



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**Reconstrucción de la circulación oceánica de la bahía de
la Paz en los últimos 18,000 años con base en el registro
de radiolarios.**

TESIS

Que para obtener el título de:

BIÓLOGA

Presenta:

ANDREA LEFRANC FLORES



**DIRECTORA DE TESIS:
DRA. LIGIA LUCINA PÉREZ CRUZ**

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2023



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

HOJA DE DATOS DEL JURADO

1. Datos del alumno
Lefranc
Flores
Andrea
55 1902 2635
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Biología
314531322
2. Datos de la tutora
Dra.
Ligia Lucina
Pérez
Cruz
3. Datos del sinodal 1
Dr.
Miguel Ángel
Torres
Martínez
4. Datos del sinodal 2
Dr.
Francisco
Sour
Tovar
5. Datos del sinodal 3
M. en C.
Mauricio Omar
Velázquez
Aguilar
6. Datos del sinodal 4
M. en C.
Alejandro
Rodríguez
Ramírez
7. Datos del trabajo escrito
Reconstrucción de la circulación oceánica de la bahía de la Paz en los últimos
18,000 años con base en el registro de radiolarios.
74 pp.
2023

AGRADECIMIENTOS ACADÉMICOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ciencias por todas las herramientas, experiencias y espacios que me permitieron llegar a este punto y más lejos.

A la Dra. Ligia Pérez Cruz, no sólo por su apoyo, dirección y por los comentarios y observaciones que hizo en las múltiples revisiones de esta tesis, sino también por abrirme las puertas al estudio de la Paleoceanografía y la Paleoclimatología, campos de investigación infinitamente extraordinarios. Agradezco sobre todo la confianza y el acompañamiento que me brindó en un proceso realizado durante un evento global tan complejo y desafiante.

A los miembros de mi sínodo: M. en C. Mauricio Omar Velázquez Aguilar, Dr. Miguel Ángel Torres Martínez, Dr. Francisco Sour Tovar y M. en C. Alejandro Rodríguez Ramírez. Gracias por su interés, tiempo y por las aportaciones con las que enriquecieron a este trabajo. Agradezco de manera especial el empeño, los conocimientos y la pasión que llevan a sus salones de clase, donde me contagiaron una profunda fascinación por la Paleontología.

Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, a la M. en C. Marysol Valdez Hernández y a todos los involucrados en el taller Principios de Paleoceanografía y Paleoclimatología por sus enseñanzas y por su apoyo.

A la tripulación de la campaña oceanográfica DIPAL IV a bordo del B/O “El Puma”, que colectó el núcleo sedimentario utilizado en este trabajo.

A todas las personas que contribuyeron directa o indirectamente a este trabajo.

AGRADECIMIENTOS PERSONALES

A mi mamá, a quien dedico este trabajo con todo el amor del mundo. Gracias por tu solidaridad, tu fuerza y tu apoyo incondicional.

A mi familia por todo el cariño, el ánimo y su presencia. A mi hermano, sobre todo, quien probablemente me dio el mejor consejo para acabar la tesis. Gracias por celebrar conmigo en los buenos momentos y por tenerme paciencia en los malos.

A mi segunda familia por motivarme a ratos, distraerme a ratos y por acompañarme siempre. Les debo más de lo que se pueden imaginar.

A todes con quienes compartí (y comparto aún) las penas, las alegrías, las hostilidades y las maravillas de estudiar Biología.

A todas las personas con las que tuve el placer de compartir esta travesía.

ÍNDICE

Resumen	
1. Introducción	1
Objetivos	2
2. Antecedentes	3
2.1 Golfo de California	3
2.1.1 Clima	4
2.1.2 Circulación oceánica y masas de agua	6
2.2 Cuenca Alfonso	6
2.2.1 Circulación oceánica y masas de agua	7
2.2.2 Productividad	9
2.2.3 Sedimentos	9
3. Variabilidad climática del Cuaternario Tardío	11
3.1 Último Máximo Glacial (~24,000-18,000 años cal A.P.)	12
3.2 Desglaciación (~20,000-19,000 años cal A.P.)	13
3.3 Bølling–Allerød (~14,700-12,800 años cal A.P.)	14
3.4 Younger Dryas (~12,700-11,500 años cal. AP.)	14
3.5 Holoceno (~11,700 años cal A.P. al presente)	15
3.5.1 Ciclos Bond	16
3.5.2 Óptimo Climático del Holoceno (~11,000-5,000 años cal A.P.)	16
3.5.3 Episodio de 8,200 años cal. A.P.	17
3.5.4 Evento de sequía (~4200-3800 años cal A.P.)	17
3.5.5 Anomalía Climática Medieval (~1,000 y 800 años cal A.P.)	18
3.5.6 Pequeña Edad de Hielo (~600-300 años cal A.P.)	18
4. Radiolarios	19
4.1 Origen evolutivo	19
4.2 Sistemática	19
4.3 Morfología	22
4.3.1 Parte blanda	22
4.3.2 Esqueleto	25
4.3.3 Espinas	25
4.4 Alimentación	26
4.4.1 Simbiosis	27
4.5 Reproducción y longevidad	28
4.6 Movilidad	28
4.7 Distribución	28
4.7.1 Distribución geográfica	28
4.7.2 Distribución vertical	29
4.7.3 Distribución en los sedimentos	30
4.8 Radiolarios como <i>proxies</i> paleoceanográficos	31
5. Materiales y métodos	33
5.1 Colecta de núcleo	33
5.2 Descripción de la secuencia sedimentaria*	33
5.3 Modelo de edad*	35
5.4 Procesamiento y montaje de las muestras	35
5.5 Identificación taxonómica	36

5.6 Análisis estadísticos	36
6. Resultados e interpretación	38
6.1 Abundancia y distribución de radiolarios en el núcleo sedimentario	38
6.2 Análisis de las asociaciones de radiolarios	38
6.3 Interpretación paleoclimática	50
7. Conclusiones	53
Anexos	54
Literatura citada	62

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.	Localización y batimetría del golfo de California y sus principales regiones: boca (BGC), sur (SGC), norte (NGC) y alto Golfo (AtGC) (modificado de Lavín y Marinone, 2003).	3
Figura 2.	Localización y batimetría de cuenca Alfonso, bahía de la Paz (Coria-Monter, 2015).	4
Figura 3.	Posición estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) relativa a la bahía de la Paz. Se muestra de forma general el patrón de viento correspondiente a invierno (NO) y a verano (SE) (modificado de Goñi <i>et al.</i> , 2006).	5
Figura 4.	Características de temperatura y salinidad de las masas de agua en la bahía de la Paz en junio de 1998 (Monreal-Gómez <i>et al.</i> , 2001).	7
Figura 5.	Características de temperatura y salinidad de las masas de agua en la bahía de la Paz en junio de 1998 (Monreal-Gómez <i>et al.</i> , 2001).	8
Figura 6.	Esquema del modelo de formación de sedimentos laminados en la cuenca Alfonso (modificado de Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).	10
Figura 7.	Tabla cronoestratigráfica del periodo Cuaternario (modificado de Gibbard y Head, 2020).	11
Figura 8.	Temperatura superficial media global (TSMG) de los últimos 22,000 años. Se incluyen mapas indicando la temperatura superficial del aire (TSA) en tres edades distintas. Se señalan los dos métodos usados para generar el modelo: Reanálisis del Último Máximo Glacial (RUMG) y Reanálisis del último milenio (RUM) (modificado de Osman <i>et al.</i> , 2021).	12
Figura 9.	Esquema de la morfología básica del orden Spumellaria (Boltovskoy <i>et al.</i> , 2017).	21
Figura 10.	Esquema de la morfología básica del orden Nassellaria y esquema del sistema espicular. MB=barra media, A=espina apical, D=espina dorsal, V=espina ventral, Ax=espina axial, Ll=espinas laterales primarias, Lr=espinas laterales secundarias (Boltovskoy <i>et al.</i> , 2017; Suzuki y Not, 2015).	22
Figura 11.	Esquema de la estructura citológica de un radiolario. N=núcleo, NM=membrana nuclear, AF=filamento axopodial, Mc=mitocondria, G=complejo de Golgi, VA=vacuola, Sb=sustancia granular de reserva, Ect=ectoplasma, PO=envoltorio del protoplasma, SY=fotosimbionte, Fp=filópodo, Ax=axópodo, FS=fúsula, CW=pared capsular (modificado de Suzuki y Aita, 2011).	24
Figura 12.	Espinas de radiolarios: espinas en forma de varilla (a, b), espinas cónicas (c, d), espinas radiadas (e-h) y espina cubierta por tejido del esqueleto (i) (Afanasieva y Amon, 2013).	26

