por ejemplo, Barron & Bukry (2003, 2007) realizaron reconstrucciones de los últimos 2000 años en las cuencas de Guaymas y Carmen, encontrando que la distribución de las especies en la secuencia podían relacionarse con señales climáticas como la Anomalía Climática Medieval o la Pequeña Edad de Hielo.

Así mismo, estudios como los de Juillet-Leclerc & Scharder (1987), Sancetta (1995) y Barron & Bukry (2004), han usado además de los silicoflagelados, otros *proxies* (isótopos estables, diatomeas y elementos químicos) como herramientas para las reconstrucciones paleoceanográficas en el golfo de California.

JUSTIFICACIÓN

Los silicoflagelados son un componente importante del fitoplancton marino. Se consideran excelentes *proxies* para llevar a cabo reconstrucciones paleoceanográficas, ya que no obstante que representan alrededor del 2% el fitoplancton, son muy sensibles a los cambios en la temperatura, salinidad y cantidad de nutrientes de las aguas superficiales del océano. En particular, la secuencia sedimentaria, objeto de estudio de este trabajo de tesis, se colectó en la cuenca del Carmen en el golfo de California, la cual se caracteriza por ser una región de alta productividad biológica, por lo que la ocurrencia de los silicoflagelados en el registro sedimentario es significativa. Esto hace posible, que con base en el análisis de las afinidades ecológicas de las diferentes especies encontradas y a los cambios en su abundancia a lo largo de la secuencia, sea posible inferir condiciones oceánicas y climáticas del pasado, en este caso dentro de un marco temporal del Holoceno Tardío.

OBJETIVOS

GENERAL

Documentar la variabilidad oceánica y climática, en escala multidecadal, de la región occidental de la cuenca del Carmen, golfo de California, en el intervalo de ~810 a 2700 años AP, a través del estudio de los restos de silicoflagelados en una secuencia de sedimentos laminados (Núcleo DIPAL 1- K58)

PARTICULARES

- Conocer la distribución actual de los silicoflagelados y sus afinidades ecológicas en el Pacífico Ecuatorial y en el Golfo de California, que sirvan como marco de referencia para las interpretaciones de los registros del pasado.
- Documentar la presencia y abundancia de silicoflagelados en la cuenca del Carmen.
- Inferir escenarios oceanográficos y climáticos en el área de estudio durante el Holoceno Tardío, a partir de la interpretación de las afinidades ecológicas de los silicoflagelados y de las condiciones climatológicas actuales.
- Relacionar la señal climática local del registro estudiado con otros registros regionales.

ÁREA DE ESTUDIO

1.- LOCALIZACIÓN DEL GOLFO DE CALIFORNIA

El golfo de California es un mar marginal estrecho y alargado con una longitud de ~1400 km y una anchura promedio de 150 km. Se localiza en el noroeste de México, entre los 23° y 32° de latitud N y los 107° y 117° de longitud O; se encuentra rodeado por tierras áridas y montañas hacia la parte este, oeste y norte, y está abierto hacia el Océano Pacífico por la parte sur, ubicándose en el límite de los subtrópicos (Roden, 1958; Douglas et al., 2007).

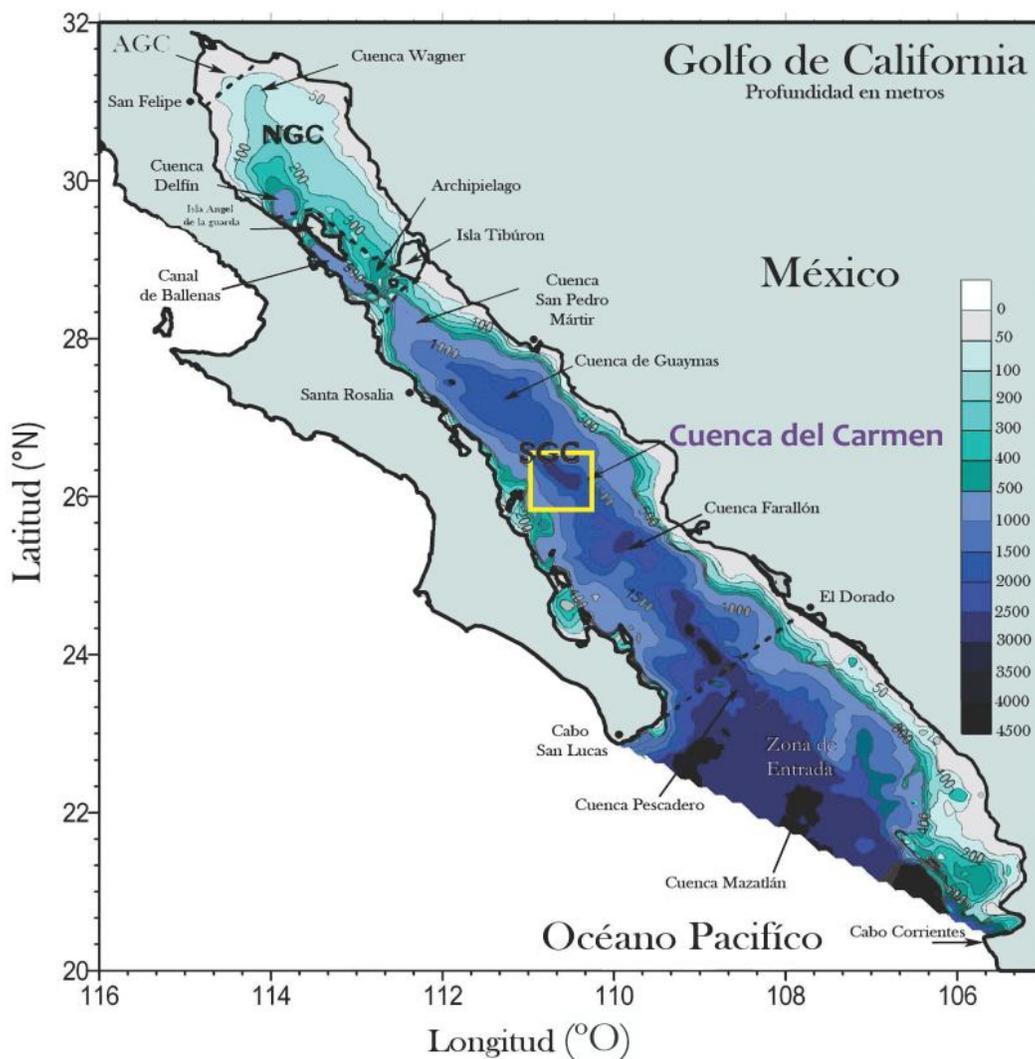


Figura 6.- Localización de la cuenca del Carmen en el golfo de California. Se señala en un recuadro la localización de la cuenca del Carmen (se muestra profundidad en metros) (Modificado de Lavin & Marinone, 2003).

Este mar consiste principalmente de una serie de anchas cuencas interconectadas por múltiples canales e islas, estas cuencas son someras hacia el norte y van aumentando su profundidad hacia el sur (Badán-Dangon *et al.*, 1991) (Fig. 6).

En particular la cuenca del Carmen se ubica en la Provincia Sur del golfo de California de acuerdo con Lavín *et al.* (1997), entre las coordenadas 26° de latitud N y 110° longitud O y tiene una profundidad máxima de 2000 m (Fig. 6 y 7).

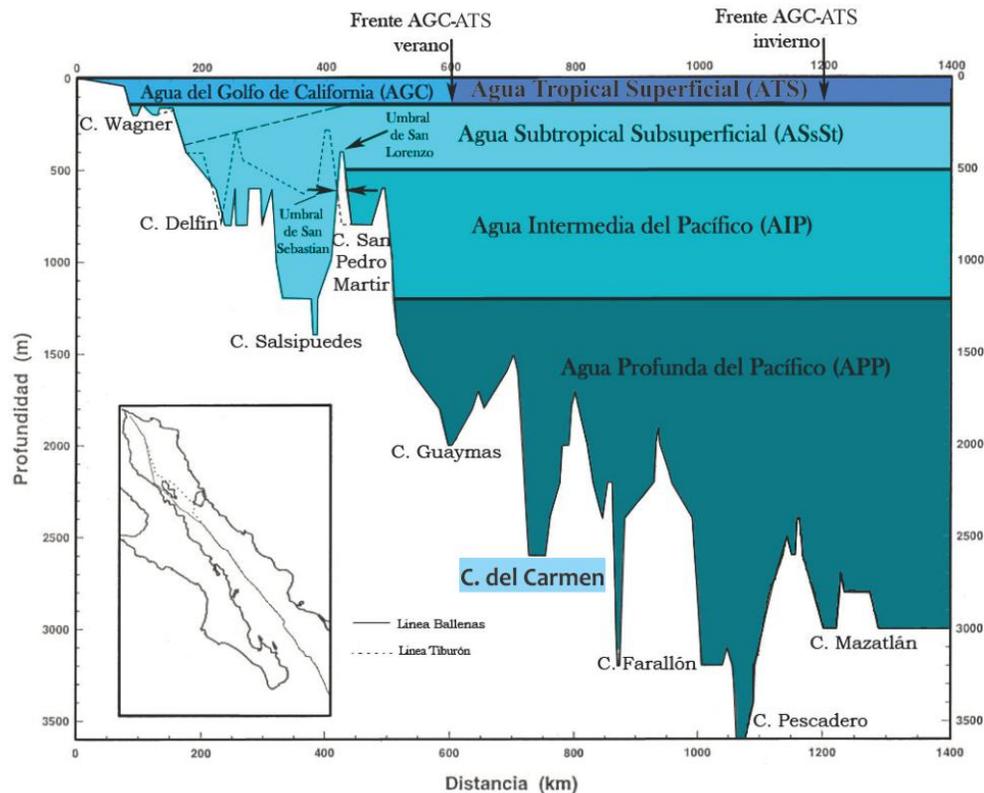


Figura 7.- Batimetría del golfo de California (vista longitudinal). Se muestran las masas de agua sobre las cuencas y el aumento de la profundidad hacia el sur (Modificado de Lavín & Marinone, 2003).

2.- CLIMATOLOGÍA

El clima del golfo de California está controlado por el Océano Pacífico Tropical Oriental, por el calentamiento diferencial del océano-continente y por la migración estacional y local de los centros atmosféricos de alta presión del Pacífico Subtropical y de baja presión continental (Monreal-Gómez *et al.*, 1999; Douglas *et al.*, 2007), así como por la migración estacional de la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT), la cual impone un desplazamiento latitudinal del sistema de corrientes ecuatoriales sobre el Pacífico Oriental, que determina en particular que tan al sur llega la Corriente de California y que tan al norte

la Corriente Costera de Costa Rica llevará al Agua Superficial Tropical (ATS) (Lavin & Marinone, 2003). Estos procesos se ven reflejados con el clima que presenta el golfo, el cual es marcadamente estacional, presentando un modo de invierno-primavera, con condiciones frías y secas, y un modo de verano-otoño, caracterizado por condiciones cálidas y húmedas (Douglas *et al.*, 2007).

La intensidad y localización del sistema de alta presión subtropical depende del gradiente de temperatura meridional, que se rige por la cobertura de hielo de las altas latitudes, así como del intervalo de temperatura, el cual está dado con base en la humedad atmosférica. Los cambios estacionales en ambos, resultan en la contracción y migración del centro, hacia el norte durante el verano boreal (Barry & Chorley, 2003).

Durante el modo de invierno-primavera (Noviembre a Marzo) la insolación en el hemisferio norte es menor, por lo que el sistema de alta presión subtropical (AS) está localizado a $\sim 30^\circ$ de latitud N en el Pacífico Nor-Oriental, mientras que el centro de baja presión anticiclónico generalmente reside sobre el suroeste de los Estados Unidos y, la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT) se encuentra cerca o debajo del Ecuador (Fig. 8) (Barry & Chorley, 2003). Esto propicia la generación de fuertes vientos del Noroeste (NO) los cuales circulan a través del golfo de California y son canalizados por la topografía de ambos lados de éste, propiciando la generación de surgencias en el margen continental (Badán-Dangon *et al.*, 1991).

Los vientos durante el invierno propician la disminución de la temperatura superficial del mar (SST por sus siglas en inglés) y generan mezcla en la capa superior del océano y transporte Ekman a lo largo del margen oriental del golfo. Como consecuencia la termoclina se debilita y esencialmente desaparece en la región central del golfo de Enero a Marzo (Robinson, 1973; Thunell *et al.*, 1996 en Douglas *et al.*, 2007).

Por otra parte la mayor evaporación que se da a finales de verano y principios de otoño, ocurre en la parte norte del golfo, y da lugar a la formación del Agua del Golfo de California (AGC), la cual se hunde y fluye hacia el sur llegando hasta la cuenca Guaymas en invierno por acción de los vientos del NO (Bray, 1988).

En el modo de verano-otoño, de Abril a Octubre, cuando la insolación en el hemisferio norte está en su máximo, el sistema de alta presión subtropical (AS) se encuentra a $\sim 35^\circ$ de latitud N en el Pacífico Oriental Ecuatorial (Monreal-Gómez, com. pers.) y el sistema de baja presión se encuentra sobre el desierto de Sonora, esto propicia que los vientos del Noroeste disminuyan su intensidad y que el patrón de vientos se invierta y que

los vientos que dominan sean del Sureste (SE) y el desplazamiento latitudinal de la ZCIT sea hacia el norte (-10° de latitud N) transportando aire húmedo y cálido al golfo de California (Fig. 8) (Cheshire *et al.*, 2005; Goñi *et al.*, 2006; Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010).

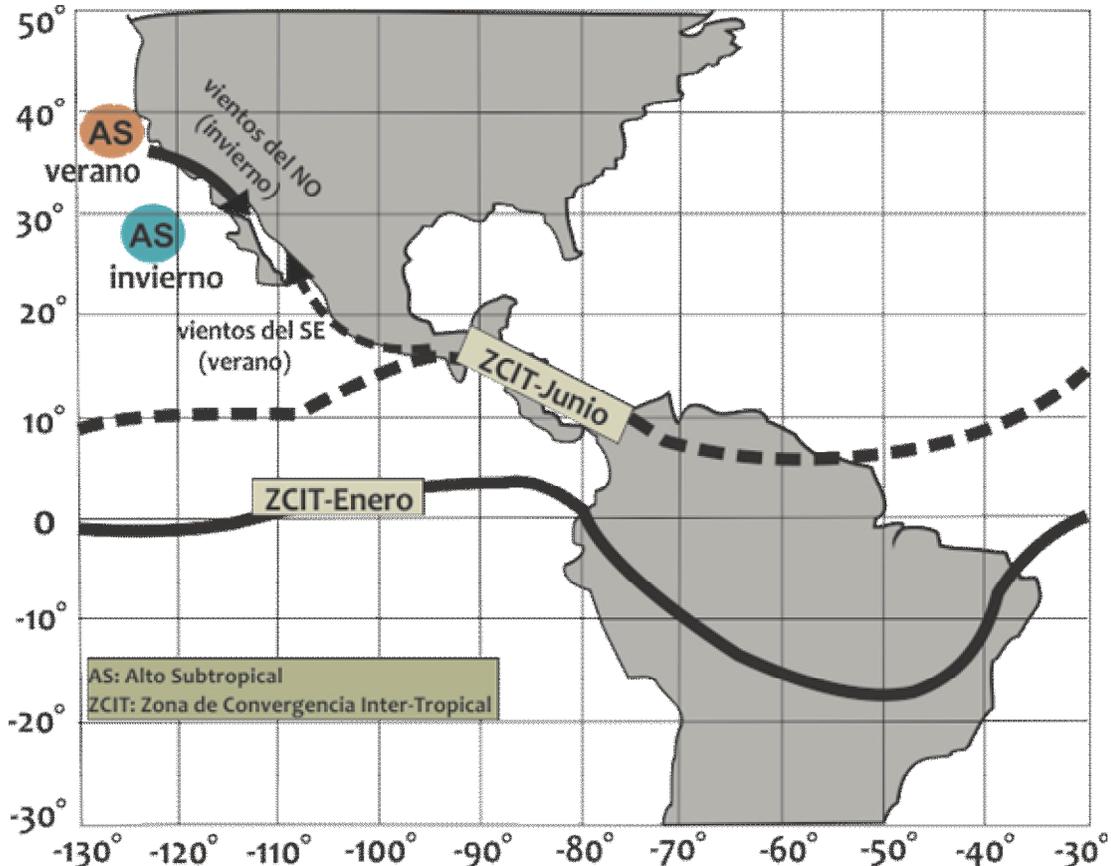


Figura 8. Ubicación de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) en Enero y en Junio, y del centro de alta presión subtropical (AS) en Invierno y Verano; así como la dirección de los vientos (Modificado de Poore *et al.*, 2004; Cheshire *et al.*, 2005 en Goñi *et al.*, 2006).

Durante el verano y principios de otoño, la SST en la parte central y norte del golfo excede los 29°C debido al incremento de la insolación y a la introducción de aguas superficiales del Pacífico Tropical por la Contra-Corriente de Costa Rica. En consecuencia la termoclina se hunde a 150 m, lo que retarda la advección vertical de nutrientes a la superficie. Los surgencias generadas por vientos se debilitan y se limitan al margen peninsular (Álvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991; Bray & Robles, 1991 en Douglas *et al.*, 2007).

Las grandes precipitaciones que influyen en el golfo de California durante el verano se les conocen como monzón de verano, el cual se extiende al interior de Norteamérica y ha sido llamado: "Monzón Mexicano", "Monzón de Norteamérica" y "Monzón del Suroeste" (Douglas *et al.*, 1993). Estas lluvias monzónicas se concentran a lo largo del flanco

occidental de la Sierra Madre Occidental en el territorio continental mexicano y son en gran parte responsables de los sedimentos fluviales en el golfo (Douglas *et al.*, 1993).

3.- OCEANOGRAFÍA

MASAS DE AGUA

Las masas de agua que se encuentran dentro del golfo de California han sido identificadas y clasificadas con creciente detalle. La clasificación más reciente para las masas de agua de la región sur del golfo de California empleada en este estudio, es la revisada por Lavín, *et al.* (2009) la cual se muestra en la Tabla 1 y se describe brevemente a continuación:

El Agua del Golfo de California (AGC) presenta salinidades que van de 34.9 a 35.35 y temperaturas de 14 a 29.5 °C; se ha observado en el lado occidental del golfo en la parte interna de la península ocupando de 0 a 150 m de profundidad, fluyendo hacia fuera del golfo como una corriente estrecha y profunda.

Los principales mecanismos para la formación del AGC son la evaporación, la mezcla por marea, la mezcla en la capa superficial (abordamiento por viento y convección), y probablemente las surgencias costeras causadas por el viento.

Se ha sugerido que la formación del AGC se da cuando el Agua Tropical Superficial (ATS) se encuentra sometida a un efecto evaporítico en la Zona Norte del golfo, donde se forma una masa de agua superficial cálida y salina a finales de verano y principios de otoño, la cual por un mecanismo de convección generado por los vientos del Noroeste en invierno, se enfría y esta masa de agua se hunde hasta 200 m de profundidad, y por acción de las mareas fluye hacia el Sur del golfo (Bray, 1988).

El Agua Tropical Superficial (ATS) proviene de la región ecuatorial, tiene salinidades que van de 34.5 a 34.9, temperaturas de 18 a 30 °C y se encuentra a una profundidad de 0 a 120 m. La extensión del ATS hacia el interior del golfo tiene una clara señal estacional (Torres Orozco, 1993 en Lavín *et al.*, 1997), con su máxima intrusión en verano, cuando llega hasta la cuenca de Guaymas; y la máxima retracción en invierno, cuando se le encuentra cerca de la boca del golfo (Lavín *et al.*, 1997).

El Agua Tropical Superficial Evaporada (ATSe) tiene salinidades de 34.9 a 35.1 y temperaturas de 28 a 30 °C, ocupa de 0 a 40 m de profundidad y fluye del margen continental hacia el interior del golfo. El ATSe es ATS que ha sido sometida a evaporación pero que mantiene su alta temperatura en la capa superficial.