Figura 13.	Esquema de estrategias de depredación en naselarios (A) y en espumelarios (B). TC=cono terminal, TP=proyecciones terminales, AxP=proyección axial, AxO=axópodos (Biard, 2022).	27
Figura 14.	Temperatura superficial del mar (TSM), número y diversidad de especies de radiolarios en función de la latitud (Boltovskoy <i>et al.</i> , 2017).	30
Figura 15.	Distribución vertical de radiolarios en diferentes latitudes (Boltovskoy <i>et al.</i> , 2017).	30
Figura 16.	Mapa de bahía de la Paz. Se señala con una flecha negra el sitio de recolección del núcleo sedimentario DIPAL IV-P36 en la cuenca Alfonso.	33
Figura 17.	Fotografía y representación esquemática de la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36 (modificado de Velázquez-Aguilar, 2019).	34
Figura 18.	Diagrama de flujo del método llevado a cabo en este trabajo.	37
Figura 19.	Distribución vertical de los órdenes Nassellaria y Spumellaria a lo largo de la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36.	39
Figura 20.	<i>Factor loadings</i> de los tres factores y comunales obtenidos a través del Análisis de Factores modo “Q” a lo largo de la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36. Se señalan los valores por arriba de 0.6.	40
Figura 21.	<i>Factor scores</i> de las especies del Factor 1, Asociación “Agua del Golfo de California” (AGC).	42
Figura 22.	<i>Factor scores</i> de las especies del Factor 2, Asociación “Agua de la Corriente de California” (ACC).	46
Figura 23.	<i>Factor scores</i> de las especies del Factor 3, Asociación “Agua Tropical Superficial” (ATS).	49

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.	Masas de agua del golfo de California.	6
Tabla 2.	Resumen de características importantes de los radiolarios como <i>proxies</i> .	32
Tabla 3.	Edades calibradas para muestras seleccionadas del núcleo sedimentario DIPAL IV-P36.	35
Tabla 4.	Factores definidos a través del Análisis de Factores modo “Q”. Se muestran los <i>eigenvalues</i> , y la varianza total de cada factor.	40
Tabla 5.	Radiolarios que caracterizan cada las asociaciones de radiolarios de la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36, en la cuenca Alfonso, golfo de California.	41

RESUMEN

Se llevó a cabo un análisis micropaleontológico de la diversidad de radiolarios en la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36, colectada en la cuenca Alfonso, en el golfo de California el 11 de mayo del 2011, durante la campaña oceanográfica DIPAL IV. El núcleo, de 510 cm de longitud, tuvo un alcance temporal estimado entre ~18,150 y 522 años cal A.P.

Se analizaron 100 muestras tomadas cada 5 cm, en las cuales se cuantificaron e identificaron taxonómicamente a los radiolarios. Se identificaron 166 taxa a lo largo de la secuencia sedimentaria, de los cuales el 59% pertenecen al orden Nassellaria y el 41% al orden Spumellaria. Con base en el filtro estadístico de presencia/persistencia se construyó una matriz de datos que incluyó 90 taxa, a la cual se le aplicó un Análisis de Factores modo "Q". Con base en éste, se determinaron 3 factores que explicaron el 72.5% de la variabilidad total de los datos.

Con base en las afinidades ambientales de las especies representantes de cada factor fue posible definir tres asociaciones que describen tres escenarios paleoceanográficos relacionados con la variabilidad climática de los últimos 18,150 años cal. A.P.

La Asociación 1 está dominada por *Phormostichoartus corbula*, *Lithomelissa thoracites* y *Arachnocorallium calvata*, en los intervalos de ~15,195 a 13,246 (Bølling-Allerød), de ~12,860 a 12,716, de 12,042 a 11,930, de ~4,708 a 4,551, de ~4,237 a 3,112, de ~2,515 a 1,838, de ~1,509 a 1,344 y de ~1,015 a 522 años cal. A.P., con pulsos significativos a ~11,587, ~11,340, ~9,049, ~7,704, ~7,363, ~5,656 y ~5,023 años cal. A.P., sugiriendo una mayor dominancia y prevalencia del Agua del Golfo de California, en condiciones similares a las que ocurren actualmente en invierno-primavera, que propiciaron la intensificación del giro ciclónico en la cuenca Alfonso y las surgencias en el margen continental del Golfo, promoviendo una alta productividad.

Por otra parte, la especie más representativa de la Asociación 2 fue *Botryostrobus aquilonaris*. Esta asociación caracteriza el intervalo de ~17,468 y 15,426 años cal. A.P., así como en un pulso a ~12,604 años cal. A.P. Con base en sus afinidades ambientales, se propone que la Corriente de California incursionó a la cuenca Alfonso durante la desglaciación, al final del Último Máximo Glacial y durante el evento Younger Dryas.

En la Asociación 3 *Tetrapyle octacantha* grupo es el taxón dominante, sugiriendo que el Agua Tropical Superficial prevaleció en la cuenca Alfonso, así como condiciones de marcada estratificación en la columna de agua y condiciones oligotróficas en la capa superficial. Esta asociación fue relevante durante en los intervalos de ~11,094 a 9,218 (Óptimo Climático del Holoceno); ~8,880 a 8,036; ~7,704 a 7,533; ~7,192 a 6,339; ~5,337 a 5,180; ~4,551 a 4,394 y de ~1,180 a 1,015 años cal. A.P. (Anomalía Climática Medieval). También es relevante en los pulsos a ~13,053, ~2,714 y ~1,673 años cal A.P.

Las asociaciones de radiolarios sugieren cambios en la circulación de las masas en la cuenca Alfonso, vinculados con los patrones de circulación atmosférica y oceanográfica y relacionados con la variabilidad climática de los pasados 18,000 años cal A.P.

1. INTRODUCCIÓN

El Sistema Climático de la Tierra es uno sumamente dinámico, sujeto a constante cambio a lo largo de su historia. No obstante, en el transcurso del último siglo han surgido múltiples preocupaciones, tanto científicas como sociales, en relación con el aumento de la temperatura media global. Esto ha propiciado que sean formuladas cada vez más preguntas sobre los componentes del sistema climático, su funcionamiento, la interacción entre éstos y sobre sus tendencias en el presente y en el futuro. Para contestar estas preguntas es fundamental recurrir a la paleoclimatología, un campo de investigación dedicado a comprender los procesos y patrones climáticos a través de todas las escalas temporales y espaciales (Cronin, 2010).

La Tierra cuenta con una serie de archivos, que se generan de forma natural a través de procesos biogeoquímicos. Algunos ejemplos son espeleotemas, anillos de crecimiento en árboles, corales, hielo de Groenlandia o la Antártida, nódulos polimetálicos y sedimentos marinos. En éstos se preserva información de eventos climáticos pasados. Dicha información puede ser estudiada a través de marcadores indirectos denominados *proxies*, indicadores físicos, químicos geológicos o biológicos que son cuantificables (Cronin, 1999).

Los radiolarios son un grupo de protistas marinos que forman complejos esqueletos de sílice opalino. Éstos poseen la capacidad de sedimentarse e incorporarse al archivo compuesto por sedimentos marinos (Boltovskoy y Correa, 2016). Están presentes en el registro fósil desde el Cámbrico inferior hasta el Holoceno, con amplia distribución en los océanos del mundo y sumamente sensibles a cambios en las características oceanográficas de su entorno. Por ello, son considerados indicadores de masas de agua y han sido usados como *proxies* paleoceanográficos en diversos estudios (De Wever *et al.*, 2001; Lazarus, 2005; Molina-Cruz *et al.*, 1999; Pérez Cruz, 2006; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010; Takahashi, 1997).

El golfo de California es un mar marginal en la región nororiental del océano Pacífico. El clima de la región es marcadamente estacional y responde principalmente a la posición del Sistema de Alta Presión del Pacífico Subtropical Oriental (SAP)- responsable del monzón de América del Norte (NAM, por sus siglas en inglés)-, la migración latitudinal de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y el Niño Oscilación del Sur (ENOS) (Monreal-Gómez *et al.*, 2001; Pérez-Cruz, 2013). Estos eventos influyen en el aporte biogénico y terrígeno que se sedimenta en diversas cuencas del golfo de California. Una de ellas es la cuenca Alfonso, en la bahía de la Paz. Esta cuenca cuenta con condiciones hipóxicas en el fondo, que propician la conservación de los sedimentos (Pérez-Cruz, 2006).

OBJETIVOS

Objetivo General

Documentar las condiciones oceánicas y la variabilidad climática, a través del estudio de las asociaciones de radiolarios en los sedimentos de la cuenca Alfonso en la bahía de la Paz, durante los últimos 18,000 años cal A.P.

Objetivos particulares

Registrar la diversidad, abundancia y distribución temporal de las asociaciones de radiolarios en el núcleo sedimentario DIPAL IV-P36.

Describir los cambios en los patrones de circulación oceánica y masas de agua, con base en las afinidades ambientales de las asociaciones de radiolarios analizadas.

Explicar la relación entre los datos obtenidos sobre circulación oceánica en el área de estudio y las condiciones climáticas documentadas a nivel local y global dentro del intervalo de tiempo indicado.

2. ANTECEDENTES

2.1 Golfo de California

El golfo de California es un mar marginal relativamente estrecho al este de la península de Baja California y al oeste del estado de Sonora y parte de la costa sinaloense; está orientado de noroeste a sureste y su longitud es un poco mayor a los 1,000 km. Se sitúa aproximadamente entre los 23° y los 32°N y entre los 107° y 117°O (Fig. 1). En la región suroeste del Golfo se localiza la cuenca Alfonso, una depresión semicerrada que se encuentra en el norte de la bahía de la Paz, entre los 24.15°N-24.69°N y los 110.3°O-110.75°O. Las islas San José, Espíritu Santo y Roca Partida marcan el límite de la bahía de la Paz, mientras que su comunicación con el Golfo ocurre a través de Boca Grande y el canal de San Lorenzo. Éste último tiene unos 20 m de profundidad y se encuentra al sur de la isla Espíritu Santo (Fig. 2) (Molina-Cruz *et al.*, 2002; Monreal-Gómez *et al.*, 2001).

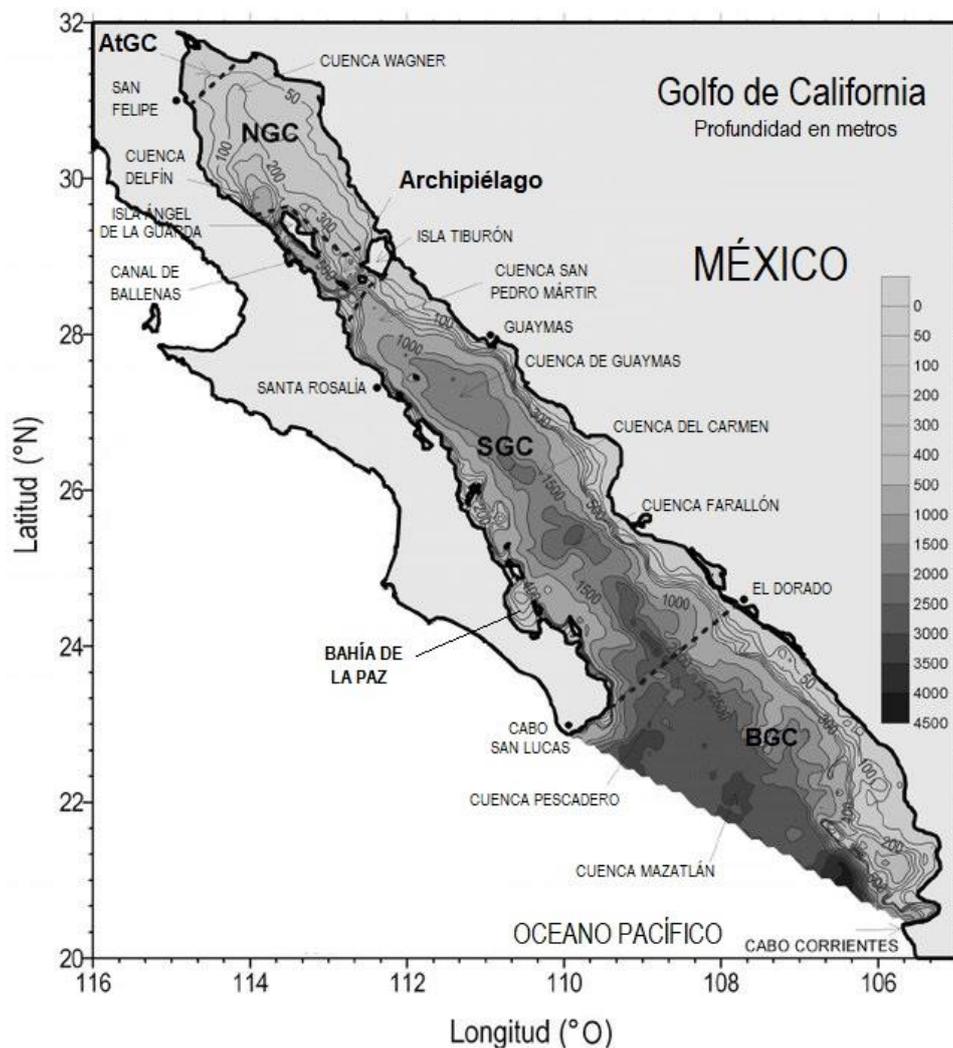


Figura 1. Localización y batimetría del golfo de California y sus principales regiones: boca (BGC), sur (SGC), norte (NGC) y alto Golfo (AtGC) (modificado de Lavín y Marinone, 2003).

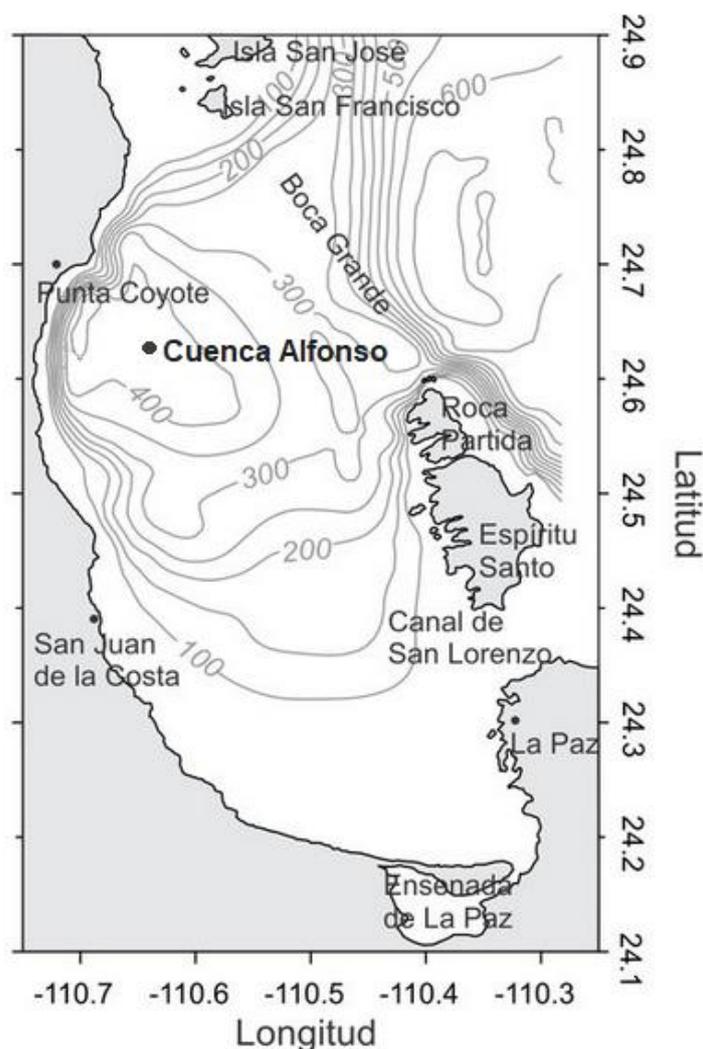


Figura 2. Localización y batimetría de cuenca Alfonso, bahía de la Paz (Coria-Monter, 2015).