En el golfo se presentan intrusiones de agua con salinidades de ~34.5, que se podrían clasificar como ATS debido a su temperatura que oscila entre los 17 a 24 °C. Sin embargo, su salinidad y la cantidad de O₂ sugieren que esta agua tiene un origen diferente. Varios autores han observado estas intrusiones y la han identificado como Agua de la Corriente de California (ACC) (Castro *et al.*, 2000; 2006), a la que Roden (1964, 1971, 1972) nombró como "Agua del Mínimo de Salinidad Somero". Warsh *et al.* (1973) argumentan que es una mezcla de agua subsuperficial del ACC y del ATS y la llaman "Agua de Transición A" y está asociada a un máximo de oxígeno. Sin embargo, Lavín *et al.*, (2009) consideran que es mejor identificarla como Agua del Mínimo de Salinidad Somero (AmSS) que como ACC (Robles & Marinone, 1987; Bray, 1988).

El AmSS se ubica a una profundidad de 10 a 110 m, presenta salinidades que van de 34.1 a 34.5 y su temperatura es de 16 a 25 °C. Tiene dos núcleos, uno cerca de la península (min. S ~ 34.2) y el otro cubriendo desde la parte continental a la parte oceánica del centro de la boca del golfo (min. S ~ 34.4). El núcleo de la parte occidental es más amplio desde punta Pescadero, B.C.S. a Reforma, Sinaloa; en contraste el núcleo oriental se extiende hasta las cercanías de cuenca Farallón, sin embargo está muy restringida a la zona de la plataforma continental.

El Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) se encuentra de los 50 a los 480 m de profundidad, sus rangos de salinidad son de 34.5 a 34.9 con una temperatura que va de 9 a 18 °C. De acuerdo a Torres Orozco (1993 en Lavín *et al.*, 1997) el ASsSt presenta una variación estacional, ya que en otoño-invierno presenta su máxima intrusión en la parte Norte del golfo y se extiende hasta la isóbata de 150 m, mientras que en primavera-verano se retrae hasta la isóbata de 300 o 350 m.

La segunda masa de agua que ocupa un mayor volumen de agua en el golfo (33%; Torres-Orozco, 1993) es el Agua Intermedia del Pacífico (AIP). Se ubica de ~500 m a ~1200 m de profundidad. Las salinidades de esta masa de agua oscilan de los 34.5 a 34.8 y su temperatura es de 4 a 9 °C. La frontera inferior de la AIP no presenta variaciones apreciables, pero la superior parece retraerse hacia el Sur en el verano y avanzar en el invierno, lo cual podría sugerir que la entrada de AIP a la zona Norte del golfo tal vez sea estacional o esporádica (Lavín *et al.*, 1997)

Por último se encuentra el Agua Profunda del Pacífico (APP) la cual ocupa 41% de volumen de agua en el golfo (Torres-Orozco, 1993). Se encuentra de ~1200 m hasta el fondo. La salinidad aumenta hacia el fondo y va de 34.56 a 34.75 y su temperatura está por

debajo de los 4 °C. En general es una masa de agua muy estable, debido a que está aislada de la influencia atmosférica superficial.

Tabla 1.- Masas de Agua presentes en la región sur golfo de California, salinidad, temperatura y profundidad a la que se encuentran (Lavin et al., 2009).

Masa de Agua	Abrev.	S	T (°C)	Profundidad (m)
Agua del Golfo de California	AGC	34.9 – 35.35	14 – 29.5	0 -180
Agua Tropical Superficial Evaporada	ATSe	34.9 – 35.1	28 – 30	0 – 40
Agua Tropical Superficial	ATS	34.5 – 34.9	18 – 30	0 – 120
Agua del Mínimo de Salinidad Somero (Agua de la Corriente de California)	AmSS	34.1 – 34.5	16 – 25	10 – 110
Agua Subsuperficial Subtropical	ASsSt	34.5 – 34.9	9 - 18	50 - 480
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	34.5 – 34.8	4 – 9	400 < P < 1200
Agua Profunda del Pacífico	APP	34.56 – 34.75	T < 4	1200 - Fondo

CIRCULACIÓN

Las capas superficiales del golfo de California son fuertemente estacionales en la circulación y en la estructura termohalina. Este comportamiento es en respuesta a la estacionalidad de los principales agentes de forzamiento: el Océano Pacífico, el sistema de vientos y los flujos de calor y humedad (Lavin & Marinone, 2003), los cuales se explican brevemente a continuación:

En respuesta al forzamiento del Océano Pacífico, las masas de agua alrededor de la “Entrada” en el golfo de California se mueven por el sistema de corrientes del Pacífico Tropical Oriental, el cual está influenciado por el movimiento estacional de la ZCIT, la cual provoca un desplazamiento latitudinal del sistema de corrientes ecuatoriales, que determina en particular que tan al sur llega la Corriente de California y que tan al norte llegará la Corriente Costera de Costa Rica la cual lleva el Agua Tropical Superficial (ATS) hacia el golfo (Lavin & Marinone, 2003).

La circulación superficial en el golfo de California se ve influenciada por el sistema de vientos que se presenta estacionalmente. En verano los vientos que vienen del Sureste, permiten la entrada de aguas ecuatoriales con baja salinidad (Agua Tropical Superficial) la cual se encuentra a lo largo de la costa oriental del golfo. Los vientos del Noroeste que se presentan en invierno mueven la masa de agua con alta salinidad (Agua del Golfo de California) hacia el sur y sale por el lado de la península (Lavin & Marinone, 2003).

La circulación termohalina resulta de los flujos de calor y de agua (evaporación y precipitación) a través de la superficie. Estos flujos cambian la densidad del agua en las

capas superiores del golfo de California, por lo tanto la diferencia de densidad entre el golfo de California y el Océano Pacífico genera un gradiente de presión, que es la fuerza motriz de la circulación termohalina. Ésta es controlada por la evaporación y la ganancia neta de calor (Lavín *et al.*, 1997). En particular, la cantidad anual de evaporación varía entre 1800 mm en la Paz y alrededor de 3000 mm en Guaymas. Los valores son consistentes año con año para cada estación y las desviaciones sobre los valores son generalmente menos del 10%. El rango de evaporación sobre la superficie total del golfo llega a ser de $5.25 \times 10^{11} \text{m}^3/\text{año}$ o $1.7 \times 10^4 \text{m}^3/\text{s}$ (Roden, 1958).

Estas características dictan que debe haber una salida de agua cálida y salina cerca de la superficie (Bray, 1988a en Lavín *et al.*, 1997) y una entrada compensatoria de agua subsuperficial; por lo que esta circulación termohalina podría presentar variación estacional que resultaría estar en fase con el efecto del viento que se mencionó anteriormente (Lavín *et al.*, 1997).

CIRCULACIÓN DE MESOESCALA

Douglas *et al.* (2007) llevaron a cabo una revisión de algunos trabajos publicados sobre el golfo (Badán-Dangon *et al.*, 1985; Bray & Robles, 1991; Fernández-Barajas *et al.*, 1994; Lavín *et al.*, 1997; Gaxiola-Castro *et al.*, 1999; Figueroa *et al.*, 2003; entre otros) y mencionan que una de las características importantes de la circulación de mesoescala² en el golfo son los giros geostróficos o remolinos los cuales son visibles en imágenes satelitales infrarrojas y a color. Los remolinos giran en dirección ciclónica o anticiclónica, y son importantes transportadores de nutrientes y de detritos de plancton a través del golfo.

Los giros ciclónicos causan divergencia de agua y actúan como una bomba de advección hacia la superficie de las aguas intermedias que son ricas en nutrientes en la zona fótica, estimulando la productividad; así mismo transportan agua de la región occidental, pobre en nutrientes, hacia la parte oriental del golfo. En contraste, los giros anticiclónicos, hundén los nutrientes y el plancton hacia la capa de mezcla (de 10 a 70 m de profundidad) y los mueve de la parte oriental hacia el extremo occidental del golfo a través de este, por medio de un transporte de difusión horizontal advectivo (Cruz-Gómez *et al.*, 2008).

² La **circulación de mesoescala** se define como una clase de fenómenos energéticos de escalas espaciales que van desde diez a varios cientos de kilómetros y escalas de tiempo que van desde unos pocos días hasta varios meses. Sus mecanismos de forzamiento son principalmente las inestabilidades de la circulación a gran escala, las interacciones entre las corrientes, la batimetría y el forzamiento directo por el viento (Mesoscale Ocean Applications, 2010).

4.- “EL NIÑO” EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

Un evento de escala interanual que influye en la variabilidad climática en el golfo de California es “El Niño”.

En condiciones normales, en el océano Pacífico tropical, los vientos dominantes cerca de la superficie son del este y se denominan alisios. Tales vientos tienden a acumular el agua tropical más caliente hacia el lado occidental, es decir en la región de Indonesia, etc. Por ser la temperatura superficial del mar (SST) elevada ($>28\text{ }^{\circ}\text{C}$) en esta región, el aire es más ligero formando una atmósfera inestable en la que hay gran formación de nubes y lluvias intensas. Por otro lado, el Pacífico tropical oriental es en general más frío ($<27\text{ }^{\circ}\text{C}$) porque se presentan surgencias, además debido a la poca formación de nubes las precipitaciones disminuyen (Magaña *et al.*, 2010).

Durante años de “El Niño”, los vientos alisios se debilitan, permitiendo que las aguas cálidas que se concentran en la parte occidental del Pacífico tropical, lleguen a lo largo de el ecuador y por tanto, la SST en el Pacífico central y oriental se eleva de 1 a 2 $^{\circ}\text{C}$, favoreciendo el aumento de la humedad en esta región y provocando una intensificación en las precipitaciones (Magaña *et al.*, 2010).

En particular, durante el invierno en el golfo de California, ocurre una versión exagerada de la intrusión del ATS que se da en condiciones normales de verano (Lavín *et al.*, 1997). Las anomalías observadas durante “El Niño” en esta región son: un incremento en el nivel del mar de 10 a 30 cm, el hundimiento de 50 a 100 cm de la capa superficial mezclada y la termoclina y como consecuencia un incremento de el calor contenido en los 100 a 200 m superficiales. También se da una elevación en la temperatura superficial del mar ($>3\text{ }^{\circ}\text{C}$) y una disminución superficial de 0.1 en la salinidad (Baumgartner & Christensen, 1985 en Lavín & Marinone, 2003)

Debido a la peculiar intrusión del ATS y su permanencia en el golfo de California durante “El Niño”, la humedad que acarrea este fenómeno, se manifiesta con un incremento de las precipitaciones en los meses de invierno (Magaña *et al.*, 2003).

Estudios como el de Pérez-Cruz & Molina-Cruz (1988) en muestras de agua han evidenciado la influencia que tiene el evento de “El Niño” sobre la distribución de las especies de silicoflagelados en el golfo de California. Ellos observaron que durante “El Niño” de 1982-1983, la distribución latitudinal de las 6 especies encontradas se desplazó con los cinturones de temperatura que se movieron hacia el Norte del golfo.

5.- PRODUCTIVIDAD PRIMARIA EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

El golfo de California representa un área subtropical con excepcionales rangos de productividad primaria influenciada principalmente por las surgencias como ya se mencionó anteriormente, en la costa oriental del golfo durante invierno-primavera debido a la intensificación de los vientos del Noroeste, y se sugiere que pueden ocurrir en la costa occidental durante el verano, cuando la influencia de los vientos del Sureste es más importante (Álvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991). Sin embargo, se ha sugerido por diversos autores (Argote *et al.*, 1995; Lavín *et al.*, 1995; Gaxiola-Castro *et al.*, 1999) que son cuatro los procesos principales que contribuyen a la advección de nutrientes a la zona fótica y a la producción de fitoplancton en el golfo, los cuales se mencionan a continuación: 1) la mezcla que se forma por el impulso de los vientos y las surgencias costeras, principalmente a lo largo del margen continental, 2) la mezcla por acción de las mareas y la turbulencia en la parte norte del golfo, especialmente en el canal de Ballenas y alrededor de las grandes islas, 3) la circulación termohalina que mueve a las aguas intermedias hacia la capa de mezcla y, 4) las ondas internas.

Además, están involucrados los giros de mesoescala y las corrientes de chorro que transportan nutrientes y plancton a través del golfo -de la zona de islas hacia el sur del golfo- (Gaxiola-Castro *et al.*, 1999). En esa área se observó que las surgencias costeras impulsadas por viento y la mezcla por las mareas son importantes, con base en las imágenes de satélite de la concentración de pigmentos fitoplanctónicos (Santamaría-del-Angel *et al.*, 1994; Gaxiola-Castro *et al.*, 1999). Estas imágenes muestran un patrón estacional recurrente, el cual típicamente comienza con un pico temprano de productividad en Noviembre-Diciembre, seguido por una declinación, después un segundo pico en Febrero - Marzo y una dramática caída a través de los meses de verano (Santamaría-del-Angel *et al.*, 1994, 1998; Thunell, 1998). El pico inicial se desarrolla con vientos que enfrían las aguas superficiales, reducen la termoclina y estratifican la columna de agua que se estableció durante los meses de verano. El pico de Febrero – Abril se presenta cuando las surgencias del lado continental son más fuertes (Douglas *et al.*, 2007).

Los rangos de productividad en la parte central y en la parte baja del golfo pueden ser menores a $0.1 \text{ g C/m}^2/\text{día}$ y podrían exceder $4 \text{ g C/ m}^2 /\text{día}$, observando los valores más altos de Enero a Abril (Álvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991; Santamaría-del-Angel *et al.*, 1994; Thunell, 1998). En particular las imágenes de satélite han mostrado dos principales sitios de productividad primaria: 1) las plumas generadas por las surgencias costeras de invierno-primavera, que se localizan a lo largo de la región continental en el centro y bajo Golfo,

especialmente las plumas localizadas en la región oriental de las cuencas Guaymas, Carmen y Pescadero; y 2) alrededor de la zona de islas donde las mareas generan mezcla y olas atrapadas (Santamaría-del-Angel et al., 1994). Además se muestran los giros de mesoescala que transportan los pigmentos fitoplanctónicos generados por las surgencias costeras a través del golfo (Pegau et al., 2002 en Douglas et al., 2007).

6.- BATIMETRÍA

Lavín et al. (1997) dividieron al golfo de California en cinco provincias con base en la batimetría (Fig. 9)

- 1) La Zona de la Boca, en comunicación abierta con el Océano Pacífico Oriental Tropical a través de Cabo San Lucas a Cabo Corrientes ("la boca exterior"). Esta zona es muy profunda (~3000 m) e incluye parte de la Cuenca Pescadero y la Cuenca Mazatlán.
- 2) El Sur del Golfo de California (SGC) abarca desde el Cabo San Lucas-El Dorado ("el interior de la boca") hasta los umbrales de las grandes islas. Esta zona comprende una serie de cuencas profundas, de sur a norte: Pescadero (3000 m), Farallón (3000 m), Carmen (2000 m), Guaymas (2000 m) y San Pedro Mártir (1000 m).
- 3) El archipiélago, o zona de las islas cuenta con varios canales estrechos y umbrales que comunican la parte norte y la parte sur del golfo cuyas profundidades máximas son de 300 a 600 m. En esta zona se encuentran las islas Tiburón y Ángel de la Guarda.
- 4) El Norte del Golfo de California, tiene una profundidad media de ~200 m y la mayor parte del fondo marino puede clasificarse como parte de la plataforma continental.
- 5) El Alto Golfo, es una zona muy somera (profundidad < 30 m), y su provincia norte está a los 31° de latitud N.

7.- SEDIMENTOS EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

La depositación de sedimentos terrígenos de grano fino en el Golfo de California puede estar influenciada por varios factores que muestran una variación regional: 1) la litología de las cuencas de drenaje, 2) los patrones de precipitación y escorrentías, 3) el transporte y arrastre eólico y 4) los patrones de circulación en el golfo (Baba et al., 1991).

Van Andel, 1964 (en Benson, 2005) menciona que la parte Norte del golfo está cubierta con los sedimentos del Río Colorado, probablemente depositados en su mayor parte durante la elevación del nivel del mar en el post-Pleistoceno, con poca o nula

deposición moderna y presenta una transportación principalmente longitudinal. Sin embargo, en la parte Central y Sur del golfo la deposición de sedimentos es de la parte continental y de la península.

El margen continental con su precipitación más alta y con muchas corrientes permanentes es un proveedor mucho más prolífico de sedimentos que la árida península de Baja California. La zona de sedimentos marinos procedentes de la península es relativamente estrecha y termina aproximadamente al pie de la vertiente occidental. El aporte de sedimentos que provienen de la región oriental no sólo forma la amplia planicie costera y cubre la plataforma y talud continental, sino también se extienden a la mayoría de las cuencas del golfo (Van Andel, 1964 en Benson, 2005).

En particular en la región suroeste donde se registra una baja precipitación (25-50 cm/año) el aporte de componentes terrígenos disminuye y se presenta un mayor aporte biogénico (van Andel, 1964; Baba *et al.*, 1991 en Pérez-Cruz *et al.*, 2009).

Este componente biogénico puede constituirse de carbonato de calcio proveniente de los esqueletos de foraminíferos y coccolitofóridos, reportando las concentraciones más altas en la plataforma y talud peninsular del golfo de California; y de sedimentos silíceos conformados por diatomeas, radiolarios y silicoflagelados, donde las diatomeas pueden constituir más del 50% de los sedimentos en la región central del golfo. Sin embargo, al sur de la latitud 26° N los sedimentos silíceos están constituidos exclusivamente por radiolarios. Las diatomeas están concentradas en los taludes en el centro y sur del golfo, siendo en los taludes occidentales donde los porcentajes son más altos debido a que hay una menor dilución por arenas terrígenas. En la región nor-central y norte del golfo, los sedimentos de grano fino de las cuencas contienen gran número de diatomeas (Pérez-Cruz *et al.*, 2009).

En general los sedimentos silíceos se acumulan por debajo de las áreas de alta productividad primaria (valores en invierno >3 mg C/m²/d). Estas áreas están localizadas alrededor de la zona de islas, en el golfo central y en la vertiente del margen oriental y corresponden a áreas de fuerte turbulencia y mezcla; y de surgencias en invierno a lo largo del margen continental (Douglas *et al.*, 2007).

SEDIMENTOS LAMINADOS EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

Una característica importante de la parte central y sur del golfo es la existencia de sedimentos hemipelágicos laminados (Donegan & Schrader, 1982). El origen de estos sedimentos laminados es el resultado de varios procesos independientes que excepcionalmente se conjuntan en el golfo de California como son: altas tasas de sedimentación de materiales terrígenos provenientes del continente, en su mayoría

arrastrados por las aguas que cada verano descarga el Monzón Mexicano; y de sedimentos biogénicos, que resultan del efecto de los vientos sobre sus aguas costeras que acarrearán aguas subsuperficiales a la superficie, llevando nuevos nutrientes a la zona fótica y sosteniendo los altos niveles de producción primaria característicos del golfo durante el invierno primavera, y que se preservan en el piso oceánico debido a condiciones de oxígeno mínimo en las aguas de fondo (Pérez-Cruz & Herguera, en prensa).

Los sedimentos laminados conformados por la alternancia de dos delgadas láminas de sedimento, una clara y otra oscura, que representan un año de depositación son denominados varvas. Estas varvas se forman en las cuencas de depósito que se caracterizan por registrar las variaciones estacionales en la composición de sedimentos y por tener un bajo contenido de oxígeno (Weinheimer & Biondi, 2002).

En los sedimentos del golfo de California, las láminas oscuras representan la depositación de material terrígeno arrastrado por los ríos o las escorrentías durante la temporada de lluvias, o bien, por la depositación eólica que se presenta en el golfo. Las láminas claras son los sedimentos biogénicos formados por los organismos silíceos (diatomeas –principalmente-, radiolarios y/o silicoflagelados,) y/o calcáreos (foraminíferos planctónicos o cocolitofóridos) que se depositan durante episodios de alta productividad (Pérez-Cruz, 2000).