2.1.1 Clima

El clima del golfo de California es marcadamente estacional y es el resultado de la interacción entre el sistema climático de latitudes medias (el SAP) y bajas (la ZCIT), con un patrón de reversión de vientos muy definido, debido al NAM (Fig 3.) (Douglas *et al.*, 1993; Pérez-Cruz, 2013). Durante la fase de invierno-primavera el SAP se encuentra localizado a aproximadamente 30°N en el océano Pacífico Oriental Tropical, la insolación en el hemisferio norte es baja y la ZCIT se encuentra en su posición más sur. Bajo estas condiciones, los vientos del noroeste (NO) dominan en el golfo de California (Amador *et al.*, 2006; Bordoni *et al.*, 2004; Monreal-Gómez *et al.*, 2001; Pérez-Cruz, 2013). Los vientos disminuyen la temperatura superficial del mar y como consecuencia la termoclina se debilita, al grado de llegar a desaparecer y favoreciendo el desarrollo de procesos de surgencia en el margen continental del Golfo (Badan-Dangon *et al.*, 1991; Thunell *et al.*, 1996).

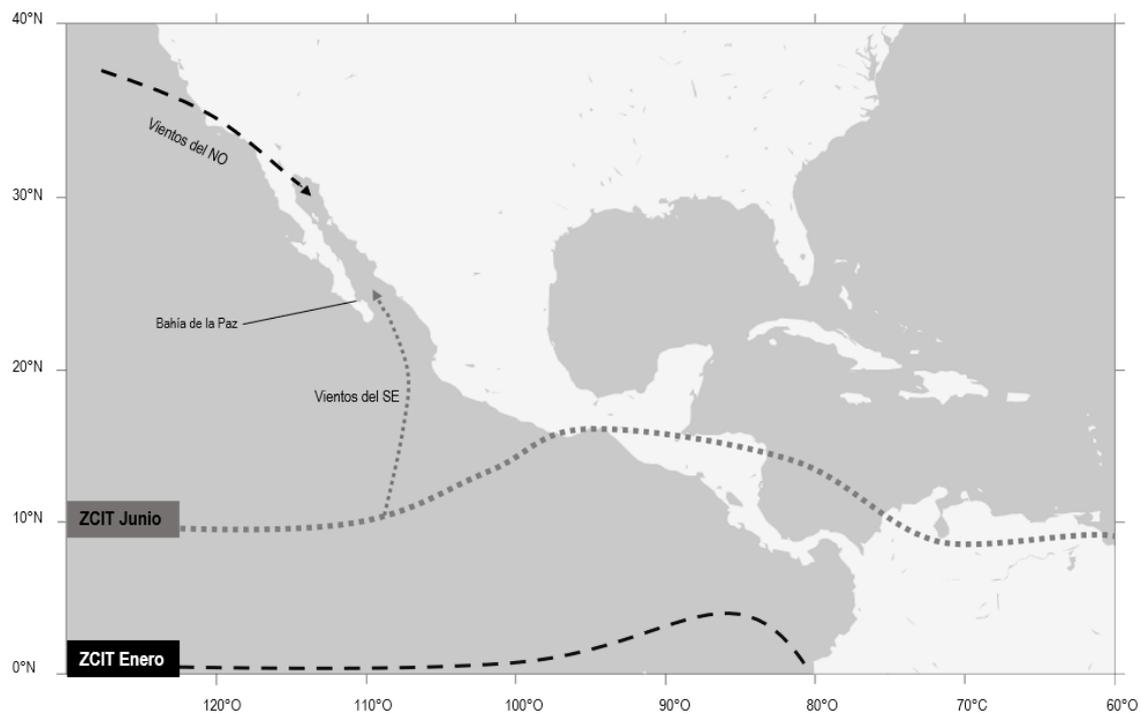


Figura 3. Posición estacional de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) relativa a la bahía de la Paz. Se muestra de forma general el patrón de viento correspondiente a invierno (NO), y a verano (SE) (modificado de Goñi *et al.*, 2006).

En comparación, durante la fase de verano-otoño, el SAP migra hasta alcanzar una posición cercana a los 35°N, la insolación en el hemisferio norte se encuentra en su máximo, y la ZCIT migra hacia el norte (Pérez-Cruz, 2013). Durante esta fase, la dirección de los vientos se invierte, y se intensifican los vientos del sureste (SE), que alcanzan valores entre 5 y 10 ms⁻¹ (Bordoni *et al.*, 2004), cruzando el Golfo en la zona de la boca y a lo largo de éste. El aumento marcado en la precipitación promedio durante los meses de verano es una parte intrínseca del patrón estacional bimodal descrito.

Otro factor importante en el clima monzónico de la región es el diferencial térmico entre la temperatura superficial del océano Pacífico y la temperatura de la superficie terrestre aledaña. El diferencial térmico cambia estacionalmente: de esta manera los patrones atmosféricos globales se ven aumentados por condiciones regionales (Douglas *et al.*, 2007; Pérez-Cruz, 2013). Adicionalmente, Boos y Pascale (2021) sugieren que, a pesar de que el forzamiento térmico es necesario para desencadenar los eventos que caracterizan al NAM, también es imprescindible el forzamiento mecánico provocado por la orografía de la Sierra Madre; al desviar corrientes extratropicales hacia el Ecuador genera un flujo del este que se transporta hacia arriba, elevando aire cálido y húmedo que produce precipitación por convección.

Uno de los eventos interanuales que más influyen en el comportamiento del monzón de América del Norte es el ENOS. Éste determina en cierta medida los patrones de precipitación anuales. En su lugar, se ha propuesto que el régimen de precipitación refleja con mayor fidelidad la migración latitudinal de la ZCIT (Leduc *et al.*, 2009; Pérez-Cruz, 2013).

2.1.2 Circulación oceánica y masas de agua

El patrón general de circulación del Golfo está estrechamente ligado a la dinámica oceánica y atmosférica del océano Pacífico, que ocasiona el intercambio neto de agua entre éste y el golfo de California. Se distingue por la salida de agua superficial (0-200 m) y la entrada de agua profunda (200-600 m) (Álvarez-Borrego, 2010; Bray, 1988). La circulación superficial responde a los vientos de gran escala (Lavín *et al.*, 2009, 2014).

En el golfo de California, han sido descritas siete masas de agua (Tabla 1) (Badan-Dangon, 1991; Bray y Robles, 1991; Lavín *et al.*, 2009; Portela *et al.*, 2016; Torres-Orozco, 1993).

Tabla 1. Masas de agua del golfo de California.

Masa de agua	Abreviación	Salinidad (g/kg)	Temperatura (°C)	Profundidad (m)
Agua Tropical Superficial	ATS	<34.6	>25.1	0 - 50
Agua Tropical Superficial evaporada	ATSe	34.9 - 35.1	28 - 30	0 - 40
Agua del Golfo de California	AGC	>35.1	>12	0 - 150
Agua de la Corriente de California	ACC	<34.6	10 - 21	0 - 150
Agua Subtropical Subsuperficial	AsTsS	34.6 - 35.1	9 - 18	75 - 400
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	34.6 - 34.9	4 - 9	400 - 1,200
Agua Profunda del Pacífico	APP	34.5 - 34.7	4	>1,200

2.2 Cuenca Alfonso

El clima de cuenca Alfonso en la bahía de la Paz es semidesértico; la cobertura de nubes, que está asociada a la ocurrencia de frentes atmosféricos y tormentas tropicales, es de las más bajas de todo México (Monreal-Gómez *et al.*, 2001). La tasa de precipitación (180 mm / año) es menor que la tasa de evaporación (300 mm/ año). Esto, aunado a la ausencia de descarga de ríos en la región, da como resultado el aumento de la salinidad en las aguas superficiales de la bahía de la Paz (Pérez-Cruz, 2006).

La profundidad máxima de la cuenca Alfonso es de 420 m; está delimitada al oriente por tres umbrales cuya profundidad se encuentra entre el rango de 265 y 300 m. La presencia de los umbrales impide la entrada de aguas profundas e intermedias del golfo de California

a la cuenca Alfonso (Gama-Osorio, 2016). Del lado occidental, la cuenca está rodeada por pronunciadas pendientes de hasta 350 m (Fig. 4) (Álvarez-Arellano *et al.*, 1997).

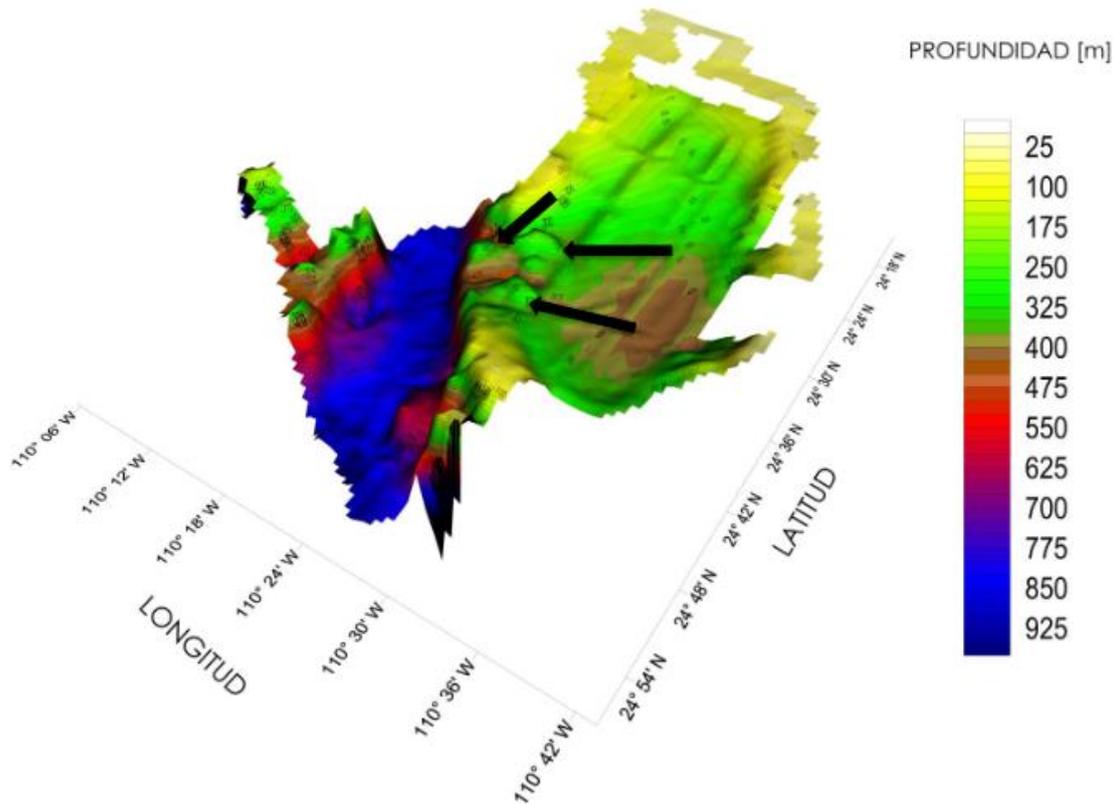


Figura 4. Modelo batimétrico de la cuenca Alfonso (en café). Los tres umbrales están señalados por flechas negras (Gama-Osorio, 2016).

2.2.1 Circulación oceánica y masas de agua

La bahía de la Paz es una cuenca semicerrada y su intercambio hídrico con el golfo de California se da a través de Boca Grande, al noreste (entre la isla Roca Partida y Boca Mechudo) y, en menor medida, a través del canal de San Lorenzo (Gama-Osorio, 2016). Se han descrito tres masas de agua que están presentes en la bahía de la Paz: el AGC, el ATS y el AsTsS (Fig. 5) (Monreal *et al.*, 2001).

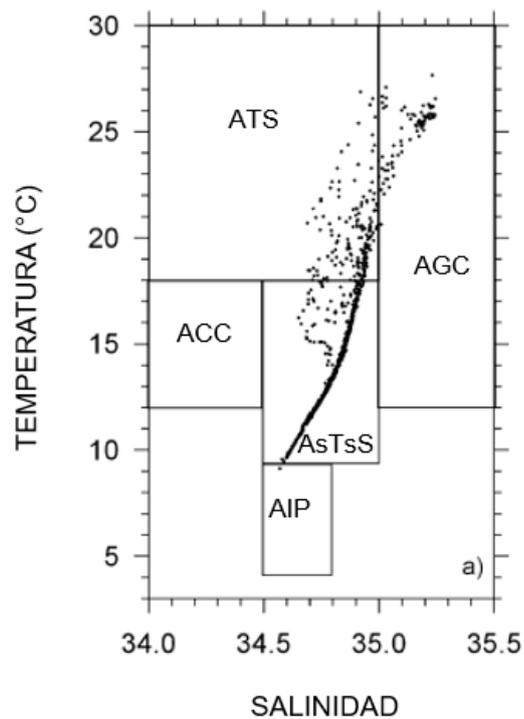


Figura 5. Características de temperatura y salinidad de las masas de agua en la bahía de la Paz en junio de 1998 (Monreal-Gómez *et al.*, 2001).

La distribución vertical de estas tres masas de agua en la bahía de la Paz es la siguiente: el límite superior del ATS está marcado por una isohalina de 35.00, a aproximadamente 25 m de profundidad. Su límite inferior está dado por la isoterma de 18 °C, cerca de los 60 m de profundidad. Esto indica que el ATS que proviene del Golfo pasa por un proceso de evaporación, que da como resultado al AGC encima de los 25 m. Debajo de los 60 m de profundidad y hasta el fondo de la bahía de la Paz se encuentra el AsTsS. También se ha registrado la presencia del AIP por debajo de los 400 m afuera de Boca Grande. Sin embargo, los umbrales batimétricos que delimitan la bahía impiden el flujo de dicha masa de agua dentro de ella, y paralelamente evitan el paso de agua profunda de la Bahía hacia el Golfo (Monreal-Gómez *et al.*, 2001).

En esta región Monreal-Gómez y colaboradores (2001) registraron la presencia de un giro ciclónico semipermanente alimentado por el flujo del ATS; este giro constituye uno de los elementos más notorios de la circulación de la bahía de la Paz. Su influencia llega hasta los 110 m de profundidad, aunque está estrechamente relacionada al afloramiento de aguas subsuperficiales (es decir, de profundidad menor que 60 m). Éste, a su vez, es uno de los principales motores de la productividad primaria en la cuenca Alfonso (García-Mirafuentes, 2010).

A pesar de la divergencia hídrica causada por el giro ciclónico, la columna de agua en la bahía de la Paz está altamente estratificada, habiendo casi nula mezcla vertical entre las capas de agua más profundas y sobre todo por debajo de la picnoclina. Esto, aunado al bajo intercambio de aguas entre el golfo de California y la bahía de la Paz, promueve un bajo nivel de oxígeno disuelto (O_2) dentro de la Bahía, que disminuye conforme aumenta la profundidad: 5 ml/l por arriba de 25 m de profundidad, 1 ml/l en el límite inferior de la oxiclina a 75 m de profundidad y 0.1 ml/l en el fondo (Monreal-Gómez *et al.*, 2001).