Cabe mencionar que los modelos de formación de sedimentos laminados de la región central del golfo (cuenca de Guaymas) coinciden en que el paquete conformado por una lámina clara y una oscura representa el aporte diferencial de un año (varva) (Baumgartner *et al.*, 1985; Pérez-Cruz, 2000); sin embargo, existen evidencias de que la formación de sedimentos laminados en cuencas al sur del golfo de California, no representan un aporte diferencial anual, sino multianuales (Pérez-Cruz, 2006; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

En cualquiera de los dos casos, la preservación de los sedimentos laminados depende de la concentración de oxígeno disuelto en el agua; ésta preservación se da cuando el talud del piso oceánico intersecta la Zona de Oxígeno Mínimo (ZOM) en la columna de agua. En el golfo de California existe una ZOM la cual se encuentra por lo general de 500 a 1000 m de profundidad y está asociada con el Agua Intermedia del Pacífico (AIP) (Donegan & Schrader, 1982; Thunell *et al.*, 1993). A esta profundidad la concentración es $0.08 < O_2 > 0.15$ ml / L (Álvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991). Este oxígeno mínimo juega un papel importante en la ecología y geología del golfo, ya que influye en la distribución de organismos bentónicos y pelágicos y en el patrón de sedimentación (Álvarez-Borrego &

Lara-Lara, 1991); cuando la ZOM llega a los márgenes de la cuenca del Carmen y Guaymas, la bioturbación es mínima y los sedimentos laminados son preservados (Thunell *et al.*, 1993).

“El estudio de estos sedimentos en el golfo se ha enfocado a varias cuencas, en especial: Guaymas, Carmen, Pescadero y Alfonso” (Pérez-Cruz & Herguera, en prensa). Las cuencas del Carmen y Guaymas son regiones clave para entender los cambios climáticos, debido a que gran parte de su registro sedimentario muestran estas varvas de aproximadamente un milímetro de espesor. Estos intervalos laminados forman paquetes que representan señales climáticas que van de estacionales a multianuales (Pérez-Cruz & Herguera, en prensa).

En particular, la Cuenca del Carmen, presenta un abundante aporte de terrígenos llevados de la región continental por las descargas del delta del río Mayo y, un aporte de sedimentos biogénicos resultado de los altos niveles de productividad (propiciados principalmente por las surgencias) durante el invierno y los inicios de la primavera en el margen oriental y en el margen occidental del golfo durante verano y otoño (Pérez-Cruz & Herguera, en prensa).

De acuerdo con lo anterior, algunos autores (DeMaster, 1980 en Thunell *et al.*, 1993) han reportado una tasa de sedimentación para la región oriental de la cuenca del Carmen de -1.9 mm/año, mientras que la tasa de sedimentación estimada para la región occidental es de 1.14 mm/año (Pérez-Cruz & Villagrán-de-la-Cruz, 2008).

8.- DESCRIPCIÓN DE LA SECUENCIA SEDIMENTARIA K58 Y MODELO DE EDAD

La secuencia sedimentaria DIPAL 1-K58, empleada en este estudio fue colectada en la parte occidental de la cuenca del Carmen y está conformada por sedimentos limo-arcillosos y se caracteriza por tener una estructura laminada la cual es posible observar a simple vista.

Tiene una longitud de 186 cm y presenta una alternancia de láminas claras y oscuras distribuidas a lo largo de toda la secuencia, cuyo espesor varía de 1 a 3 mm. Las laminaciones claras se componen de sedimentos biogénicos (predominantemente material silíceo, diatomeas en su mayoría -comprobable en la observación de placas micropaleontológicas-), mientras que las láminas oscuras, se componen básicamente de material terrígeno (Fig. 11). Con base en la Tabla de Colores Munsell (1995) se determinó el color de las láminas, las claras tuvieron un color olivo, HUE 5Y 5/3 y las oscuras presentaron distintas tonalidades que van desde el verde olivo-oscuro al verde olivo-gris, HUE 5Y 3/2 (Villagrán-de-la-Cruz, 2008).

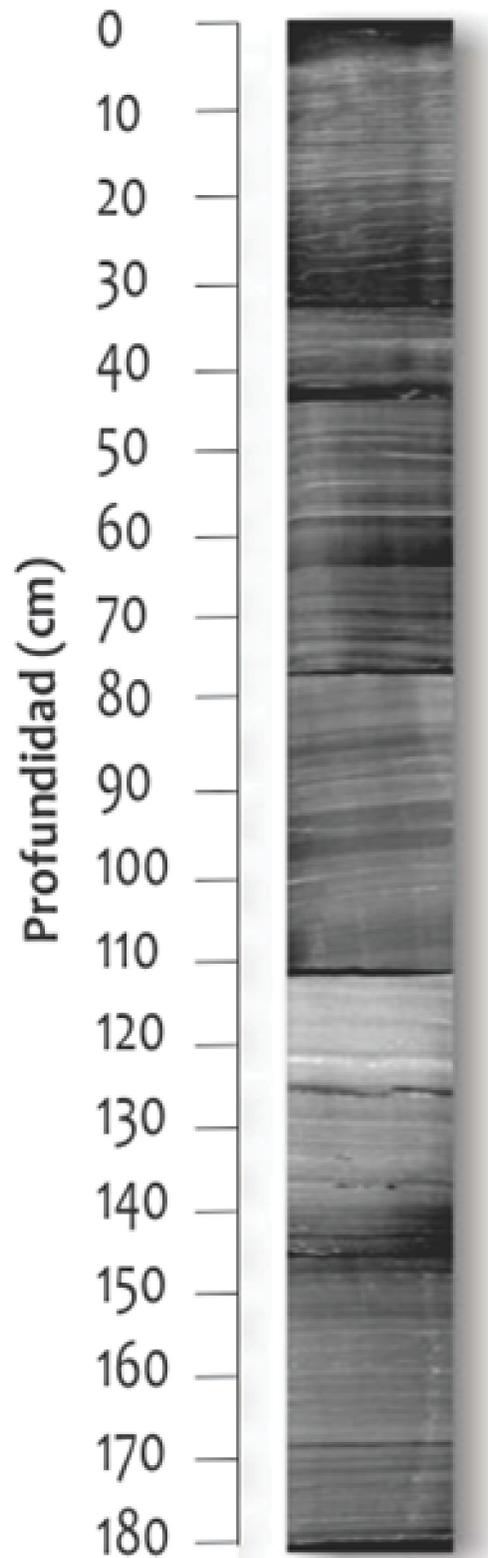


Figura 9.- Imagen de rayos X de la secuencia sedimentaria laminada DIPAL 1-K58, colectada a 710 m de profundidad en la parte occidental de la cuenca del Carmen (Proporcionada por la Dra. Ligia Pérez Cruz).

MODELO DE EDAD - MARCO GEOCRONOLÓGICO

Para contar con un marco geocronológico en un estudio previo se dataron catorce muestras superficiales del núcleo de caja DIPAL-1 C58, mediante el método de ^{210}Pb en el Laboratorio MicroAnalytic en Miami, Florida (Villagrán-de-la-Cruz, 2008). Este método es ampliamente utilizado para la determinación de las tasas de sedimentación en ambientes de depósito lacustres y marinos (Noller *et al.*, 2000).

La datación con ^{210}Pb es un método isotópico, a partir del cual se realiza la estimación basándose en su decaimiento radioactivo. El ^{210}Pb forma parte de la serie del $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$, cuya vida media es de 22.3 años y su principal fuente es el aporte atmosférico por decaimiento de su precursor, el gas inerte ^{222}Rn . El desequilibrio radioactivo causado por la pérdida de ^{222}Rn a la atmósfera produce exceso de ^{210}Pb que es depositado en el sedimento, lo que hace posible obtener una aproximación en edad (Appleby & Oldfield, 1978; Salamanca & Jara, 2003).

El ^{210}Pb se utiliza para dataciones del Holoceno debido a que: 1) su vida media es de 22.3 años, lo que permite estimar la edad de los sedimentos en un rango de tiempo equivalente a 5 - 7 veces su vida media (de 100 - 150 años) (Salamanca & Jara, 2003), 2) es producido tanto en la atmósfera como en la tierra, 3) se encuentra en todos los sedimentos, ya que se acumula en ellos por decaimiento radioactivo y es inmóvil una vez depositado y 4) se cree que muchos ambientes sedimentarios son un sistema cerrado para ^{210}Pb (Noller *et al.*, 2000).

Por otra parte la tasa de sedimentación se estimó con base en el modelo de "Tasa Constante de Aporte" (Goldberg 1963; Crozaz *et al.* 1964; Appleby & Oldfield 1978 en Villagrán-de-la-Cruz, 2008), la cual es 1.14 mm/año. Asimismo, para conocer la edad del centímetro superficial de la secuencia, se llevó a cabo una datación con radiocarbono AMS, que indicó que la superficie tiene 850 años AP, por lo que con base en la tasa de sedimentación se estimó que la secuencia tiene un alcance de -850 a 2,700 años AP, y pertenece al Holoceno Tardío (Pérez-Cruz & Villagrán-de-la-Cruz, 2008).

Con base en lo anterior, se estimó que cada centímetro de la secuencia sedimentaria DIPAL 1-K58 equivale a ~ 10 años, por lo que para este estudio, cada intervalo de 5 cm equivale a ~ 50 años, por tanto la escala de interpretación en este trabajo es multidecadal.

VARIABILIDAD CLIMÁTICA DEL HOLOCENO

El Cuaternario es un periodo que se inició hace 2.6 millones de años con la época glacial llamada Pleistoceno (Cronin, 2010), la cual terminó hace ~ 11500 años cal AP, al finalizar del evento climático conocido como Younger Dryas (YD), dando paso a la última época interglacial conocida como Holoceno (Cronin, 2010).

El Holoceno puede ser dividido en tres intervalos con base en las cronozonas³ establecidas en Europa (Mangerud *et al.*, 1974). El primer intervalo comprende las cronozonas Preboreal y Boreal, del 11500 a 9000 años cal AP (Stuiver *et al.*, 1998) en el cual el clima comenzó a ser relativamente más cálido, comparado con el clima del último periodo glacial e interglacial (Cronin, 2010). El segundo intervalo es el llamado Hipsitermal, el cual es un periodo relativamente cálido que incluye la cronozona del Atlántico y se ubica entre 9000 a 5700 años cal AP. El último intervalo es la Neoglaciación que comprende las cronozonas Subboreal y Subatlántica de 5700 años cal AP al presente (Mangerud *et al.*, 1974; Stuiver *et al.*, 1998).

Cronin (2010) menciona que el intervalo que abarca de 11500 a 5000 años cal AP, es conocido como Holoceno Temprano o "Altitermal", el cual como se mencionó anteriormente se caracterizó por presentar un clima cálido en donde la temperatura promedio ascendió más de 3 °C, y se dio un aumento en las precipitaciones de las latitudes bajas (Pérez-Cruz *et al.*, 2009). Este intervalo, también ha sido referido como el "Óptimo Climático del Holoceno", el cual fue más evidente alrededor de 6000 años AP en latitudes medias del hemisferio norte y, de 8000 a 5000 años AP, en regiones tropicales (Burroughs, 2001 en Pérez-Cruz *et al.*, 2009).

Seguido de este clima cálido, se presentó un intervalo en el cual hubo un avance de los glaciares alpinos en Norteamérica, al que se le llamó "Neoglaciación" (Cronin, 2010) y lo ubican dentro Holoceno Tardío (últimos 3700 años cal AP) (Cortese *et al.*, 2005).

Sin embargo, el Holoceno Tardío no sigue una tendencia unidireccional hacia el enfriamiento, sino por el contrario presenta oscilaciones en la temperatura y en las precipitaciones (Cronin, 2010). Estas oscilaciones fueron evidenciadas con dos señales climáticas importantes y contrastantes, la llamada Anomalía Climática Medieval (ACM) y la Pequeña Edad del Hielo (PEH).

³ Una **cronozona** es un cuerpo de roca estratificada, donde los estratos que la conforman se depositaron durante un intervalo específico del tiempo geológico. En este caso el intervalo de tiempo en el cual se depositó la roca coincide con el intervalo de tiempo de existencia de un tipo de vegetación (plantas boreales, plantas atlánticas, etc.) que son características de Noruega. El término fue introducido por Axel Blytt en 1876 (Mangerud *et al.*, 1974).

La ANOMALÍA CLIMÁTICA MEDIEVAL (ACM) (también conocida como Periodo Cálido Medieval) ocurrió de 950 a 1250 AD (Mann *et al.*, 2009), y coincide con el periodo referido como el Máximo Solar Medieval (Jirikowic & Damon, 1994), en el cual la actividad magnética de la corona solar, intensificada por movimientos del interior del Sol, incrementó la radiación solar incidente en la Tierra (Uriarte, 2003) (Fig. 9).

Este máximo solar se ha documentado como un calentamiento en el Atlántico Norte, en el sur de Groenlandia, en el Ártico Eurasiático y en ciertas regiones de Norteamérica. Por lo que las temperaturas en el Hemisferio Norte se estima que fueron 2 °C más altas que el promedio de temperaturas del siglo XV y XIX (Mann *et al.*, 1999; Mann *et al.*, 2009).

Esta señal climática se ha expresado de diferentes formas en diferentes regiones, por ejemplo, en el Océano Pacífico Norte se registró un ascenso relativo de la temperatura durante la Anomalia Climática Medieval (Mann *et al.*, 1999), mientras que en el Pacífico Tropical las condiciones climáticas fueron similares a las que se presentan durante “La Niña” (Mann *et al.*, 2005). En algunas regiones como en el centro de Eurasia, el noroeste de Norteamérica y en algunas partes del Atlántico sur, se mostró un enfriamiento anómalo (Mann *et al.*, 2009).

Después de este relativo calentamiento se presentó nuevamente un avance de los glaciares alpinos. Grove (2004 en Wanner *et al.*, 2008) identificó varios pulsos de estos avances, que coinciden con la señal climática llamada “PEQUEÑA EDAD DE HIELO”, teniendo la particularidad de ser el único intervalo en el Holoceno con un avance de glaciares identificados en varias partes del mundo. Esta señal abarcó del 1400 a 1700 AD y se caracterizó principalmente por un pronunciado enfriamiento sobre los continentes del Hemisferio Norte, en donde la temperatura global promedio fue 1 °C menos con respecto a la temperatura del siglo XX; sin embargo, en algunas regiones como en el Medio Oriente, la parte central del Atlántico Norte, África, algunas partes aisladas de Estados Unidos, Eurasia tropical y el Pacífico Ecuatorial, esta señal climática se manifestó como un calentamiento comparable con el que se presenta actualmente (Mann *et al.*, 1999; Mann *et al.*, 2009) (Fig. 9).

Ambas señales han sido detectadas en el golfo de California con estudios como el de Barron *et al.*, (2003) el cual llevaron a cabo en la cuenca de Guaymas, donde detectaron un incremento en la abundancia de la diatomea tropical *Azpeitia nodulifera* en el intervalo de 920 a 1020 AD y de 1100 al 1140 AD, lo cual sugirió la señal del ACM, caracterizada por una gran reducción de la productividad. En este mismo estudio, también se pudo observar

la señal climática de la Pequeña Edad de Hielo en el intervalo de 1550 a 1800 AD, el cual coincide con el incremento de la diatomea *Roperia tessellata* a finales del invierno y principios de primavera. De igual manera el porcentaje de sílice biogénico es relativamente alto (>40%) durante este periodo, lo que sugiere un aumento en la producción de fitoplancton silíceo durante el invierno, asociado a los fuertes vientos del noroeste.

Otro estudio que también mostró la señal de la ACM fue el de Pérez-Cruz (2006) con una secuencia laminada de la cuenca Alfonso en Bahía de la Paz. En esta secuencia se observaron dos picos significativos a -1038 y 963 años cal. AP, los cuales están asociados con un mayor tiempo de residencia del ATS, lo que favoreció el crecimiento de *Tetrapyle octacantha* (radiolario asociado a aguas cálidas subtropicales y ecuatoriales).

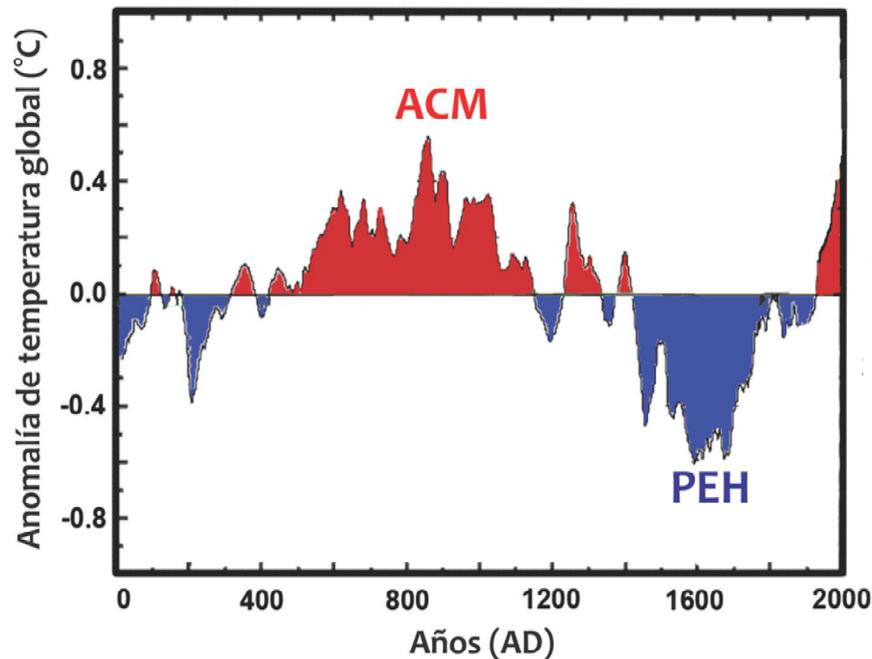


Figura 10. Fluctuaciones en la temperatura global durante la Anomalía Climática Medieval (ACM) y durante la Pequeña Edad de Hielo (PEH) basándose en varios proxies (Modificado de Loehle & McCulloch, 2008).

1.- MECANISMOS DE FORZAMIENTO CLIMÁTICO DURANTE EL HOLOCENO

Aunque el Holoceno es conocido por su relativa estabilidad climática, se han presentado cambios importantes que han modificado por intervalos de tiempo el clima del planeta, estos cambios pueden ser originados por factores de forzamiento que para la mayor parte del Holoceno son importantes tres tipos: forzamiento orbital, solar y volcánico (Wanner et al., 2008).

FORZAMIENTO ORBITAL

La cantidad de radiación solar que llega a la atmósfera está relacionada con la energía que sale del Sol y con la posición y orientación de la Tierra con respecto a éste. Como consecuencia del forzamiento gravitacional de otros planetas (principalmente de Júpiter y Saturno) actuando sobre la Tierra, los parámetros orbitales de ésta cambian con mayor periodicidad, aproximadamente de 400 a 100 mil años debido a los cambios en la excentricidad orbital, 40 mil años por cambios en la inclinación del eje terrestre y 20 mil años por la precesión del eje terrestre, esta teoría del forzamiento orbital es conocida como la "Teoría de Milankovitch" (Wanner *et al.*, 2008)

La insolación sobre el planeta alcanzó su punto máximo a principios del Holoceno (~11 mil años cal. AP.) durante el verano boreal, hacia los 60° de latitud N y el Ecuador, y ha venido declinando desde entonces. La insolación del verano boreal fue más baja entre los 12 y 10 mil años, pero se incremento hacia el Ecuador y los 60° de latitud S, durante esta época (Cronin, 2010).

FORZAMIENTO SOLAR

Varios registros paleoclimáticos brindan evidencia de la relación que existe en los cambios climáticos y los cambios en la actividad solar (Bond *et al.*, 2001; Neff *et al.*, 2001 en Wanner *et al.*, 2008). Los cambios en la irradiancia solar total (TSI por sus siglas en inglés) han sido identificados como varias frecuencias distintas (Hoyt & Schatten, 1997; Pap *et al.*, 2004; Benestad, 2005 en Cronin, 2010). Las frecuencias más comunes encontradas en los registros paleoclimáticos del Holoceno son los ciclos de 11 años de manchas solares llamados Schwabe , el de Hale de 22 años, que es el doble del de manchas solares, Gleissberg de 88 años, Vries (también llamado Suess) de 200 años y los llamados ciclos Bond de 1500 años (Cronin, 2010).

Los ciclos Bond son patrones *quasi*-periódicos de ~1500 años. Bond *et al.* (1997; 2001) con base en las evidencias de detritos de rocas transportados por los icebergs y la tasa de producción de dos isótopos cosmogénicos, ^{14}C y ^{10}Be , en los núcleos de hielo de Groenlandia, identificaron estos ciclos, los cuales han persistido durante el Holoceno. Estos isótopos se relacionan con el viento solar y con la actividad solar (o irradiancia solar), en el sentido de que mayores tasas de producción, indican una disminución de la actividad solar. Se ha llegado a pensar que los ciclos Bond son los equivalentes a los ciclos Dansgaard-Oeschger del Pleistoceno (Alley, 2005 en Cronin, 1999), pero con una señal climática fría.

En total, Bond *et al.* (2001) detectó nueve eventos fríos los cuales tienen sus picos en 400, 1400, 2800, 4300, 5900, 8100, 9400, 10,300, 11,100 años cal. AP.

Varios autores han considerado que el forzamiento solar es el factor determinante o al menos uno de los factores en las fluctuaciones del clima a escala centenaria y milenaria (Chapman & Shackleton 2000, Fleitmann *et al.*, 2003, Hu *et al.*, 2003, Niggemann *et al.*, 2003, Yu *et al.*, 2003, Gupta *et al.*, 2005, Wang *et al.*, 2005, Lamy *et al.*, 2006, Viau *et al.*, 2006, Allen *et al.*, 2007).

FORZAMIENTO VOLCÁNICO

En las grandes erupciones volcánicas, centenares de silicatos, tefras y gases son emitidos a la troposfera y estratosfera a una altitud de 20 a 25 km (Zielinski, 2000; Ammann & Naveau, 2003 en Wanner *et al.*, 2008). Los silicatos rápidamente se incorporan a la corteza terrestre y la contribución de CO₂ es menor, pero los ácidos formados por los gases de azufre (SO₂, H₂S) se mantienen por largos periodos, y provocan una disminución en el albedo, reflejado en la disminución de la temperatura del planeta. Debido a que estos gases tienen una eficiente absorción de la radiación solar, por lo que las capas donde se encuentran se calientan y causan un enfriamiento de la superficie terrestre. De acuerdo con los análisis de Robock (2000) el promedio del enfriamiento del planeta después de una erupción volcánica puede alcanzar valores de 0.1 a 0.2 °C.

Otros autores argumentan que las grandes erupciones volcánicas pueden disminuir la temperatura del verano dramáticamente (Briffa *et al.*, 1998 en Wanner & Bütikofer, 2008), ya que se ha demostrado que una sola erupción volcánica tropical, permite una señal climática que dura de 2 a 3 años. Con base en esto se sugiere que un gran número de erupciones volcánicas tropicales se han presentado durante ciertos intervalos en el último milenio, entre 1200 y 1350 AD y alrededor de 1700 y 1800 AD (Robock, 2000; Fischer *et al.*, 2006; Wanner *et al.*, 2008 en Wanner & Bütikofer, 2008).

Durante el último milenio estos máximos de actividad volcánica coincidieron con una disminución orbital que afectó la insolación en el hemisferio norte y una inusual concentración de actividad solar mínima (Wolf, Spörer, Maunder, Dalton) provocando la temperatura más baja en esta área hace 8000 años (Wanner & Bütikofer, 2008).

MATERIALES Y MÉTODOS

1.- COLECTA EN EL BARCO

Durante la campaña oceanográfica “Dinámica Oceánica y Paleoceanográfica del golfo de California” (DIPAL-1), llevada a cabo a bordo del B/O “El Puma” de la Universidad Nacional Autónoma de México, se colectó la secuencia sedimentaria K58, por medio de un nucleador de gravedad tipo Kasten, en la región occidental de la cuenca del Carmen, golfo de California en las siguientes coordenadas: 26° 00' 670" de latitud N y 110° 59' 708" de longitud O, a una profundidad de 710 m (Fig. 10).

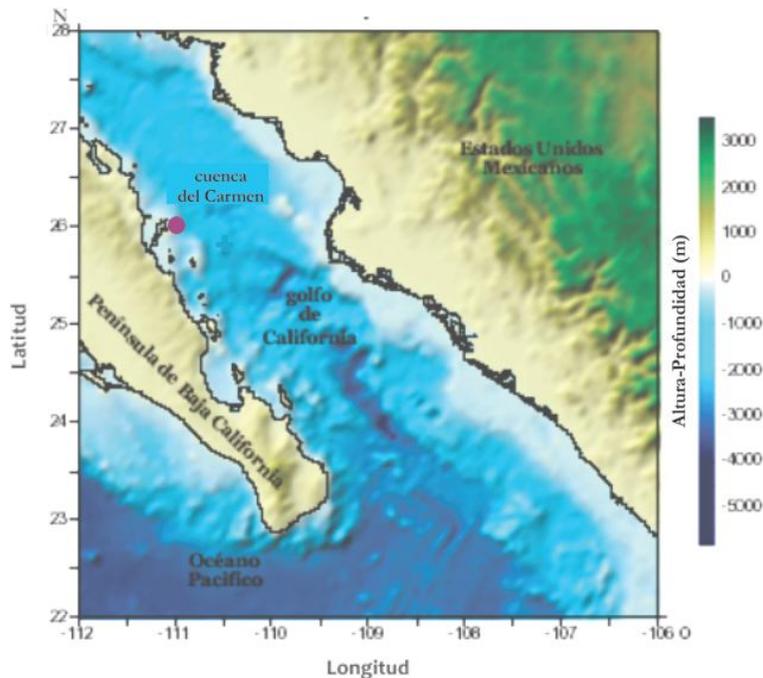


Figura 11.- Localización de la zona de colecta del núcleo DIPAL 1-K58 (señalada con un círculo) (Imagen proporcionada por la Dra. Ligia Pérez Cruz).

2.- PROCESAMIENTO DE MUESTRAS SEDIMENTARIAS DE LA SECUENCIA K58 PARA LA ELABORACIÓN DE PLACAS MICROPALAEONTOLÓGICAS PARA EL ESTUDIO DE SILICOFLAGELADOS

Para este estudio se utilizó la secuencia sedimentaria DIPAL-1 K58 de 186 cm de longitud descrita anteriormente, a la cual se le realizó un submuestreo en intervalos de 5 cm obteniendo 38 muestras a lo largo de toda la secuencia, y para el procesamiento se siguió el método propuesto por Roelofs & Pisias (1986) con algunas modificaciones, el cual se describe a continuación.

Se tomó una cantidad de sedimento húmedo constante en cada muestra mediante 2 anillos metálicos de volumen conocido ($1.8 \text{ cm}^3 \text{ c/u}$). La muestra se colocó en vasos de precipitados de 600 ml y se les agregó 200 ml de agua de la llave para disgregar el sedimento. Después de esto se procedió al tratamiento químico, que consistió en adicionar 25 ml de ácido clorhídrico (HCl) al 36% y 25 ml de peróxido de hidrógeno (H_2O_2) al 30% para disolver carbonatos y materia orgánica. Los vasos de precipitados se colocaron sobre una parrilla a $-300 \text{ }^\circ\text{C}$, con el propósito de acelerar la reacción química, y se dejaron aproximadamente durante 4 horas hasta que la reacción terminó. Se retiraron de la parrilla y se dejaron enfriar a temperatura ambiente. La fracción obtenida después del proceso se vació en un tamiz con abertura de malla de $25 \mu\text{m}$ y se lavó con agua corriente para eliminar las partículas muy finas (menores a $25 \mu\text{m}$) y disgregar el sedimento. La muestra limpia se guardó en frascos de plástico para su posterior montaje.

Para el montaje de las muestras primero se colocó en un vaso de precipitados de 1000 ml un anillo de teflón con dos portaobjetos previamente etiquetados con el número de muestra a montar, después se añadieron 800 ml de agua corriente y se vació la muestra previamente procesada, distribuyéndola aleatoriamente con ayuda de un agitador, se dejó sedimentar durante 30 minutos. Transcurrido este tiempo el agua se drenó con un sifón muy lentamente, procurando no perturbar el material depositado sobre los portaobjetos; posteriormente éstos se retiraron cuidadosamente, se dejaron secar a temperatura ambiente y se realizó el montaje con Bálsamo de Canadá diluido con Xilol, dejándolos en el horno a $40 \text{ }^\circ\text{C}$ durante 2 días. Posteriormente se dejaron secar a temperatura ambiente por el lapso de 15 días para su posterior observación al microscopio.

3.- IDENTIFICACIÓN TAXONÓMICA Y CONTEO DE ESPECÍMENES

La observación de placas micropaleontológicas se realizó con un microscopio óptico modelo Axioscop 40 Carl Zeiss, con objetivos A-Pan de 20X y 40x. El conteo e identificación taxonómica se llevó a cabo considerando el número estadísticamente significativo, el cual es de 300 especímenes en una población de microfósiles (Sachs, 1973), pero para este estudio se contaron 600 especímenes por cada placa. Por otra parte, para la identificación de las especies se utilizaron los trabajos de: Poelchau, 1976; Murray & Schrader, 1983, Takahashi, 1991 y Barron & Bukry, 2007.

Para tener una documentación digital se realizó la toma de fotografías por medio de una cámara marca Canon *Power Shot A640* de 10.0 megapíxeles. Se fotografiaron los especímenes representativos de cada especie, aquellos en donde fueran más evidentes sus

características morfológicas distintivas de la especie, así como de aquellos esqueletos con estructuras aberrantes (con mayor número de ventanas, de espinas, etc.).

4.- MANEJO DE DATOS ESTADÍSTICOS

Con los datos obtenidos del conteo de especímenes se elaboró una matriz de abundancias absolutas, la cual se expresó en porcentajes y se construyó una matriz de datos de 38 columnas (intervalos) por 18 renglones (especies) (Anexo II). A esta matriz se le aplicó un análisis estadístico exploratorio para calcular la media (promedio), mínimos y máximos, usando el programa STATISTICA 6.0 (Basic Statistical Analysis Methods). Con el propósito de evidenciar a las especies de silicoflagelados más significativas, se aplicó un filtro estadístico de presencia/persistencia considerando entonces taxones con una abundancia relativa mayor al 1% y presentes en al menos 5 muestras (Correa-Metrio *et al.*, 2010). La abundancia relativa de los taxones más significativos se graficó en sentido estratigráfico para observar las fluctuaciones que presentaban a lo largo de la columna sedimentaria.

En la Figura 12 se resume a manera de diagrama de flujo los apartados de materiales y métodos.

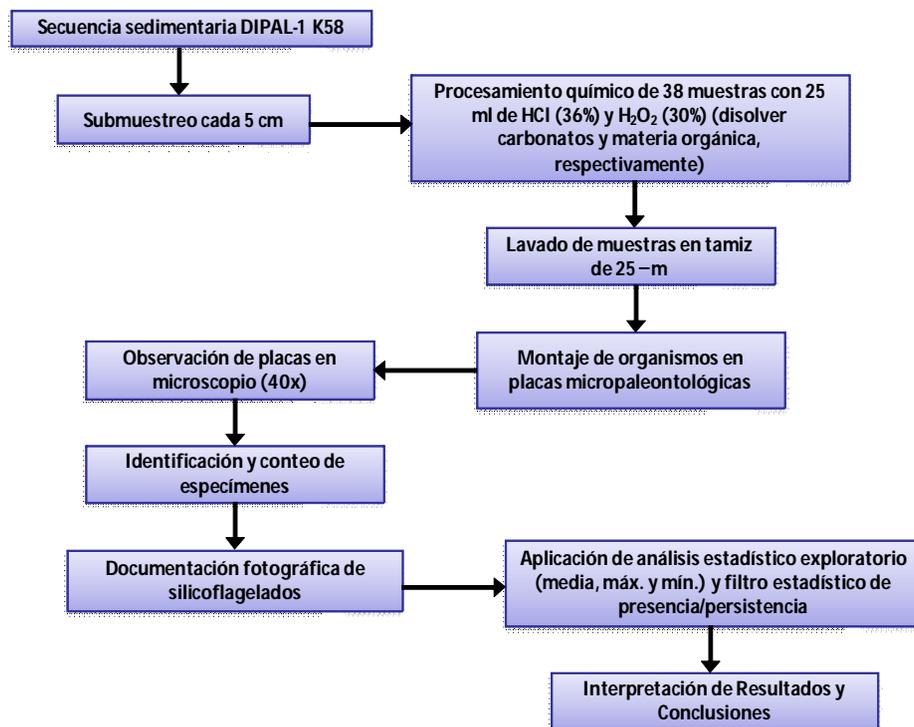


Figura 12.- Esquema que muestra la secuencia de pasos que se siguieron para el estudio de los silicoflagelados en la secuencia sedimentaria DIPAL-1 K58.

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

1.- ABUNDANCIA DE ESPECIES

En los 38 intervalos estudiados del registro sedimentario de la secuencia K58 se observó que los silicoflagelados eran muy abundantes y estaban muy bien preservados. Se identificaron 10 especies y 8 variantes morfológicas de las mismas, pertenecientes a dos géneros, *Dictyocha* y *Octactis*, los cuales se muestran en la Tabla 2 y se ilustran en las láminas 1 y 2.

Tabla 2.- Especies de silicoflagelados identificadas en la secuencia K58, en la cuenca del Carmen, golfo de California.

GÉNERO	ESPECIE
Dictyocha Ehrenberg, 1837	D. calida Poelchau, 1976
	D. californica Schrader et al., 1986
	D. epiodon Ehrenberg, 1854
	D. fibula var. robusta Murray & Schrader, 1983
	D. franshepardii Barron & Bukry, 2007
	D. messanensis f. messanensis Haeckel, 1887
	D. messanensis f. spinosa Lemmermann, 1908
	D. minima Murray & Schrader, 1983
	D. perlaevis Frenguelli, 1951
	O. pulchra Schiller, 1925

Las 10 especies reconocidas en este estudio están incluidas en los 15 taxones que se han documentado en muestras de plancton y en el registro sedimentario para el golfo de California, como se menciona en los antecedentes de este trabajo (Murray & Schrader, 1983; Schrader et al., 1986; Barron & Bukry, 2004, 2007).

Durante la identificación de las especies se observaron variaciones en la morfología del esqueleto con respecto a lo que se describe en la diagnosis de cada especie (Anexo I). Las variaciones más frecuentes fueron, por ejemplo: esqueletos con menor o mayor tamaño; cambios en la forma del anillo basal, más recto o redondeado; diferencia en el

número de espinas radiales. Las especies con mayores variante morfológicas son 5, que se muestran en la Tabla 3 y se ilustran en la Lámina 3.

Tabla 3.- Variantes morfológicas de las especies de silicoflagelados identificadas en el núcleo K58, en la cuenca del Carmen, golfo de California.

<i>Dictyocha californica</i> (forma globosa)
<i>Dictyocha epiodon</i> (forma pequeña)
<i>Dictyocha fibula var. robusta</i> sp. A
<i>Dictyocha fibula var. robusta</i> sp. B
<i>Dictyocha messanensis f. messanensis</i> (forma pequeña)
<i>Octactis pulchra</i> (7 espinas)
<i>Octactis pulchra</i> (9 espinas)
<i>Octactis pulchra</i> (10 espinas)

Inicialmente, con el análisis estadístico exploratorio fue posible observar que 12 especies mostraban una abundancia promedio mayor al 1% (Anexo II) y 8 de éstas, las más abundantes y constantes a lo largo de la secuencia sedimentaria, en conjunto representaron el 91% de la abundancia total de los silicoflagelados. Estas 8 especies fueron: *Octactis pulchra* (21%), *Dictyocha fibula var. robusta* (16%), *Dictyocha epiodon* (13%), *Dictyocha calida* (11%), *Dictyocha messanensis f. messanensis* (9%), *Dictyocha perlaevis* (8%), *Dictyocha californica* (7%) y *Dictyocha messanensis f. spinosa* (6%).

A continuación se describen sus afinidades ecológicas, que servirán de base para la interpretación paleoclimática y paleoceanográfica.

2.- AFINIDADES ECOLÓGICAS

Octactis pulchra

Fue la especie más abundante en la secuencia sedimentaria K58. Esta especie muestra preferencia por las aguas ricas en nutrientes a temperaturas que oscilan de 15 a 23 °C (Schrader et al., 1986). Debido a que *O. pulchra* se distribuye en zonas con gran cantidad

de nutrientes, como en las zonas de surgencias, es considerada como un *proxy* de productividad primaria (Schrader & Baumgartner, 1983; Murray & Schrader, 1983; Takahashi, 1991; Barron *et al.*, 2003; Barron *et al.*, 2004; Barron & Bukry, 2007).

En el plancton, *O. pulchra* se distribuye en la Zona de la Boca del golfo y hacia los 26° de latitud N durante las estaciones de invierno y primavera, mostrando sus mayores abundancias en las aguas superficiales de las cuencas de Guaymas y Carmen (Murray & Schrader, 1983); mientras que durante las estaciones de verano y otoño se distribuye en la parte Norte del golfo, sobre las cuencas Salsipuedes, Tiburón y San Esteban y en el Pacífico sobre el margen occidental de la Península de Baja California de ~23° a 28° de latitud N (Schrader *et al.*, 1986).

En los sedimentos del golfo, *O. pulchra* ha mostrado una distribución similar a la observada en el plancton, tanto en la región centro de la parte Sur y en el margen occidental de la parte Norte del golfo de California (Schrader *et al.*, 1986). También se ha reportado en los sedimentos del Pacífico Tropical Oriental en latitudes mayores a los 30° de latitud N (Poelchau, 1976).

Dictyocha fibula* variedad *robusta

Es la segunda especie más abundante en este estudio. Es una especie cosmopolita que habita en las aguas superficiales a temperaturas de 22 a 26 °C, pero que se presenta florecimientos significativos cuando incrementan los nutrientes en las aguas superficiales. Sin embargo, en un estudio realizado por Schrader y colaboradores (1986) se observó que su abundancia era menor cuando aumentaba la de *O. pulchra.*, que como ya se mencionó se encuentra asociada a aguas enriquecidas.

Las mayores abundancias de *D. fibula* var. *robusta* se han encontrado en muestras de plancton en la Zona de la Boca del golfo del lado oriental durante el invierno-primavera (Murray & Schrader, 1983) y durante el verano-otoño se distribuye hasta la parte Norte, cerca de los 28° de latitud N. Su distribución en los sedimentos superficiales cubre principalmente de los 26° a 30° de latitud N (Schrader *et al.*, 1986).

Dictyocha epiodon

Es una especie característica del Pacífico Norte, ya que se encuentra asociada a la Corriente de California, mostrando preferencia por aguas con salinidades bajas (de 34.1 a 34.5) e intervalos de temperatura de 10 a 22 °C (Schrader *et al.*, 1986; Onodera & Takahashi, 2005). Takahashi & Honjo (1989) sugieren que en invierno la abundancia de *D. epiodon*

aumenta en el Pacífico Nor-Occidental, y que este aumento está relacionado con el hundimiento de la termoclina.

Esta especie ha sido reportada dentro del golfo de California y su distribución depende del grado de incursión estacional del Agua de la Corriente de California, por lo que sólo se encuentra en la parte Sur del golfo, principalmente en la Zona de la Boca (Murray & Schrader, 1983; Schrader *et al.*, 1986).

En los registros sedimentarios se ha encontrado en el golfo de California en el Pacífico Norte cerca del Giro de Alaska y bajo la extensión de la Corriente de Kuroshio (Poelchau, 1976).

Dictyocha calida.

Esta especie muestra preferencia por aguas cálidas con temperatura de 24 a 26 °C, salinidades de 34 a 34.9 y está asociada al Agua Tropical Superficial y a condiciones relativamente oligotróficas. En muestras de agua del golfo de California se ha encontrado de la Zona de la Boca hasta los 26° de latitud N durante el invierno (Murray & Schrader, 1983) y en verano, se presenta a lo largo de los márgenes del golfo, con una abundancia mayor en el margen oriental hacia los 28° 30' de latitud N (Schrader *et al.*, 1986). En contraste, durante el evento de "El Niño" de 1982-83, ésta se encontró en el lado occidental del golfo de los 26° a los 28° de latitud N (Pérez-Cruz & Molina-Cruz, 1988).

También se ha reportado en los sedimentos superficiales del Pacífico Norte donde usualmente compone menos del 10% en el sedimento (Poelchau, 1976).