2.2.2 Productividad

Villegas-Aguilera (2009) estimó la productividad primaria de la cuenca Alfonso con un perfilador de fluorescencia y de radioisótopos. El mayor nivel de productividad se registró durante la primavera ($16 \text{ mgCm}^{-3}\text{h}^{-1}$), mientras que el menor nivel se registró en verano ($2\text{-}5 \text{ mgCm}^{-3}\text{h}^{-1}$). Se encontró una correlación significativa entre la estratificación en la columna de agua y la disminución en los niveles de productividad primaria. Por lo mismo, se puede inferir que el nivel de máxima productividad primaveral está relacionado con la mezcla de la columna de agua propiciada por la intensificación del giro ciclónico entre diciembre y marzo, así como la advección del agua rica en nutrientes asociada a las surgencias del margen oriental del golfo. Dado que la cuenca Alfonso cuenta con condiciones anóxicas, no sólo se ha observado un marcado patrón de distribución vertical de la productividad primaria asociado a la disponibilidad de oxígeno, sino que también hay un patrón de distribución horizontal ligado a la presencia del giro ciclónico (Pajares, 2021). Por otro lado, la presencia de una termoclina profunda durante verano impide el ascenso de nutrientes y, por lo tanto, el aumento de la productividad primaria durante este periodo (García-Mirafuentes, 2010; Villegas-Aguilera, 2009).

2.2.3 Sedimentos

Los sedimentos de la cuenca Alfonso están dominados por silicoaluminatos provenientes principalmente de las tobas volcánicas de la formación Comondú, que rodean la Bahía (Pérez-Cruz, 2013); mientras que la composición mineralógica está conformada por cuarzo, magnetita, anfíboles, piroxeno y feldespato (González-Yajimovich, 2004; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010). El aporte de terrígenos aumenta junto con la precipitación, cosa que sucede durante el modo verano-otoño del monzón o en coordinación con tormentas tropicales- cuya ciclicidad interanual está ligada a la ocurrencia de eventos ENOS-. También se ha registrado aporte eólico asociado a la aridez estacional (González-Yajimovich *et al.*, 2005). La tasa de sedimentación de la cuenca Alfonso es de $0.3 \pm 0.04 \text{ mm/año}$ (Molina-Cruz *et al.*, 2002). Se considera relativamente baja y está compuesta en un 5-7% por carbono orgánico, 1-25% por carbonato y cerca de 4% por ópalo biogénico, aunque los sedimentos terrígenos son el componente dominante (González-Yajimovich, 2005).

Tanto la variación en el flujo de sedimentos como las condiciones hipóxicas en el fondo de la cuenca Alfonso permiten la formación de sedimentos laminados. Se ha sugerido que la formación de láminas tiene una resolución temporal multianual, asociada con la variabilidad solar (Molina-Cruz *et al.*, 2002) y/o con la ciclicidad de ENOS (Fig. 6) (Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

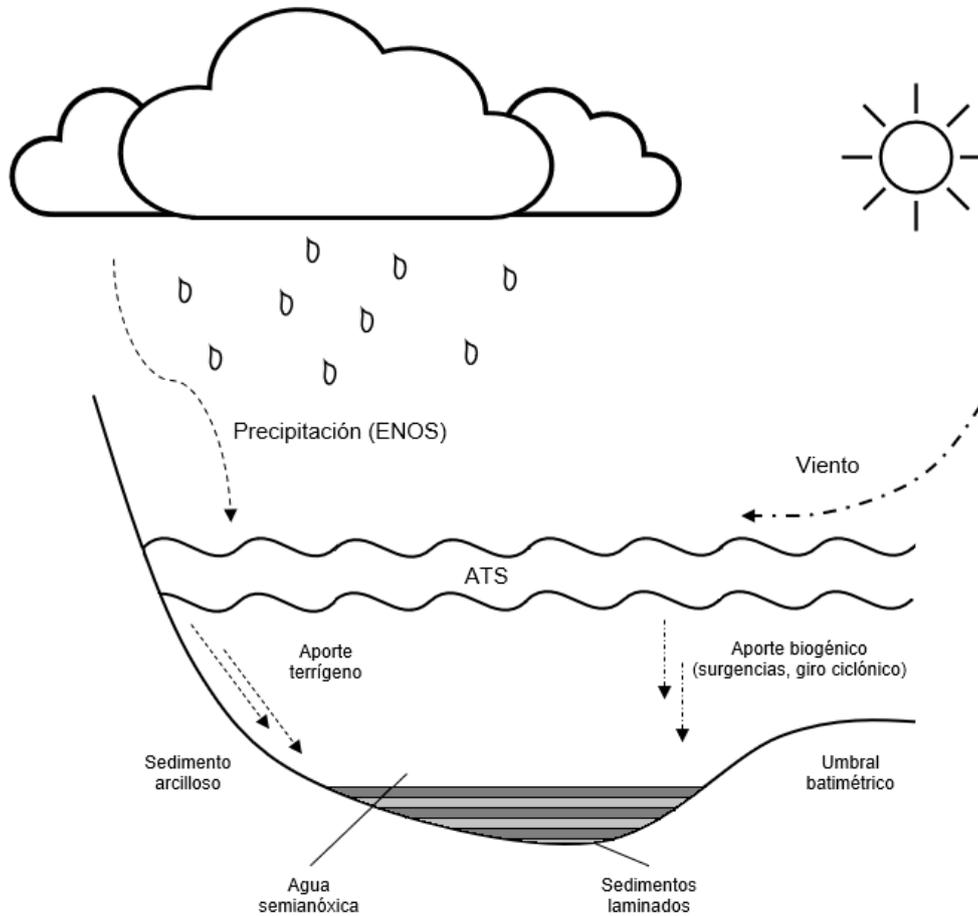


Figura 6. Esquema del modelo de formación de sedimentos laminados en la cuenca Alfonso (modificado de Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

3. VARIABILIDAD CLIMÁTICA DEL CUATERNARIO TARDÍO

El periodo Cuaternario abarca los últimos 2.58 millones de años y se divide en dos épocas: el Pleistoceno (2.58 millones de años (Ma) - ~11,700 años cal A.P.) y el Holoceno (~11,700 años cal A.P. al presente) (Fig. 7) (Gibbard y Head, 2020). Este periodo se ha caracterizado principalmente por marcadas fluctuaciones climáticas que se manifestaron a nivel global y que en distintos intervalos de tiempo propiciaron la formación de mantos de hielo en latitudes medias y altas (Ehlers *et al.*, 2017); a dichos intervalos se les conoce como glaciaciones. Las glaciaciones se intercalan cíclicamente con periodos cálidos (denominados interglaciales) en los que los mantos de hielo retroceden a latitudes circumpolares o incluso casi desaparecen (Marshall, 2009).

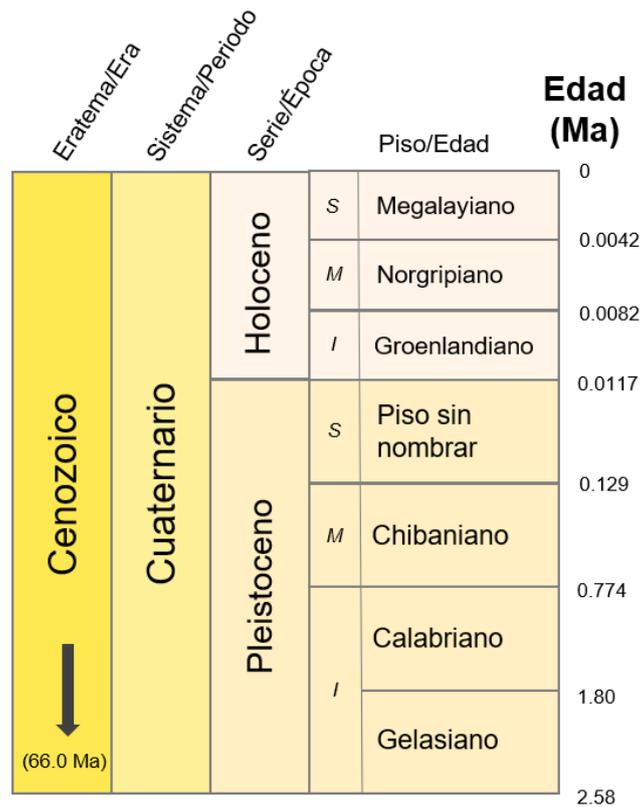


Figura 7. Tabla cronoestratigráfica del periodo Cuaternario (modificado de Gibbard y Head, 2020).