Dictyocha messanensis forma messanensis

Se distribuye en aguas superficiales con temperaturas de 18 a 26 °C y salinidades de 34 a 35.2 (Schrader *et al.*, 1986) siendo afín a aguas cálidas ecuatoriales. Se ha observado que presenta una relación inversa con *O. pulchra*, por lo que *D. messanensis forma messanensis* se considera una indicadora de condiciones oligotróficas (Takahashi, 1991; Juillet-Leclerc & Schrader, 1987).

En el golfo de California Murray & Schrader (1983) la encontraron en muestras de agua en la Zona de la Boca hasta los ~25° de latitud N, pero sus mayores abundancias fueron encontradas fuera del golfo a lo largo del margen occidental de la Península de Baja California, durante invierno-primavera. Por otra parte en verano-otoño su distribución se restringió a la Zona de la Boca, sobre los márgenes continentales del golfo de California (Schrader *et al.*, 1986). Esta especie se ha encontrado durante el evento de "El Niño",

distribuyéndose entre los 26° y 28° de latitud N, principalmente sobre el margen oriental del golfo de California y sobre la cuenca Guaymas (Pérez-Cruz & Molina-Cruz, 1988).

En los sedimentos del golfo de California, su distribución se ha ubicado principalmente en el Suroeste y en el Norte del golfo (Murray & Schrader, 1983; Schrader et al., 1986) y en el Pacífico tropical oriental en latitudes menores a los 40° de latitud N (Poelchau, 1976).

Dictyocha perlaevis

Es una especie de aguas cálidas, la cual se ha encontrado en estudios realizados con muestras de agua y sedimentos en las cuencas de Guaymas, Alfonso y La Paz, en el golfo de California (Barron et al., 2004; Álvarez-Gómez & Martínez-López, 2010; Hernández, 2010). Esta especie ha sido asociada a incursiones de aguas subtropicales que acompañan a eventos de tipo “El Niño” ya que presenta características similares a las de *Azpeitia nodulifera* (Barron et al., 2004), la cual es una diatomea asociada a aguas cálidas y estratificación de la columna de agua, así como a una productividad primaria reducida, además, esta diatomea es característica de la Corriente de Costa Rica, que usualmente penetra en la parte Sur del golfo pero que se extiende más hacia el interior durante los años de “El Niño”, por lo que la temperatura superficial del mar se incrementa (Sancetta, 1995). Se sugiere entonces que *D. perlaevis* podría tener similitud con las afinidades ecológicas de *A. nodulifera*.

D. perlaevis también ha sido reportada en sedimentos de la cuenca de Panamá sobre el Pacífico Ecuatorial con abundancias por debajo del 1%.

Dictyocha californica

Esta especie fue una de las menos abundantes, y está asociada con el Agua de la Contra-Corriente de Costa Rica. Esta especie se distribuye en intervalos de temperatura de 17 a 26 °C y en salinidades de 34 a 35. En estudios realizados en el golfo de California se ha presentado en la Zona de la Boca y en lengüetas a lo largo del margen continental sobre las cuencas Carmen y Guaymas y está ausente en la parte Norte del golfo (Murray & Schrader, 1983; Schrader et al., 1986). En condiciones de “El Niño”, la abundancia de esta especie es mayor en la costa oriental del golfo entre los 26° y 28° de latitud N (Pérez-Cruz & Molina-Cruz, 1988).

Dictyocha messanensis* forma *spinosa

Ésta fue la especie menos abundante en la secuencia sedimentaria y ha sido reportada como una especie que acompaña a la forma *messanensis*, usualmente con menos del 5% en abundancia (Poelchau, 1976). Ha sido encontrada en la columna de agua y en sedimentos de las cuencas Alfonso y La Paz, respectivamente (Álvarez-Gómez & Martínez-López, 2010; Hernández, 2010) por lo que se considera una especie de aguas ecuatoriales con afinidades ecológicas similares a la forma *messanensis*. Takahashi (1991) la reportó en los sedimentos de la cuenca de Panamá, en el Pacífico Norte, cerca de Hawaii, y en el Atlántico occidental.

3.- DISTRIBUCIÓN DE LAS ESPECIES EN LA COLUMNA SEDIMENTARIA

Para mostrar las fluctuaciones de estas especies en la columna sedimentaria K58, se graficaron sus abundancias relativas en sentido estratigráfico.

En la Figura 13 se observa que dos especies muestran una mayor abundancia en el intervalo de ~2700 a 2500 años AP: *Octactis pulchra* y *Dictyocha californica*. En particular *O. pulchra* también muestra abundancias significativas de: ~2450 a 2300, 2150, 2000, de 1950 a 1850, de 1500 a 1450 y de 1150 a 950 años AP. Por otro lado, *D. californica* presenta abundancias relativamente altas de ~2350 a 2050 años AP y presenta ciertos pulsos a ~1850, ~1600, ~1450 a 1400, ~1250 a 1200 y ~1100 años AP (Fig. 13 a, b).

Dictyocha perlaevis muestra su máxima abundancia (29%) de ~2550 a 2400 años AP, y con valores importantes de ~2150 a 1900, ~1750 a 1650, ~1500 y de ~1300 a 1200 años AP. Cabe señalar que el porcentaje máximo de *D. perlaevis* coincide con una disminución en la abundancia de *O. pulchra* y *D. californica* (Fig. 13 c).

Por otra parte, *Dictyocha calida* presenta su valor más alto de abundancia (31%) de ~2400 a 1650 años AP, y que coinciden con los valores de *D. perlaevis* para ese intervalo; así mismo muestra 3 pulsos en ~1500, 1350 y 1250 años AP con valores similares de abundancia (Fig. 13 d).

En la parte superior de la secuencia se observa que *D. fibula* variedad *robusta*, *D. messanensis* forma *messanensis* y *D. messanensis* forma *spinosa* presentan sus máximos porcentajes en el intervalo que va de ~1600 a 850 años AP, y a su vez, cada una de estas especies presentan valores importantes en intervalos similares a lo largo de la secuencia: *D. fibula* variedad *robusta* se presenta en ~2350, ~1950, ~1800, ~1700, ~1550 y ~1400 años AP, *D. messanensis* forma *messanensis* es más significativa a ~2250, de ~1600 a 1500 y a los ~1300

años AP y, *D. messanensis* forma *spinosa* de los ~2200, ~2100, ~1550 y ~1450 años AP (Fig. 14 e, f, g).

Por otra parte, *D. epidon* presenta porcentajes altos episódicos a lo largo de la secuencia sedimentaria, aunque es importante señalar que es más evidente en la parte media y superficial de la secuencia, a: ~2650, ~2450, ~2250, ~1950, ~1850, ~1650 a 1550, ~1350, de ~1200 a 1100, de ~1000 a 950 y en ~850 años AP (Fig. 14 h).

3.- INTERPRETACIÓN PALEOCEANOGRÁFICA DEL DE ~850 A 2700 AÑOS AP

Con base en la abundancia y distribución de las especies en la columna sedimentaria, así como de sus afinidades con condiciones climáticas y oceánicas análogas a las actuales, particularmente masas de agua y afloramientos, se sugieren para este estudio tres posibles escenarios los cuales se denominaron: 1) "Surgencias", 2) "El Niño" y 3) "Tropical" y además algunos eventos episódicos de *Dictyocha epidon*.

Escenario 1 "Surgencias"

Este escenario está evidenciado por la especie más abundante del conjunto de silicoflagelados, *Octactis pulchra* (21%), quien presenta porcentajes mayores a su media en el intervalo de ~2700 a 2500 años AP (Fig. 13), donde se sugiere con base en sus afinidades ecológicas que las aguas superficiales estuvieron enriquecidas y que la temperatura superficial fue relativamente fría. Estas condiciones podrían ser similares a las que ocurren actualmente en el golfo durante el modo de invierno-primavera cuando se intensifican los vientos del Noroeste que promueven los procesos de surgencias y/o la intensificación de giros en esa región, que enriquecen las aguas superficiales por procesos de mezcla.

En particular, estas condiciones concuerdan con las propuestas por Juillet-Leclerc & Schrader (1987) quienes sugirieron condiciones climáticas ligeramente más frías en la cuenca de Guaymas de 3000 a 2000 años AP, a partir del análisis con isótopos del oxígeno en frústulas de diatomeas. Ellos sugieren un descenso relativo de la temperatura superficial del mar de 6 °C debido a un incremento en las surgencias, por acción de una intensificación en los vientos del Noroeste.

Cabe señalar que *O. pulchra* es la especie más abundante de la secuencia sedimentaria, ya que la zona de colecta del Núcleo DIPAL 1-K58 se encuentra en una región de alta productividad, que es la cuenca del Carmen (Murray & Schrader, 1983; Sancetta, 1995; Barron & Bukry, 2007), esto explica el por qué *O. pulchra* (proxy de productividad

primaria) está presente en todas las muestras estudiadas y mostrando algunas veces pulsos significativos

Por otra parte *Dictyocha californica* también presenta abundancias por arriba de su media (8.5%) en el mismo intervalo que *O. pulchra*, esto sugiere que aunque es una especie afín a aguas cálidas preferentemente, el enriquecimiento de las aguas superficiales propició su florecimiento.

Escenario 2 “El Niño”

Se ubica alrededor de ~2500 a 1600 años AP y está evidenciado por las especies *Dictyocha perlaevis* y *Dictyocha calida* (Fig. 13). La presencia de *D. perlaevis* podría indicar condiciones en donde la incursión de aguas cálidas ecuatoriales hacia el interior del golfo fue más evidente; probablemente se trató de condiciones oceánicas similares a las que se presentan en el golfo de California durante la ocurrencia de “El Niño”, en donde hay una incursión y mayor tiempo de residencia del Agua Tropical Superficial (ATS) al golfo, y anomalías de temperatura superficial del mar positivas de alrededor de 2 grados. En particular, *D. perlaevis* se ha encontrado en otras cuencas de la región suroccidental del golfo, asociada a evento de “El Niño”.

Cabe señalar que en los máximos de abundancia de *D. perlaevis* hay una disminución de *O. pulchra*. Esta alternancia en los intervalos podría sugerir que el ingreso del ATS al golfo de California fue recurrente, propiciando condiciones oligotróficas e inhibiendo el florecimiento de *O. pulchra*

De igual manera, el mayor porcentaje de *D. calida* (31%), puede reflejar que, con la entrada de aguas tropicales oligotróficas, se favoreció el florecimiento de esta especie, debido a que actualmente se encuentra asociada a estas masas de agua, en especial con el ATS. Esto apoyaría el escenario propuesto para *D. perlaevis* en el cual ambas aumentan en abundancia para el intervalo mencionado por el ingreso del ATS. Así mismo esto se ve apoyado nuevamente por la disminución de *O. pulchra* para dicho intervalo.

Escenario 3 “Tropical”

Abarca principalmente la parte superior de la secuencia de 1600 a 850 años AP, está caracterizado por el incremento de: *Dictyocha fibula* var. *robusta*, *Dictyocha messanensis* f. *messanensis* y *Dictyocha messanensis* f. *spinosa* (Fig. 14). Este escenario sugiere condiciones climáticas análogas que se presentan en el golfo actualmente durante el modo de verano-otoño, en donde el clima es cálido y hay una incursión del Agua Tropical Superficial hacia la

región central del golfo, esta agua es caracterizada por ser cálida y tener pocos nutrientes (oligotrófica). El incremento de estas especies para dicho intervalo coincide con una disminución de *O. pulchra*, que como anteriormente se mencionó, es indicadora de alta productividad primaria, y que concuerda con lo reportado por Schrader *et al.*, 1986, quien considera un comportamiento inverso entre *O. pulchra* y *D. fibula* variedad *robusta*/*D. messanensis* forma *messanensis*.

En particular, dentro de este último intervalo (de -1300 a 850 años AP) se propone que estas condiciones cálidas que caracterizan a este escenario, podrían evidenciar la señal climática de la Anomalía Climática Medieval, que de acuerdo con Mann *et al.* (2009), ocurrió de 950 a 1250 AD, y que coincide con el Máximo Solar Medieval (1100-1250 AD) (Damon & Jirikowic, 1992a en Jirikowic & Damon, 1994). Esta señal ya se documentó en otras cuencas del golfo; por ejemplo, Barron *et al.* (2003) mencionan su registro en la cuenca de Guaymas en el golfo, con base en el incremento de la diatomea tropical *Azpeitia nodulifera*, la cual es afín a aguas cálidas tropicales. Por su parte Pérez-Cruz (2006), en la cuenca Alfonso define esta anomalía de -1038 a 963 años cal. AP sugerido por el factor 2, caracterizado por *Tetrapyle octacantha* (especie de radiolario considerado como el indicador de aguas cálidas subtropicales y tropicales).

Por último, y como se observa en la Figura 14, los pulsos episódicos de *Dictyocha epiodon* a lo largo de la secuencia pueden sugerir la presencia de un agua similar al Agua del Mínimo de Salinidad Somero (Agua de la Corriente de California) con la incursión de esta agua llegan organismos de esta especie los cuales habitan la parte subsuperficial de la columna de agua.

La entrada de ACC hacia el interior del golfo también ha sido sugerida por Álvarez-Gómez & Martínez López (2010) en el estudio realizado en la cuenca Alfonso con flujo de silicoflagelados en una trampa de sedimentos, y para los últimos 1800 años se ha reportado la presencia de *D. epiodon* en sedimentos de la cuenca de La Paz en el golfo de California (Hernández, 2010).

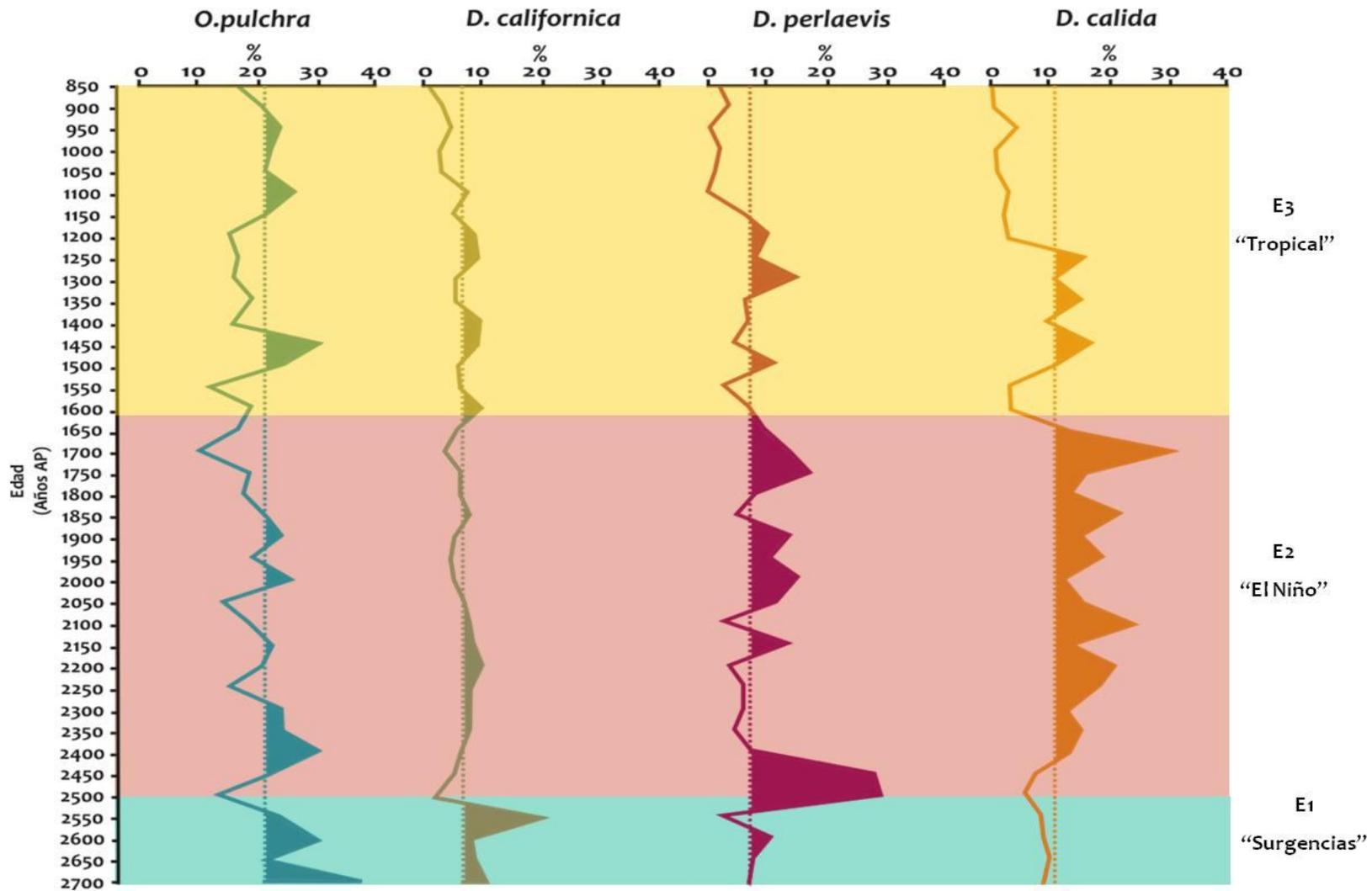


Figura 13.- Porcentajes de las especies *Octactis pulchra*, *Dictyocha californica*, *Dictyocha perlaevis* y *Dictyocha calida* en sentido estratigráfico, la línea indica el promedio de cada una y se muestran en distinto color los escenarios paleoclimáticos y paleoceanográficos propuestos para este estudio.

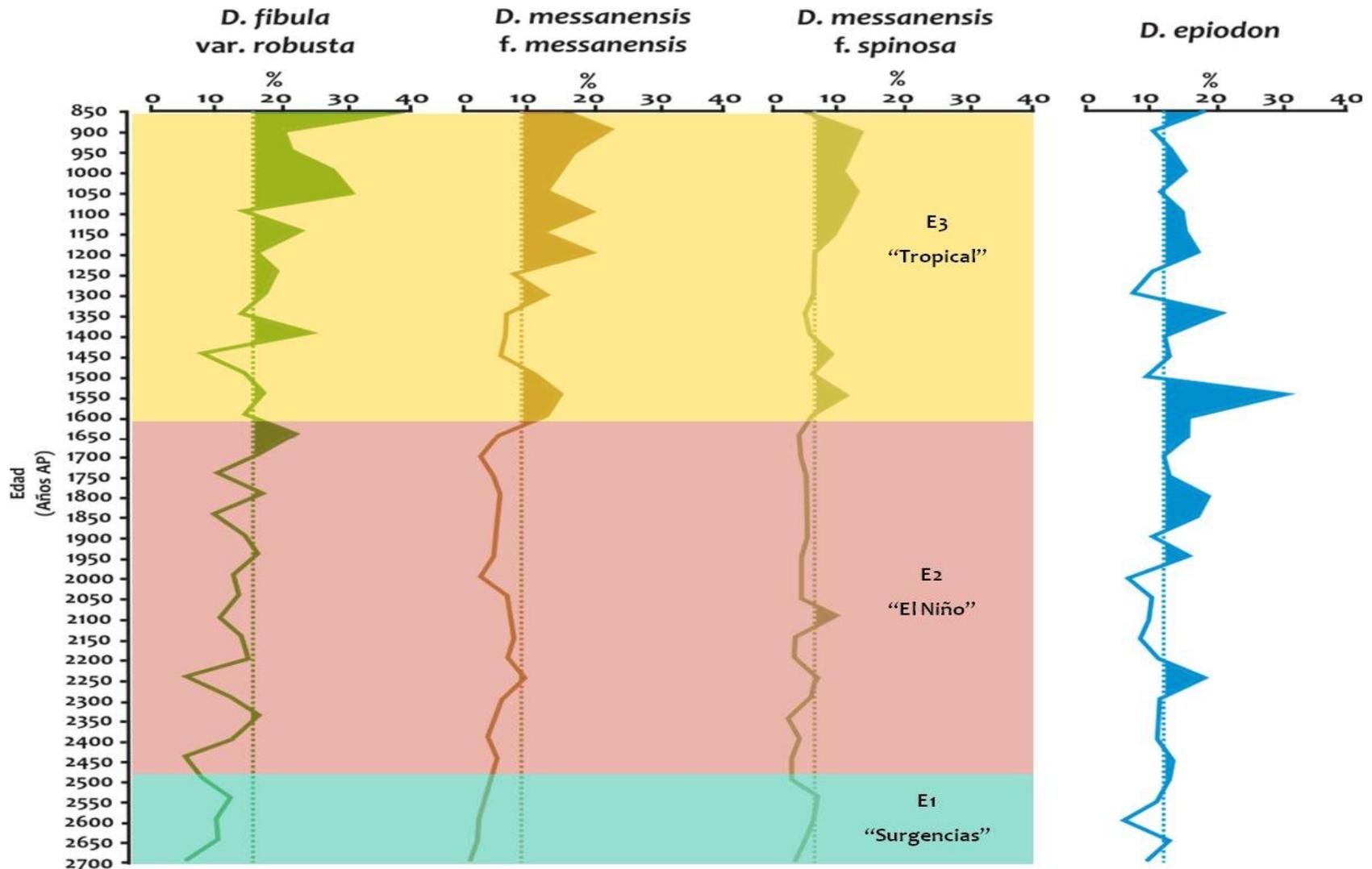


Figura 14.- Porcentajes de las especies *Dictyocha fibula* var. *robusta*, *Dictyocha messanensis* f. *messanensis*, *Dictyocha messanensis* f. *spinosa* y *Dictyocha epiodon*, en sentido estratigráfico, la línea indica el promedio de cada una y se muestran en distinto color los escenarios paleoclimáticos y paleoceanográficos propuestos para este estudio.