La periodicidad de eventos glaciales e interglaciales del Cuaternario depende, en gran medida, de las variaciones de la órbita de la Tierra. El ángulo de inclinación del eje terrestre, la orientación de la inclinación y la excentricidad de la órbita de la Tierra alrededor del Sol constituyen los tres parámetros orbitales. Su ciclicidad determina el aporte de energía solar que recibe la superficie terrestre en un momento dado (Ehlers *et al.*, 2017; Marshall, 2009). Estos parámetros, denominados oblicuidad, precesión y excentricidad, respectivamente, son conocidos como los ciclos de Milankovich.

En el presente trabajo se analiza un núcleo sedimentario que abarca los últimos ~18,000 años cal A.P., por lo que, a continuación, se describen los principales cambios climáticos que ocurrieron a nivel global en este marco temporal: el Último Máximo Glacial, que precede al intervalo que abarca este estudio, eventos climáticos contrastantes como el Bølling–Allerød y el Younger Dryas, y el actual interglacial del Holoceno (Fig. 8) (Uriarte, 2010).

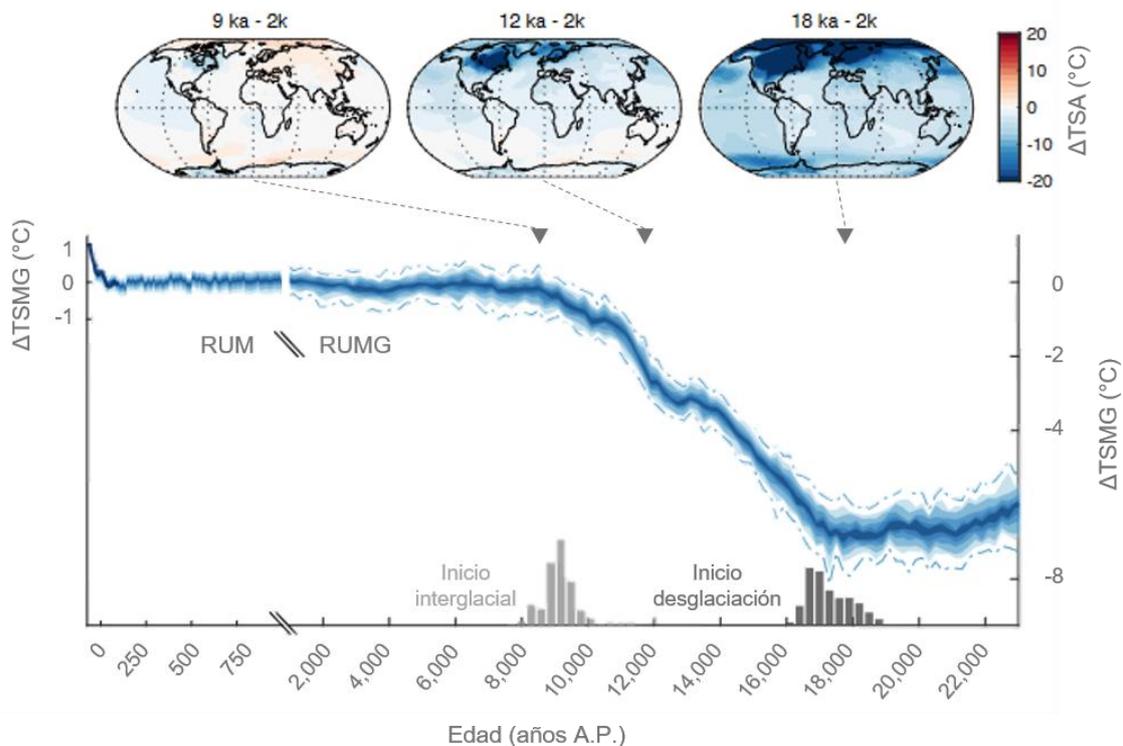


Figura 8. Temperatura superficial media global (TSMG) de los últimos 22,000 años. Se incluyen mapas indicando la temperatura superficial del aire (TSA) en tres edades distintas. Se señalan los dos métodos usados para generar el modelo: Reanálisis del Último Máximo Glacial (RUMG) y Reanálisis del último milenio (RUM) (modificado de Osman *et al.*, 2021).

3.1 Último Máximo Glacial (~24,000-18,000 años cal A.P.)

El Último Máximo Glacial (UMG) es un intervalo de la última glaciación en el que el volumen de hielo global alcanzó su máximo nivel. Dependiendo de las dataciones con radiocarbono, se ha propuesto que este evento tuvo lugar entre ~23,000-19,000 o ~24,000-18,000 años cal A.P. (Clark y Mix, 2002; Ehlers *et al.*, 2017). En este periodo los mantos de hielo se extendieron en ambos hemisferios de forma relativamente sincronizada, aunque el máximo volumen de cada manto de hielo fue alcanzado en distintos momentos.

De acuerdo con Ehlers *et al.* (2017), el UMG comenzó primero en el hemisferio sur hace ~27,000 años cal A.P. Los glaciares de Antártida llegaron hasta el borde de la plataforma continental, mientras que mantos de hielo locales se expandieron en Nueva Zelanda, Tasmania y Sudamérica; glaciares montañosos crecieron en Australia y África oriental. En el hemisferio norte los mantos de hielo cubrieron gran parte de Norteamérica, el noreste de Europa, Siberia y, en menor medida, Rusia (Bowen, 2009). Una disminución en el nivel del mar de entre 120 y 130 m fue consecuencia del aumento en el volumen de los glaciares, así como del aumento en salinidad de las masas de agua.

En particular, en el golfo de California se tiene registro de incursiones considerables del Sistema de la Corriente de California durante el UMG, mismas que se intensificaron entre ~20,000 y 18,000 años cal A.P. No obstante, éstas continuaron hasta el Holoceno (Doose *et al.*, 1997; Molina-Cruz, 1986, 1988).

3.2 Desglaciación (~20,000–19,000 años cal A. P.)

Entre ~20,000 y 19,000 años cal A.P. los mantos de hielo del hemisferio norte comenzaron a retroceder. Esto finalizó aproximadamente hace 8,000 años, cuando alcanzaron un volumen y extensión muy parecidos a los actuales. Este intervalo de gran reorganización de los sistemas climáticos marcó el fin del último ciclo glacial por el que cursó el planeta, iniciando el periodo interglacial actual (Paillard, 2009).

La Última Desglaciación, también conocida como Terminación I, es un evento que debe ser explicado a través de la acción de factores de forzamiento climático; tanto internos como externos. A pesar de que los ciclos de Milankovich han jugado un papel importante en la variabilidad climática a través del tiempo, no se ha observado una relación particularmente estrecha entre éstos y la temporalidad e intensidad de las últimas 5-10 desglaciaciones (Paillard, 2009). No obstante, debido a cambios orbitales, la insolación en latitudes altas se comenzó a elevar hace ~21,000 años cal A.P. y alcanzó su punto máximo cerca de 11,000 años cal A.P. Esto favoreció el proceso de desglaciación al aumentar el derretimiento de los mantos de hielo en verano; por otro lado, disminuyó el suministro de nieve en los mantos del hemisferio norte al persistir las bajas temperaturas en el Atlántico Norte, pues no se favoreció la evaporación de agua (Loutre *et al.*, 2004; Uriarte, 2010).