CONCLUSIONES

En los 38 intervalos que se estudiaron a lo largo de la secuencia sedimentaria DIPAL 1- K58, se observó que los restos de silicoflagelados eran muy abundantes y prístinos.

Se identificaron 10 especies, pertenecientes a 2 géneros: *Dictyocha* y *Octactis*, de las cuales, 8 especies representaron en conjunto el 91% de la abundancia total de silicoflagelados. Estas especies fueron: *Octactis pulchra*, *Dictyocha fibula* var. *robusta*, *Dictyocha epiodon*, *Dictyocha calida*, *Dictyocha messanensis* f. *messanensis*, *Dictyocha perlaevis*, *Dictyocha californica* y *Dictyocha messanensis* f. *spinosa*.

Se encontraron 8 variantes morfológicas pertenecientes a 5 especies: *D. californica*, *D. epiodon*, *D. fibula* var. *robusta*, *D. messanensis* f. *messanensis* y *O. pulchra*.

La señal de los silicoflagelados sugiere tres escenarios y eventos episódicos climáticos: el primer escenario, "Surgencias", comprende de ~2700 a 2500 años AP y fue evidenciado por un aumento de la especie más abundante del conjunto de silicoflagelados, *O. pulchra*, sugiriendo condiciones promedio en donde la ocurrencia de agua superficial relativamente fría rica en nutrientes, promovida posiblemente por intensificación de los vientos el Noroeste, fue más evidente. En este mismo intervalo se presentó un aumento de *D. californica* que aunque es una especie afín a aguas cálidas, el enriquecimiento de las aguas superficiales pudo favorecer su florecimiento.

El segundo escenario, "El Niño", estuvo representado particularmente por *D. perlaevis* y abarca de ~2500 a 1600 años AP. La dominancia de esta especie sugiere temperaturas superficiales muy cálidas, similares a las que se presentan cuando ocurre "El Niño" en el golfo, cuando hay un acenso de la temperatura superficial en más de 2°. A su vez *D. calida* quien también presentó sus mayores abundancias en este intervalo sugiriendo su afinidad por este tipo de aguas cálidas oligotróficas.

En el tercer escenario, "Tropical", de 1600 a 850 años AP, las especies dominantes son: *D. fibula* var. *robusta*, *D. messanensis* f. *messanensis* y *D. messanensis* f. *spinosa*, las cuales sugieren condiciones promedio similares a las actuales en verano cuando ocurre la incursión de ATS al golfo de California, promoviendo un ambiente oligotrófico. Además el intervalo que comprende de 1300 a 850 años AP, coincide con la señal climática conocida como la Anomalía Climática Medieval.

La presencia de *D. epiodon* mostró pulsos episódicos, los cuales sugieren la presencia de una masa de agua de baja salinidad (Agua del Mínimo de Salinidad Somero).

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, J.R.M., A.J. Long, C.J. Ottley, D.G. Pearson & B. Huntley. 2007. Holocene climate variability in Northernmost Europe. *Quaternary Science Reviews* **26**: 1432-1453.
- Álvarez-Borrego, S. & J.R. Lara-Lara. 1991. The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. En: Dauplin, J.P. & R.T. Simoneit (Ed). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists. Memoria 47. U.S.A: 555-567.
- Álvarez, G.I.G. 2007. Flujos de silicoflagelados en la Cuenca Alfonso, Bahía de la Paz, Golfo de California. *Tesis Lic.* Instituto Tecnológico de Los Mochis, Sinaloa. 86 pp.
- Álvarez-Gómez, I.G. & A. Martínez-López. 2010. Silicoflagelados en sedimentación en la región suroccidental del Golfo de California. *Oceánides* **25**(1): 17-24.
- Appleby, P.G. & F. Oldfield. 1978. The calculation of Lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ²¹⁰Pb to the sediment. *Catena* **5**: 1-8.
- Argote, M.L., A. Amador & M.F. Lavín. 1995. Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* **100**(C8):16,103-16,118.
- Armstrong, H. & M. Brasier. 2005. *Microfossils*. 2ª. Blackwell Publishing. USA. 296 pp.
- Baba, J., C.D. Peterson & H.J. Schrader. 1991. Modern fine-grained sediments in the gulf of California. En: Dauplin, J.P. & R.T. Simoneit (Ed). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists. Memoria 47. U.S.A: 569-602.
- Badán-Dangon, A., C.E. Dorman, M.A. Merrifield & C.D. Winant. 1991. The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* **96**(C9): 16877-16896.
- Barron, J.A., D. Bukry & J. L. Bischoff. 2003. A 2000-yr-long record of climate from the Gulf of California. En: West, G. J. & N.L. Blomquist (Ed). *Proceedings of the Nineteenth Pacific Climate Workshop*, Asilomar, Pacific Grove, CA, March 3-6, 2002, Technical Report 71 of the Interagency Ecological Program for the San Francisco Estuary: 11-21.
- Barron, J.A., D. Bukry & 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.
- Barron, J.A & D. Bukry. 2007. Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 years suggested by diatoms and silicoflagellates. *Marine Micropaleontology* **62**: 115-139.
- Barry, R.G. & R.J. Chorley. 2003. *Atmosphere, Weather and Climate*. 8ª. Routledge Taylor & Francis Group. Londres. 421 pp.
- Baumgartner, T., V. Ferreira-Bartrina, H. Schrader & A. Soutar. 1985. A 20-year varve record of siliceous phytoplankton variability in the central Gulf of California. *Marine Geology* **64**: 113-129.
- Bray, N.A. 1988. Water Mass Formation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* **93**(C8): 9223-9240.
- Benson, R.N. 2005. Holocene radiolarian from sediments of the Gulf of California. 52 pp. En: <http://www.radiolaria.org/index.htm?division=68&view=info>. Fecha de consulta: 20/Mayo/2010.
- Bold, H.C. 1985. *Introduction to the algae: Structure and Reproduction*. 2a. Prentice Hall. New Jersey. 720 pp.

- Bond, G., W. Showers, M. Cheseby, R. Lotti, P. Almasi, P. deMenocal, P. Priore, H. Cullen, I. Hajdas & G. Bonani. 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* **278**: 1257-1266.
- Bond, G., B. Kromer, J. Beer, R. Muscheler, M.N. Evans, W. Showers, S. Hoffmann, R. Lotti-Bond, I. Hajdas & G. Bonani. 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* **294**: 2130-2136.
- Castro, R., A.S. Mascarenhas, R. Durazo & C.A. Collins. 2000. Variación estacional de la temperatura y salinidad en la entrada del Golfo de California, México. *Ciencias Marinas* **26**(004): 561-583.
- Chapman, M.R., & N.J. Shackleton. 2000. Evidence of 550-year and 1000-year cyclicities in North Atlantic circulation patterns during the Holocene. *The Holocene* **10**: 287-291.
- Cheshire, H., J. Thurow & A.J. Nederbragt. 2005. Late Quaternary climate change record from two long sediments cores from Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science* **20** (5):457-469.
- Correa-Metrio, A., K.R. Cabrera & M.B. Bush. 2010. Quantifying ecological change through discriminant analysis: a paleoecological example from the Peruvian Amazon. *Journal of Vegetation Science* **21**: 695-704.
- Cortese, G., J.K. Dolven, K.R. Bjorklund & B.A. Malmgren. 2005. Late Pleistocene-Holocene radiolarian paleotemperatures in the Norwegian Sea based on artificial neural networks. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **224**: 311-332.
- Cronin, T.M. 1999. *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press. New York. 560 pp.
- Cronin, T.M. 2010. *Paleoclimates. Understanding Climate Change Past and Present*. Columbia University Press. New York. 441 pp.
- Cruz-Gómez, R.C., M.A. Monreal-Gómez & S. Nicolaevich-Bulgakov. 2008. Efectos de los vórtices en sistemas acuáticos y su relación con la química, biología y geología. *Interciencia* **33**(10): 741-746.
- Donegan, D. & H. Schrader. 1982. Biogenic and abiogenic components of laminated hemipelagic sediments in the central gulf of California. *Marine Geology* **48**: 215 – 237.
- Douglas, M.W., R.A. Maddox, K. Howard & Reyes, S. 1993. The Mexican Monsoon. *Journal of Climate* **6**: 1665-1677.
- Douglas, R., O. Gonzalez-Yajimovich, J. Ledesma-Vazquez & F. Staines-Urias. 2007. Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews* **26**: 115-129.
- Fischer, H., J. Luterbacher, E. Zorita, S.F.B. Tett, C. Casty & H. Wanner. 2006. European climate response to tropical volcanic eruptions over the last half millennium. *Geophysical Research Letters* **33**(L05707): 1-6.
- Fleitmann, D., S.J. Burns, M. Mudelsee, U. Neff, J. Kramers, A. Mangini & A. Matter. 2003. Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *Science* **300**: 1737-1739.

- Gaxiola-Castro, G., S. Álvarez-Borrego, M.F. Lavín, A. Zirino & S. Nájera-Martínez. 1999. Spatial variability of the photosynthetic parameters and biomass of the Gulf of California phytoplankton. *Journal of Plankton Research* **21**(2): 231-245.
- Goñi, M.A., R.C. Thunell, M.P. Woodworth & F.E. Müller-Karger. 2006. Changes in wind-driven upwelling during the last centuries: Interocean teleconnections. *Geophysical Research Letters* **33**: 1-4.
- Gupta, A.K., M. Das & D.M. Anderson. 2005. Solar influence on the Indian summer monsoon during the Holocene. *Geophysical Research Letters* **32** (L17703):1-4.
- Haq, B.U. 1980. *Introduction to marine micropaleontology*. El Sevier. New York. 376 pp.
- Hernández, C.R.E. 2010. Los Silicoflagelados de los sedimentos laminados de la Cuenca de La Paz Golfo de California; sus implicaciones oceanográficas y climáticas durante el Holoceno Tardío. *Tesis Lic. Fac. de Ciencias, UNAM. México. 79 pp.*
- Hu, F.S., D. Kaufman, S. Yoneji, D. Nelson, A. Shemesh, Y. Huang, J. Tian, G. Bond, B. Clegg & T. Brown. 2003. Cyclic variation and solar forcing of Holocene climate in the Alaskan subarctic. *Science* **301**: 1890-1893.
- Jirikowic, J.L. & P.E. Damon. 1994. The Medieval Solar Activity Maximum. *Climatic Change* **26**(2-3): 309-316.
- Juillet-Leclerc, A. & H. Schrader, 1987. Variations intensity recorded in varved sediment from the Gulf of California during the past 3000 years. *Nature* **329**: 146-149.
- Lamy, F., H.W. Arz, G.C. Bond, A. Bahr & J. Pätzold. 2006. Multicentennial-scale hydrological changes in the Black Sea and northern Red Sea during the Holocene and the Arctic/North Atlantic Oscillation. *Paleoceanography* **21**. PA1008.
- Lavín, M.F., G. Gaxiola-Castro & J.M. Robles. 1995. Winter water masses and nutrients in the Northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* **100**(C5): 8587-8605.
- Lavín, M.F., E. Beier & A. Badán. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: escalas estacional e interanual. *En: Contribuciones a la Oceanografía Física en México. Monografía No. 3. Unión Geofísica Mexicana: 141-171.*
- Lavín, M.F. & S.G. Marinone. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. *En: Velasco-Fuentes, O.U., J. Sheinbaum, & J. Ochoa-Kluwer (Ed). Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics, Academic. Dordrecht, Netherlands: 173-204.*
- Lavín, M.F., R. Castro, E. Beier, V.M. Godínez, A. Amador & P. Guest. 2009. SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment. *Journal of Geophysical Research* **114**. C02025. doi:10.1029/2008JC004896.
- Lee, R.E. 2008. *Phycology*. 4a. Cambridge University. USA. 534 pp.
- Loehle, C & J. H. McCulloch. 2008. Correction to: A 2000 year global temperature reconstruction based on non-tree ring proxies. *Energy and Environment* **19**(1): 93-100.
- Magaña, V.O., J.L. Vázquez, J.L. Pérez & J.B. Pérez. 2003. Impact of El Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica Internacional* **42**(003): 313-330.

- Magaña, R.V.O., J.L. Pérez, C. Conde, C. Gay & S. Medina. S/A. Fenómeno de El Niño y la Oscilación del Sur (ENOS) y sus impactos en México. En: <http://www.atmosfera.unam.mx/cambio/nino.htm>. Fecha de consulta: 3/Diciembre/2010.
- Mangerud, J., S.T. Andersen, B.E. Berglund & J.J. Donner. 1974 10 01. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* **3**: 109-128.
- Mann, M.E., R.S. Bradley & M.K. Hughes. 1999. Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties and limitations. *Geophysical Research Letters* **3**(1): 1-12.
- Mann, M.E., M.A. Cane, S.E. Zebiak & A. Clement. 2005. Volcanic and solar forcing of the tropical pacific over the past 1000 years. *Journal of Climate* **18**: 447-456.
- Mann, M.E., Z. Zhang, S. Rutherford, R.S. Bradley, M.K. Hughes, D. Shindell, C. Ammann, G. Faluvegi & F. Ni. 2009. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science* **326**: 1256-1260.
- Mayewski, P.A., E.E. Rohling, J.C. Stager, W. Karlén, K.A. Maasch, L.D. Meeker, E.A. Meyerson, F. Gasse, S. van Kreveld, K. Holmgren, J. Lee-Thorp, G. Rosqvist, F. Rack, M. Staubwasser, R.R. Schneider & E.J. Steig. 2004. Holocene Climate Variability. *Quaternary Research* **62**: 243-255.
- McCartney, K. 1993. Silicoflagellates. En: Lipps, J.H. (Ed) *Fossil Prokaryotes and Protist*. Blackwell Scientific Publications. Boston: 143-154.
- Mesoscale ocean applications. CNES (Centre National d'Etudes Spatiales). En: <http://www.aviso.oceanobs.com/en/applications/ocean/mesoscalecirculation/index.html>. Fecha de consulta: 17/Junio/2010
- Molina, E. 2004. *Micropaleontología*. 2ª. Prensas Universitarias de Zaragoza. Zaragoza. 704 pp.
- Monreal-Gómez, M.A., D.A. Salas de León & R. Aldeco, 1999. Las surgencias costeras de América. *Revista Geofísica Internacional* (51): 1-15.
- Murray, D. & H. Schrader. 1983. Distribution of Silicoflagellates in plankton and core top samples from the Gulf of California. *Marine Micropaleontology* **7**: 517-539.
- Niggemann, S., A. Mangini, A. M. Mudelsee, D.K. Richter & G. Wurth. 2003. Sub-Milankovitch climatic cycles in Holocene stalagmites from Sauerland, Germany. *Earth and Planetary Science Letters* **216**: 539-547.
- Noller, J.S. 2000. Lead-210 Geochronology. En: Noller, J.S, J.M. Sowers & W.R. Lettis (Ed) *Quaternary geochronology. Methods and Applications*. American Geophysical Union. Washington, D.C: 115-120.
- Onodera, J. & K. Takahashi. 2005. Silicoflagellate fluxes and environmental variations in the Northwestern North Pacific during December 1997-May 2000. *Deep-Sea Research* **52**: 371-378.
- Parkinson, P. 2002. Ontogeny v. Phylogeny: The strange case of the silicoflagellates. *Constancea* **83**: 1-18. En: <http://ucjeps.berkeley.edu/constancea/83/parkinson/Dictyocha.html>. Fecha de consulta: 9/septiembre/2009.
- Perch-Nielsen, K. 1985. Silicoflagellates. En: Bolli, H.M., J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen (Eds.). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press: 811-846.
- Pérez-Cruz, L. & Molina-Cruz, A. 1988. El Niño: Efectos sobre la distribución de los silicoflagelados de el Golfo de California. *Ciencias Marinas* **14** (3): 9-38.

- Pérez-Cruz, L. 2000. Estudio paleoceanográfico y sedimentológico Holocénico de la Bahía de La Paz, Golfo de California. *Tesis Doctoral*. Programa de Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, de la UNAM. 168 pp.
- Pérez-Cruz, L. 2006. Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, México. *Quaternary Research* **65**: 401-410.
- Pérez-Cruz, L. & G. Villagrán-de-la-Cruz. 2008. *Climate and ocean variability through the past 2000 yr from Carmen Basin, Gulf of California*. EOS Trans. AGU, 89(23), Jt Assem. Suppl., Abstract PP31A-06.
- Pérez-Cruz, L., G.E. Villagrán-de-la-Cruz & L.E. Gómez-Lizárraga. 2009. Radiolarios en los sedimentos marinos del Cuaternario Tardío del golfo de California – Paleoceanografía y Paleoclimatología. *Monografías del Instituto de Geofísica/15*. UNAM. 66 pp.
- Pérez-Cruz, L., & J. Urrutia-Fucugauchi. 2010. Holocene laminated sediments from the southern Gulf of California: geochemical, mineral magnetic and microfossils study. *Journal of Quaternary Science* **25**(6): 989-1000.
- Pérez-Cruz, L. & J.C. Herguera (en prensa). Génesis de los sedimentos laminados en el Golfo de California: Implicaciones climáticas y oceanográficas. En: *Escenarios de cambio ambiental: Registros del Cuaternario en América Latina*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Poelchau, H.S. 1976. Distribution of Holocene Silicoflagellates in North Pacific Sediments. *Micropaleontology* **22**(2): 164-193.
- Robock, A. 2000. Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics* **38**: 191-219.
- Roden, G.I. 1958. Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. *Pacific Science* **XVII**: 21-45.
- Roelofs, A.K. & N.G. Piasis. 1986. Revised technique for preparing quantitative radiolarian slides from deep sea sediments. *Micropaleontology* **32**(2): 182-185.
- Sachs, H.M. 1973. North Pacific radiolarian assemblages and their relationship to oceanographic parameter. *Quaternary Research* **3**(1): 73-78.
- Salamanca, M.A. & B. Jara. 2003. Distribución y acumulación de Plomo (Pb y ²¹⁰Pb) en sedimentos de los fiordos de la XI región, Chile. *Revista Ciencia y Tecnología del Mar* **26**(2): 61-71.
- 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.
- Sandgren, C.D., J.P. Smol & J. Kristiansen. 1995. *Chrysophyte Algae: ecology, phylogeny and development*. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 399 pp.
- Santamaría-del-Angel, E., S. Álvarez-Borrego & F.E. Müller-Karger. 1994. Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *Journal of Geophysical Research* **99**(C4): 7411-7421.
- Santamaría-del-Angel, E., S. Álvarez Borrego, R. Millán-Nuñez & F.E. Müller-Karger. 1998. Sobre el efecto débil del as surgencias de verano en la biomasa fitoplanctonica del Golfo de California. *Revista Sociedad Mexicana Historia Natural* **49**: 207-212.

- Schrader, H., and T. Baumgartner. 1983. Decadal variation of upwelling in the central Gulf of California. En: J. Thiede & E. Suess, (Eds.). *Coastal Upwelling*. Plenum Publ. Co., New York. Pág. 247-276.
- Schrader, H., N. Piasias & G. Cheng. 1986. Seasonal variation of silicoflagellates in plankton and varved sediments in the Gulf of California. *Marine Micropaleontology* **10**: 207-233.
- Stuiver, M., P.J. Reimer, E. Bard, J.W. Beck, G.S. Burr, K.A. Hughen, B. Kromer, G. McCormac, J. Van Der Plicht & M. Spurk. 1998. Intcal98 radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP. *Radiocarbon* **40**(3): 1041-1083.
- Takahashi, K., S. Honjo & S. Tabata. 1989. Siliceous phytoplankton flux: interannual variability and response to hydrographic changes in the Northeastern Pacific. En: Peterson, D. H (Ed.) *Aspects of climate variability in the Pacific and Western Americas*. *Geophysical Monograph* 55. American Geophysical Union. Pág. 151-160.
- Takahashi, K. 1991. Silicoflagellates and Actiniscus: Vertical Fluxes at Pacific and Atlantic Sediment Trap Stations. *Ocean Biocenosis Series No. 2*. Woods Hole Oceanographic Institution: 1-35.
- Thunell, R., C. Pride, E. Tappa & F. Muller-Karger. 1993. Varve formation in the Gulf of California: Insights from time series sediment trap sampling and remote sensing. *Quaternary Science Reviews* **12**: 451-464.
- Thunell, R.C. 1998. Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. *Deep-Sea Research I* **45**: 2059-2083.
- Uriarte-Cantolla, A. 2003. *Historia del Clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco. 306 pp.
- Villagrán-de-la-Cruz, G.E. 2008. Los Radiolarios Policistinos en los sedimentos laminados de la Cuenca del Carmen, golfo de California: su significado paleoceanográfico. *Tesis Licenciatura*. Universidad del Mar. Oaxaca. 85 pp.
- Viau, A.E., K. Gajewski, M.C. Sawada & P. Fines. 2006. Millennial-scale temperature variations in North America during the Holocene. *Journal of Geophysical Research* **111**(D9): D09102.
- Wang, Y., H. Cheng, R.L. Edwards, Y. He, X. Kong, Z. An, J. Wu, M.J. Kelly, C.A. Dykoski & X. Li. 2005. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science* **308**: 854-857.
- Wanner, H., J. Beer, J. Bütikofer, T.J. Crowley, U. Cubasch, J. Flückiger, H. Goosse, M. Grosjean, F. Jools, J.O. Kaplan, M. Küttel, S.A. Müller, I.C. Prentice, O. Solomina, T.F. Stocker, P. Tarasov, M. Wagner & M. Windmann. 2008. Mid- to late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* **27**: 1791-1828.
- Wanner, H. & J. Bütikofer. 2008. Holocene Bond Cycles: Real or Imaginary?. *Geografie-Sborník. Česká Geografická Společnost* **113**(4): 338-350.
- Weinheimer, A. & F. Biondi. 2002. Varves. En: Shankar, M. (Ed.). *Paleoclimatology*. 5 pp. <http://wolfweb.unr.edu/homepage/fbiondi/WeinheimerBiondi.pdf>. Fecha de consulta: 13 /abril / 2010.
- Yu, Z.C., I.D. Campbell, D.H. Vitt, G.C. Bond & M.J. Apps. 2003. Carbon sequestration in western Canadian Peat highly sensitive to Holocene wet-dry climate cycles at millennial timescales. *Holocene* **13**: 801-808.

ANEXO I

DIAGNOSIS

En este apartado se muestran los nombres y descripciones taxonómicas empleadas para la identificación de las especies en la secuencia sedimentaria DIPAL 1-K58, con base en los estudios de Poelchau, 1976; Murray & Schrader, 1983, Takahashi, 1991 y Barron & Bukry, 2007.

División: Chrysophyta

Clase: Dictyophyceae Silva, 1980.

Orden: Dictyochales Haeckel, 1984.

Familia: Dictyochaceae Lemmermann, 1901.

Género: *Dictyocha* Ehrenberg, 1837.

***Dictyocha calida* Poelchau, 1976.**

(Lámina 1. Fig. 1, 2 y 3)

SINONIMIAS

Dictyocha calida Poelchau, 1976. Murray & Schrader, 1983.

Dictyocha calida calida (Poelchau). Bukry, 1980.

Dictyocha calida ampliata Bukry, 1980.

DIMENSIONES

El diámetro es de 25 a 30 μm

ANILLO BASAL

Puede ser rómbico o cuadrado y ligeramente alargado en paralelo a la barra apical.

BARRAS BASALES Y LATERALES

Las barras basales pueden ser curvadas o de forma convexa y se hacen más delgadas donde se originan las barras laterales.

BARRA APICAL

Es paralela al eje mayor de simetría y no presenta espina apical.

ESPINAS

La longitud de las espinas radiales (polares y ecuatoriales) es de 5 a 10 μm y ambas presentan la misma longitud. Las espinas de soporte están situadas directamente debajo de las barras laterales o ligeramente desplazadas a la derecha (en dirección de manecillas del reloj).

COMENTARIOS

Las especies observadas en este estudio presentan la morfología básica antes descrita, y sólo en algunos casos se observaron diferencias en la barra apical y espinas radiales extras.

***Dictyocha californica* Murray & Schrader, 1983.**

(Lámina 1. Fig. 4, 5 y 6)

SINONIMIA

Dictyocha sp. A Murray & Schrader, 1983.

DIMENSIONES

El anillo basal puede medir de 60 a 90 μm de largo y 20 a 25 μm de ancho.

ANILLO BASAL

Su forma comúnmente es elíptica y alargada y sus paredes son lisas, aunque algunos especímenes con mayor silificación (mayor cantidad de sílice en las paredes del esqueleto), pueden presentar algunos gránulos en esta estructura.

BARRAS BASALES Y LATERALES

Las barras basales son gruesas con respecto a las laterales, las cuales son más delicadas

BARRA APICAL

La barra apical, es de longitud muy variable y es paralela o se inclina hacia el eje mayor y no tiene espina apical.

ESPINAS

Las espinas radiales difieren en tamaño; las espinas polares son más grandes que las espinas ecuatoriales, las cuales algunas veces están en el portal adyacente. No hay espinas de soporte en el anillo basal.

COMENTARIOS

En este estudio se identificaron algunas formas más globosas diferentes a la mayoría de los organismos encontrados en el golfo de California, con una longitud de 38 μm a lo ancho (**Lámina 3. Fig. 25**).

***Dictyocha epiodon* Ehrenberg, 1854.**

(Lámina 1. Fig. 7, 8 y 9)

SINONIMIAS

Dictyocha fibula var. *aculeata* Lemmermann, 1901; Ling, 1970.

Dictyocha aculeata (Lemmermann). Dumitrica, 1972.

Dictyocha mandrai Ling, 1977.

Dictyocha aculeata aculeata (Lemmermann). Bukry, 1980.

DIMENSIONES

Puede ser de 28 a 40 μm

ANILLO BASAL

El anillo basal tiene apariencia sub-cuadrática, variando de rómbica a octagonal y su superficie tiene una apariencia áspera.

BARRAS BASALES Y LATERALES

Las barras basales están ligeramente levantadas en la parte donde las barras laterales están articuladas, ligeramente hundidas en donde se ubican las espinas de soporte y frecuentemente torcidas hacia fuera en los lugares de las espinas radiales subordinadas. Las barras laterales pueden presentar espinas accesorias.

BARRA APICAL

Está girada en sentido contrario a las manecillas del reloj y forma un ángulo con el eje mayor, más grande que la estructura apical de *Dictyocha messanensis* y siempre está presente la espina apical.

ESPINAS

Las espinas radiales polares tienen el doble del tamaño que las espinas radiales ecuatoriales, puede tener de 2 a 9 espinas radiales subordinadas alternas. Las 4 espinas de soporte están siempre desplazadas hacia la izquierda de las espinas radiales (en sentido contrario a las manecillas del reloj).

COMENTARIOS

Se encontró una forma pequeña con dimensiones que van de 10 a 15 μm , manteniendo la morfología de las especies con mayor dimensión (**Lámina 3. Fig. 26 y 27**).

***Dictyocha fibula* var. *robusta* Murray & Schrader, 1983.**

(Lámina 1. Fig. 10, 11 y 12)

SINONIMIAS

Dictyocha sp. B Murray & Schrader, 1982.

Dictyocha perlaevis Frenguelli, 1951.

DIMENSIONES

De 50 a 60 μm de largo y de 45 a 58 μm de ancho

ANILLO BASAL

Esta variedad se distingue porque sus formas son más robustas y porque generalmente no es rómbica. Por lo regular sus paredes son lisas, aunque superficies nudosas suelen ocurrir.

BARRAS BASALES Y LATERALES

Los portales que se forman con las barras basales son diferentes en tamaño; los colineales al eje menor (ecuatorial) siempre son más grandes que los del eje mayor (polar). La parte externa de los portales del eje menor es variable en forma; presentándose de convexo a triangular, pero casi nunca rectangular (forma aberrante).

BARRA APICAL

La barra apical puede ser paralela o inclinada con respecto al eje mayor y no presenta espina.

ESPINAS

Las espinas radiales del eje mayor son siempre más pronunciadas que las espinas del eje menor y las espinas de apoyo están siempre presentes.

COMENTARIOS

En este estudio se identificaron 2 variantes morfológicas las cuales se denominaron *D. fibula* variedad *robusta* sp. A y *D. fibula* variedad *robusta* sp. B.

D. fibula variedad *robusta* sp. A: presenta una forma menos robusta, aunque los portales son redondeados como en la especie, pero su tamaño es menor. Su longitud es de ~40 μm y ~30 μm de ancho (**Lámina 3. Fig. 28**).

D. fibula variedad *robusta* sp. B: su forma es más angulosa y grande, tanto los portales polares como los ecuatoriales tienen forma triangular. Su tamaño es de 50 μm de largo y 40 μm de ancho (**Lámina 3. Fig. 29**).

***Dictyocha franshepardii* Barron & Bukry, 2007.**

(Lámina 3. Fig. 30)

SINONIMIAS

Dictyocha sp. 2 Murray y Schrader, 1983.

Dictyocha minima Schrader et al., 1986.

DIMENSIONES

Su longitud es de 30 μm y 20 μm de ancho.

ANILLO BASAL

Tiene un alargamiento pronunciado del eje mayor, dando la apariencia ovalada, y en donde se originan las espinas radiales es ligeramente protuberante.

BARRAS BASALES Y LATERALES

Los portales del eje mayor que se forman con las barras laterales presentan una forma generalmente amorfa, debido a las ligeras asimetrías que éstas presentan.

BARRA APICAL

Su longitud es variable, así como la orientación con respecto al eje mayor, debido a las asimetrías de las barras laterales. No presenta espina apical.

ESPINAS

Las dos espinas del eje mayor son más largas que las del eje menor y pueden estar ligeramente desplazadas de la alineación de la barra apical.

COMENTARIOS

Fueron pocos los organismos encontrados y todos presentaron su morfología básica.

***Dictyocha messanensis* f. *messanensis* Haeckel, 1887.**

(Lámina 2. Fig. 13, 14 y 15)

SINONIMIAS

Dictyocha messanensis messanensis Haeckel, 1887.

Dictyocha messanensis Haeckel, 1860.

Dictyocha stapedia stapedia Haeckel, 1887.

Dictyocha fibula var. *messanensis* (Haeckel). Lemmermann, 1908.

Dictyocha fibula var. *stapedia* (Haeckel). Gemeinhardt, 1931.

DIMENSIONES

Sus dimensiones varían de 16 a 20 μm , ubicándose el promedio entre 20 y 29 μm

ANILLO BASAL

Tiene forma cuadrada o rómbica

BARRAS BASALES Y LATERALES

Las barras basales son rectas, ligeramente cóncavas o convexas; el grosor de las barras laterales varía y se levantan sobre el anillo basal para formar la estructura apical a una altura ~ 10 μm .

BARRA APICAL

La estructura apical está girada en sentido contrario a las manecillas del reloj, con respecto al eje mayor del anillo basal y presenta una espina apical.

ESPINAS

Las espinas radiales son largas, aunque las que se encuentran en el eje mayor (polares) son más grandes; las 4 espinas de soporte están desplazadas hacia la izquierda de las espinas radiales.

COMENTARIOS

En este estudio se encontró una forma pequeña de esta especie, la cual se denominó como *Dictyocha messanensis* forma *messanensis* (forma pequeña), presenta la estructura básica pero sus dimensiones van de 10 a 15 μm (Lámina 3. Fig. 31 y 32).

***Dictyocha messanensis* f. *spinosa* Lemmermann, 1908.**

(Lámina 2. Fig. 16 y 17)

SINONIMIAS

Dictyocha messanensis Haeckel, 1861.

Dictyocha stapedia Haeckel, 1887.

Dictyocha fibula var. *messanensis* (Haeckel). Lemmermann, 1908.

Dictyocha fibula var. *messanensis* forma *spinosa* Lemmermann, 1908.

Dictyocha fibula var. *stapedia* (Haeckel). Gemeinhardt, 1931.

Dictyocha fibula var. *hexagona* Marshall, 1934

Dictyocha fibula vars. Frenguelli, 1935.

DIMENSIONES

El tamaño aproximado del anillo basal va de 31 a 36 μm

ANILLO BASAL

Al igual que la forma *messanensis* tiene forma cuadrada o rómbica, en ocasiones es más grueso.

BARRAS BASALES Y LATERALES

Las barras basales son rectas o un poco convexas, las barras laterales muy frecuentemente tienen espinas accesorias.

BARRA APICAL

La barra apical es relativamente larga y está girada en dirección contraria a las manecillas del reloj.

ESPINAS

Las espinas radiales son moderadamente largas, alrededor de la mitad del diámetro del anillo basal y las 4 espinas de soporte están hacia la izquierda de las espinas radiales.

COMENTARIOS

Se encontró la forma básica y en algunas ocasiones los esqueletos eran más robustos.

***Dictyocha minima* Schrader et al., 1986.**

(Lámina 3. Fig. 33)

SINONIMIAS

Dictyocha sp. 2 Murray & Schrader, 1983.

Dictyocha franshepardii Barron & Bukry, 2007.

DIMENSIONES

De 35 a 55 μm de largo y de 20 a 30 μm de ancho.

ANILLO BASAL

Es de forma elíptica, alargada y curva.

BARRAS BASALES Y LATERALES

Son de estructura lisa y ligeramente curvadas, que dan una forma simétrica y elíptica a la especie.

BARRA APICAL

Es paralela al eje mayor, pero de longitud variable y sin espina apical.

ESPINAS

Las espinas radiales en el eje mayor son largas y en el eje menor son cortas y en ocasiones pueden estar ausentes; en algunas ocasiones presenta espinas de soporte.

COMENTARIOS

Fue la especie con menor abundancia (0.2%) de los 38 intervalos estudiados.

***Dictyocha perlaevis* Frenguelli, 1961.**

(Lámina 2. Fig. 18, 19 y 20)

SINONIMIAS

Dictyocha fibula var. *perlaevis* Bukry, 1975.

Dictyocha sp. B Murray & Schrader, 1983.

Dictyocha fibula var. *robusta* Schrader et al., 1986.

DIMENSIONES

Longitud de 70 μm y ancho de 50 μm .

ANILLO BASAL

Es rómbico y lobulado y longitudinalmente es alargado y su apariencia es lisa.

BARRAS BASALES Y LATERALES

La forma de las barras basales dan la apariencia lobulada y las barras laterales dan la forma a portales de diferente tamaño, siendo por lo regular los portales polares más pequeños que los ecuatoriales.

BARRA APICAL

La longitud de la barra apical es de casi 1/3 del diámetro del anillo basal y se encuentra desplazada de las dos espinas polares.

ESPINAS

Sus espinas radiales son cortas y puede presentar algunas espinas de soporte en la intersección de las barras laterales y basales.

COMENTARIOS

En algunos casos las espinas de soporte se ubican desplazadas hacia la derecha o izquierda de la intersección de las barras.

***Octactis pulchra* Schiller, 1925.**

(Lámina 2. Fig. 21 – 24)

SINONIMIAS

Mesocena octogona Ehrenberg, 1843.
Mesocena heptagona Ehrenberg, 1843.
Distephanus octogonus (Ehrenberg). Dumitrica, 1972.
Distephanus octonarius Hovasse, 1932.
Distephanus pulchra (Schiller). Ling & Takahashi, 1985.

DIMENSIONES

El diámetro del anillo basal puede ser de 19 a 30 μm .

ANILLO BASAL

Su forma es octagonal, ligeramente elongado y bastante regular.

BARRAS BASALES Y LATERALES

Son 8 barras basales la que forman el anillo basal y 8 barras laterales las que se elevan sobre éste para sostener al anillo apical, las cuales generalmente son cortas y casi verticales.

ESTRUCTURA APICAL

En esta especie no hay una barra sino un anillo apical, el cual es muy delicado y casi tan amplio como el anillo basal, sostenido por ocho barras laterales. En ocasiones este anillo presenta espinas apicales. Frecuentemente el anillo apical está ausente o fragmentado. La altura a la que se encuentra el anillo apical sobre el anillo basal es de 4 a 10 μm .

ESPINAS

Tiene 8 espinas radiales, las cuales varían de longitud desde $\frac{1}{2}$ a $\frac{1}{4}$ del dm del anillo basal; las espinas sobre el eje de elongación tienden a ser ligeramente más largas. No tiene espinas de soporte.

COMENTARIOS

En este estudio se encontraron organismos que pertenecen a esta especie pero el número de espinas radiales es diferente, por lo que se agruparon dentro de las variantes morfológicas como: *O. pulchra* (7 espinas), *O. pulchra* (9 espinas) y *O. pulchra* (10 espinas) (Lámina 3. Fig. 34 y 35).

ANEXO II

Tabla 4.- Abundancias relativas de los taxones de silicoflagelados identificados en las muestras de la secuencia sedimentaria DIPAL 1-K58.

Taxones (%) / Intervalo	0-1	5-6	10-11	15-16	20-21	25-26	30-31	35-36	40-41	45-46	50-51	55-56	60-61	65-66	70-71	75-76	80-81	85-86	90-91
<i>Dictyocha calida</i>	0,0	0,3	4,2	0,1	0,9	2,7	1,9	2,4	16,0	9,7	15,3	8,8	16,6	11,0	2,6	2,7	13,0	31,2	15,6
<i>Dictyocha californica</i>	0,8	3,2	4,6	2,9	3,3	7,8	4,8	8,8	9,6	5,1	5,2	9,8	9,4	6,2	6,5	10,2	5,5	3,8	6,6
<i>Dictyocha epidon</i>	18,4	9,8	13,2	15,0	11,7	15,2	15,5	17,6	9,9	7,4	21,4	12,3	12,9	9,0	30,5	15,9	15,8	11,7	12,6
<i>Dictyocha fibula</i> var. <i>robusta</i>	39,8	20,0	21,3	27,9	31,1	13,6	23,5	16,5	19,4	17,8	13,7	25,5	7,3	14,2	17,4	14,7	22,1	16,3	10,1
<i>Dictyocha franshepardii</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Dictyocha messanensis</i> f. <i>messanensis</i>	15,3	22,6	16,9	15,0	12,9	20,1	11,8	19,5	8,1	12,7	7,0	6,7	5,9	10,9	15,3	13,0	5,4	2,8	4,8
<i>Dictyocha messanensis</i> f. <i>spinosa</i>	4,3	13,6	12,2	10,6	13,0	10,8	9,3	5,9	6,0	6,1	4,4	5,1	8,6	5,9	10,9	5,5	3,4	3,8	4,8
<i>Dictyochaminima</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Dictyocha perlaevis</i>	1,9	3,5	0,6	2,1	1,5	0,3	6,2	10,2	8,2	15,1	6,0	7,2	4,0	11,6	2,3	7,2	9,8	13,6	17,3
<i>Octactis pulchra</i>	16,1	20,7	24,0	22,4	21,4	26,3	21,3	14,9	16,8	15,8	19,1	15,5	31,2	24,2	11,2	18,9	16,4	9,7	18,7
<i>D. californica</i> (forma globosa)	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,5	0,0	0,6	0,4	0,9
<i>D. epidon</i> (forma pequeña)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>D. fibula</i> var. <i>robusta</i> sp. A	0,5	2,3	0,0	0,7	0,1	0,0	0,2	0,2	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,9	0,0	0,9	0,0	0,0	2,0
<i>D. fibula</i> var. <i>robusta</i> sp. B	0,2	0,6	0,4	0,7	0,7	0,1	1,8	2,7	4,0	8,1	4,5	5,4	2,2	3,4	1,2	8,7	6,6	4,9	4,5
<i>D. messanensis</i> f. <i>messanensis</i> (forma pequeña)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Octactis pulchra</i> (7 espinas)	0,2	0,4	0,7	0,0	1,0	0,9	0,3	0,5	0,3	0,8	1,2	0,8	0,4	0,7	0,3	0,3	0,3	0,1	0,6
<i>Octactis pulchra</i> (9 espinas)	2,6	2,8	1,7	2,4	2,2	2,3	3,4	0,8	1,6	1,2	2,2	2,7	1,2	1,8	1,1	2,0	1,1	1,7	1,2
<i>Octactis pulchra</i> (10 espinas)	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total	100,0																		

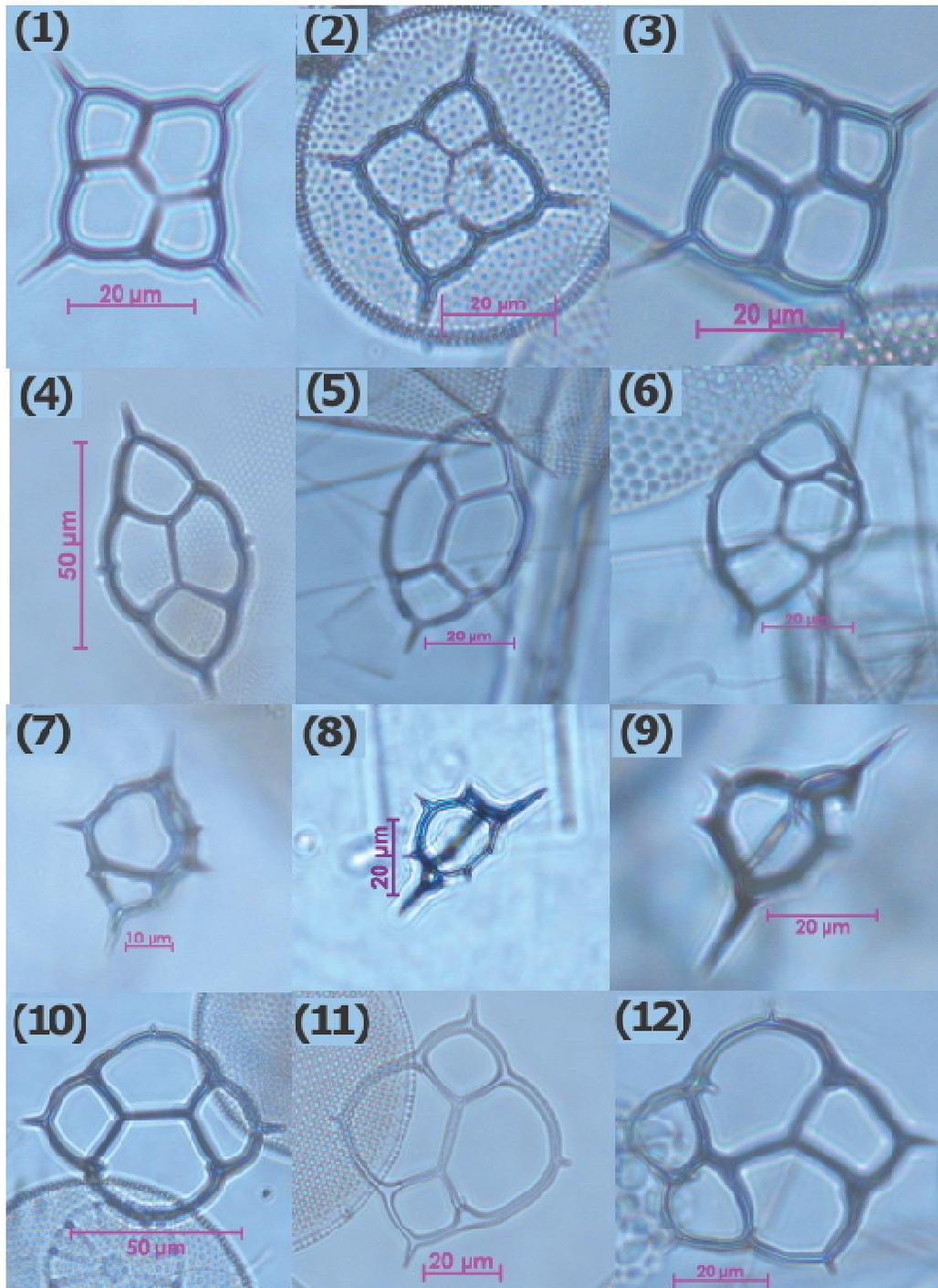
Tabla 4.- Abundancias relativas de los taxones de silicoflagelados identificados en las muestras de la secuencia sedimentaria DIPAL 1-K58 (Continuación).

Taxones (%) / Intervalo	95-96	100-101	105-106	110-111	115-116	120-121	125-126	130-131	135-136	140-141	145-146	150-151	155-156	160-161	165-166	170-171	175-176	180-181	185-186
<i>Dictyocha calida</i>	13,0	21,9	14,8	18,8	12,3	15,3	24,7	12,8	20,6	18,3	12,4	14,9	13,2	7,0	5,4	8,4	8,8	9,7	8,6
<i>Dictyocha californica</i>	6,5	8,1	5,4	4,8	5,3	7,1	8,0	8,5	9,8	8,2	7,8	8,0	6,1	5,4	1,7	20,4	7,9	8,6	10,4
<i>Dictyocha epidon</i>	18,7	17,2	10,3	16,2	6,7	10,4	9,9	8,5	11,4	18,6	11,1	11,2	11,1	13,6	12,7	11,1	6,0	13,2	9,4
<i>Dictyocha fibula</i> var. <i>robusta</i>	17,1	9,8	14,6	16,6	12,4	13,5	10,4	14,1	15,2	4,9	12,3	16,8	12,3	5,0	7,6	12,3	10,1	10,5	5,3
<i>Dictyocha franshepardii</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Dictyocha messanensis</i> f. <i>messanensis</i>	6,0	5,6	5,2	5,1	3,1	7,2	7,4	8,2	6,6	10,0	6,2	5,0	3,7	5,4	4,2	3,2	2,5	2,7	1,5
<i>Dictyocha messanensis</i> f. <i>spinosa</i>	5,1	5,1	5,1	4,0	4,1	3,9	9,7	2,8	2,7	6,4	5,3	2,1	4,1	2,7	2,7	7,2	5,7	4,7	3,2
<i>Dictyochaminima</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>Dictyocha perlaevis</i>	7,9	5,1	14,1	10,7	15,3	11,7	2,2	13,8	3,3	6,1	6,2	4,6	7,2	28,2	29,4	2,1	11,0	7,9	7,3
<i>Octactis pulchra</i>	17,6	21,3	24,2	18,8	25,9	13,4	18,2	22,8	20,5	14,9	24,1	23,9	30,5	21,6	12,6	23,8	30,4	20,9	37,4
<i>D. californica</i> (forma globosa)	2,1	2,2	0,8	0,6	1,0	1,7	3,5	0,0	1,7	2,2	3,4	4,0	1,8	3,0	0,5	5,8	0,4	1,2	2,1
<i>D. epidon</i> (forma pequeña)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	1,1	1,4	0,1	4,0	0,5	4,2	6,5	3,9
<i>D. fibula</i> var. <i>robusta</i> sp. A	1,1	0,2	0,3	1,8	4,1	6,0	0,7	1,9	1,3	2,0	2,6	1,8	1,1	1,9	4,8	0,5	1,5	1,3	1,1
<i>D. fibula</i> var. <i>robusta</i> sp. B	2,9	1,4	2,4	1,3	4,7	7,2	2,1	2,5	4,5	4,8	2,8	2,6	0,7	2,4	8,3	0,7	1,0	1,2	1,2
<i>D. messanensis</i> f. <i>messanensis</i> (forma pequeña)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	1,2	0,8	3,1	0,9	3,8	2,0	4,5	8,8	3,6
<i>Octactis pulchra</i> (7 espinas)	0,8	1,1	0,5	0,0	0,9	0,9	0,9	0,4	0,5	0,4	0,7	1,0	1,5	0,3	0,9	0,1	1,3	0,4	0,5
<i>Octactis pulchra</i> (9 espinas)	1,3	1,1	2,2	1,4	4,0	1,8	2,4	3,7	2,0	1,9	1,8	2,2	1,7	2,3	1,5	2,1	4,6	2,3	4,5
<i>Octactis pulchra</i> (10 espinas)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0
Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tabla 5.- Muestra la media, mínimos y máximos para cada taxón de silicoflagelados identificado, y en gris se subrayan las especies más abundantes y constantes a lo largo de la secuencia.

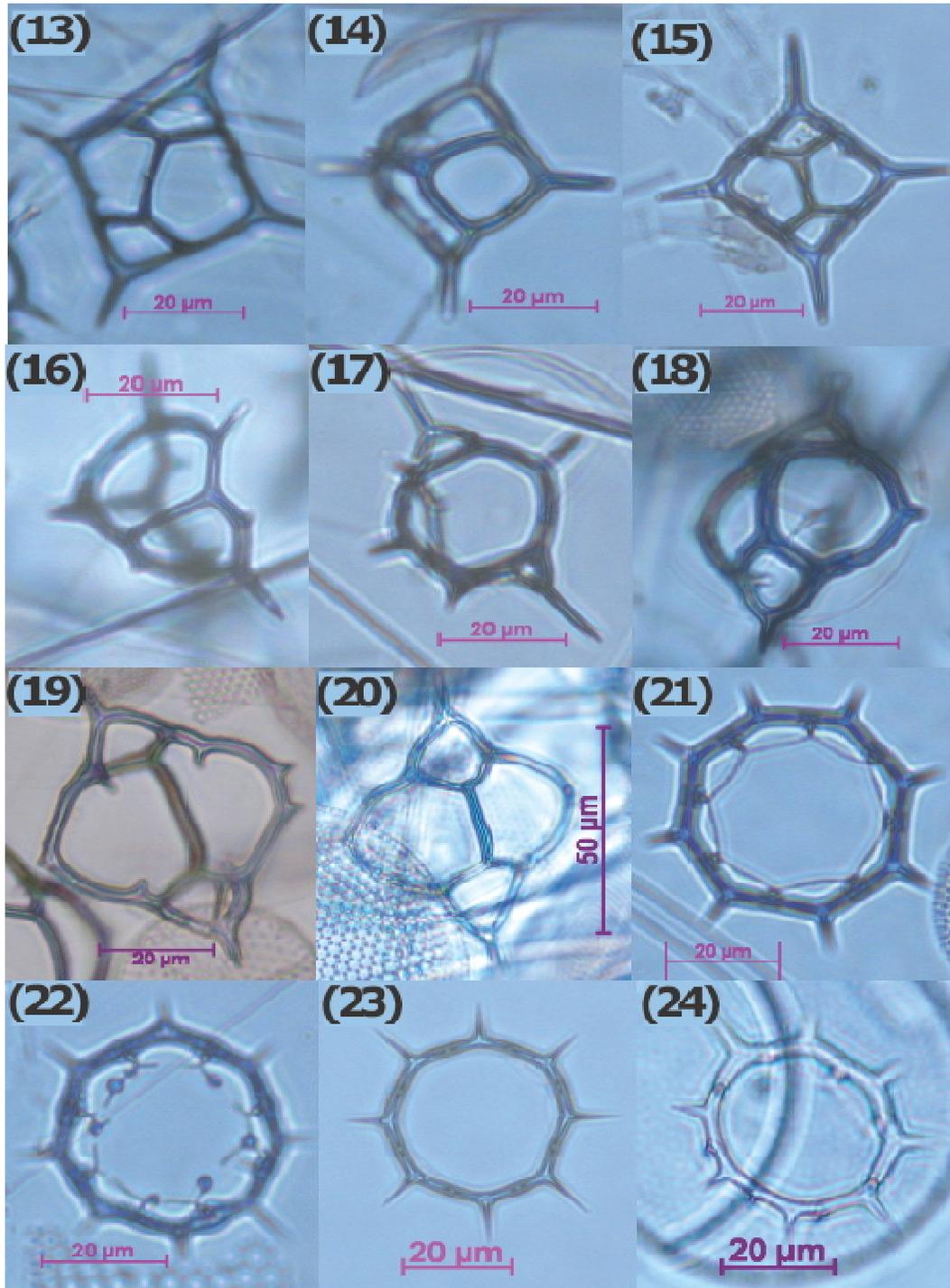
Taxones	Media	Mínimo	Máximo
<i>Dictyocha calida</i>	10,9	0,0	31,2
<i>Dictyocha californica</i>	6,9	0,8	20,4
<i>Dictyocha epiodon</i>	13,2	6,0	30,5
<i>Dictyocha fibula</i> var. <i>robusta</i>	15,6	4,9	39,8
<i>Dictyocha franshepardii</i>	0,0	0,0	1,2
<i>Dictyocha messanensis</i> f. <i>messanensis</i>	8,6	1,5	22,6
<i>Dictyocha messanensis</i> f. <i>spinosa</i>	6,1	2,1	13,6
<i>Dictyocha minima</i>	0,0	0,0	0,2
<i>Dictyocha perlaevis</i>	8,5	0,3	29,4
<i>Octactis pulchra</i>	20,7	9,7	37,4
<i>D. californica</i> (forma globosa)	1,1	0,0	5,8
<i>D. epiodon</i> (forma pequeña)	0,6	0,0	6,5
<i>D. fibula</i> var. <i>robusta</i> sp. A	1,2	0,0	6,0
<i>D. fibula</i> var. <i>robusta</i> sp. B	3,0	0,1	8,7
<i>D. messanensis</i> f. <i>messanensis</i> (forma pequeña)	0,8	0,0	8,8
<i>Octactis pulchra</i> (7 espinas)	0,6	0,0	1,5
<i>Octactis pulchra</i> (9 espinas)	2,1	0,8	4,6
<i>Octactis pulchra</i> (10 espinas)	0,0	0,0	0,1

LÁMINA 1



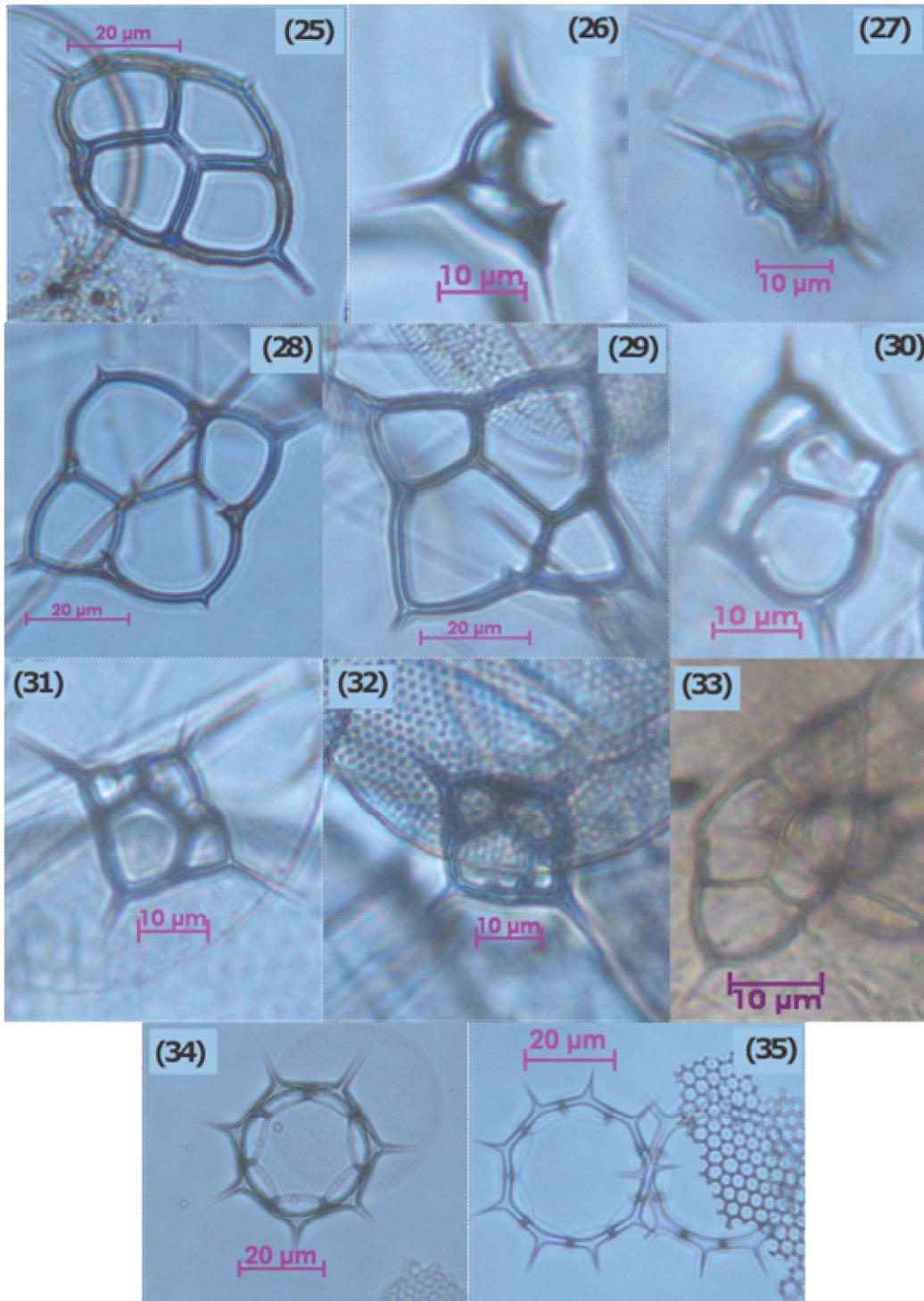
1, 2. *D. calida* (vista basal); 3. *D. calida*, se observa la espina de soporte desplazada hacia la izquierda de la barra lateral (vista apical); 4, 5. *D. californica* (vista apical y basal); 6. *D. californica* con un pequeño portal de más en el lado derecho; 7. *D. epidodon* (Vista apical); 8, 9. *D. epidodon* (vista lateral); 10. *D. fibula* variedad *robusta*; 11. *D. fibula* variedad *robusta*, la base de las barras laterales inferiores está engrosada; 12. Malformación de *D. fibula* variedad *robusta* (se observan 5 portales) (Aumentos de 40X).

LÁMINA 2



13, 14, 15. *D. messanensis* forma *messanensis* (vista apical, lateral y basal); **16, 17.** *D. messanensis* forma *spinosa* (vista lateral); **18.** *D. perlaevis* (vista lateral); **19.** *D. perlaevis* donde se observa una espina radial de más en el portal derecho (vista basal); **20.** *D. perlaevis* con malformación de esqueleto del lado izquierdo (vista apical); **21.** *O. pulchra* (anillo apical completo); **22.** *O. pulchra* (anillo apical roto); **23, 24.** *O. pulchra* (sin anillo apical) (Aumentos de 40X).

LÁMINA 3



25. *D. californica* (forma globosa); **26, 27.** *D. epidodon* (forma pequeña); **28.** *D. fibula* variedad *robusta* sp. A; **29.** *D. fibula* variedad *robusta* sp. B; **30.** *D. franshepardii*; **31, 32.** *D. messanensis* forma *messanensis* (forma pequeña); **33.** *D. minima*; **34.** *O. pulchra* con anillo apical completo (7 espinas); **35.** *O. pulchra* (9 espinas) (Aumentos de 40X).