El derretimiento de los mantos de hielo nórdicos, a su vez, activó mecanismos de retroalimentación positiva que disminuyeron el efecto albedo y aumentaron el nivel del mar aproximadamente 120 m (Uriarte, 2010). Esto último pudo haber repercutido en la captación de dióxido de carbono (CO₂) atmosférico, ya que la inundación de zonas costeras pudo haber promovido la liberación de CO₂ retenido en estas zonas, quizás lo suficiente para compensar el aumento general de la vegetación continental durante este periodo (Montenegro *et al.*, 2006). Otros factores que pudieron haber contribuido al aumento del nivel de CO₂ atmosférico son el incremento de actividad fotosintética en los océanos y el derretimiento del permafrost (Zimov *et al.*, 2006; Uriarte, 2010). El aumento del CO₂ de

180-200 ppm a 260-280 ppm, así como el de otros gases de efecto invernadero, tuvo un efecto decisivo en el desencadenamiento de la desglaciación (Paillard, 2009).

Con base en registros obtenidos en la cuenca Alfonso, Staines-Urías y colaboradores (2015) propusieron que en el golfo de California la variabilidad ambiental fue relativamente baja entre ~22,000 y 14,500 años cal A.P., tal que este intervalo estuvo caracterizado por un estado con condiciones tipo la Niña, en el que el viento causó surgencias que provocaron un aumento en la productividad primaria. Mientras tanto, en el periodo comprendido entre ~15,500 y 10,000 años cal A.P. se observó mayor estratificación en la columna de agua y reducción de la productividad primaria bajo condiciones similares al ENOS.

Cabe mencionar que los patrones climáticos observados en la desglaciación no son constantes; en ésta se tiene registro de eventos puntuales y de gran importancia: el evento Bølling–Allerød y el evento Younger Dryas (Hoek, 2009; Shuman y Marsicek, 2016). A continuación, se describen brevemente estos cambios.

3.3 Bølling–Allerød (~14,700-12,800 años cal A.P.)

El último periodo cálido que tomó lugar durante la última glaciación es conocido como el interestadial Bølling–Allerød (BA). Dicho evento afectó principalmente al clima del hemisferio norte y ocurrió entre ~14,700 y 12,800 años cal A.P. (Hoek, 2009). A partir de la evidencia disponible, se infiere que hubo gran variabilidad climática durante este periodo; suficiente para dividirlo en dos fases: la fase Bølling, en la que se alcanzó la mayor temperatura, seguida por la fase Allerød, caracterizada por el descenso paulatino de la temperatura (Hoek, 2009).

Ha sido propuesto que la causa del aumento abrupto de la temperatura durante el BA fue una inyección de CO₂ en la atmósfera, aumentando su concentración entre 20 y 35 ppm en menos de dos siglos (Köhler *et al.*, 2011). También es posible que el fortalecimiento de la Circulación Meridional del Atlántico favoreciera el transporte de masas de agua cálida hacia el Atlántico Norte (Liu, 2005).

En el golfo de California, durante el BA se ha sugerido una estacionalidad marcada (similar a la actual) (Barron *et al.*, 2004; Cheshire y Thurow, 2013), alta productividad silíceo y baja productividad calcárea (Barron *et al.*, 2005; Dean, 2006). Se ha propuesto que durante este periodo inició la migración hacia el norte de la ZCIT, alcanzando su mayor latitud en el inicio del Holoceno (Pride *et al.*, 1999).

3.4 Younger Dryas (~12,700–11,500 años cal. AP.)

El término del BA fue seguido por un episodio de enfriamiento (principalmente en el hemisferio norte) que inició hace ~12,700 años y terminó hace ~11,700 años: el Younger

Dryas (YD) (Shuman y Marsicek, 2016). Éste fue el último y el más pronunciado entre varios eventos de abrupta regresión a condiciones casi glaciales antes del comienzo del Holoceno. El mayor número de evidencias sobre este evento se encuentran en latitudes medias en Europa, donde se han reconocido sus efectos. Por algún tiempo se pensó que el YD había afectado exclusivamente a esta región. No obstante, con el paso del tiempo se han encontrado evidencias que indican que el evento YD también afectó a Norteamérica, al norte de Asia y a Sudamérica (Björk, 2013; Peteet, 2009).

Entre las posibles explicaciones a la abrupta disminución de la temperatura en el hemisferio norte durante este periodo de tiempo, está el aporte de agua dulce al Atlántico Norte (Uriarte, 2010). Durante la desglaciación, la fusión de los mantos de hielo promovió la formación de lagos continentales, entre ellos, el lago Agassiz. Es sugerido que al formarse una vía de comunicación entre éste y el Atlántico Norte, la incursión de agua dulce al océano irrumpió la circulación termohalina que promueve la formación del Agua Profunda del Atlántico Norte (NADW por sus siglas en inglés). Por lo tanto, el transporte de agua superficial cálida del sur hacia el Atlántico Norte pudo haber disminuido significativamente y, con él, la temperatura del hemisferio norte (Rapp, 2012).

En el golfo de California durante el evento YD se han documentado condiciones atmosféricas generalmente frías (McClymont *et al.*, 2012), disminución en la productividad (Barron *et al.*, 2014), una nutriclina más profunda- en particular en la entrada del Golfo- (Staines-Urías *et al.*, 2015) y condiciones similares a las de ENOS (Sancetta, 1995; Staines-Urías *et al.*, 2015), en donde el aporte de terrígenos es mayor (Cheshire y Thurow, 2013; Dean, 2006).

3.5 Holoceno (~11,700 años cal A.P. al presente)

El Holoceno inició hace ~11,700 años cal A.P., cuando el aumento de la temperatura global marcó el fin de la última glaciación (Rapp, 2012). La actual época del Cuaternario se caracteriza por ser un periodo interglacial, cuyo inicio fue propiciado por la variación que los ciclos de Milankovich generaron en la cantidad y la distribución de la radiación solar (Mayewski *et al.*, 2004). El máximo de insolación ocurrió entre ~11,000 y 10,000 años cal A.P. A pesar de que la temperatura durante el Holoceno fue consistentemente más alta que durante el periodo glacial, se tiene registro de considerable variabilidad climática a escala global durante esta época.

En el golfo de California, durante el inicio del Groenlandiano se ha sugerido la disminución en la productividad (Barron *et al.*, 2014), una nutriclina más profunda- en particular en la entrada del Golfo (Staines-Urías *et al.*, 2015)- y condiciones similares a las de ENOS (Sancetta *et al.*, 1995; Staines-Urías *et al.*, 2015). En el Norgripiano se ha sugerido el establecimiento del patrón estacional que prevalece hasta la actualidad (con NAM) a partir de ~6,000 años cal A.P. (Barron *et al.*, 2012; Pérez-Cruz, 2013). En el Megalayiano se ha sugerido el desfase hacia el sur de los sistemas atmosféricos, la intensificación de

los vientos del NO y el aumento en la productividad a partir de los últimos ~3,000 años cal A.P. a lo largo del golfo de California (Barron *et al.*, 2004; Juillet-Leclec y Schrader, 1987; Pérez-Cruz, 2013).

3.5.1 Ciclos Bond

Se tiene registro de fluctuaciones climáticas de escala milenaria durante todo el Holoceno y hasta previo a su inicio (Bond *et al.*, 1997). Dichas fluctuaciones han sido registradas en la región del Atlántico Norte y tienen una periodicidad de 1,500 años (Mayewski *et al.*, 2004). Se ha detectado una tendencia de enfriamiento general en estos eventos; se ha propuesto que ésta está relacionada a variaciones en el flujo solar, que a su vez estimularon la fragmentación de mantos de hielo. Se infiere que la deriva de hielo resultante pudo haber reducido la temperatura en el hemisferio norte mediante un mecanismo muy similar a aquél del YD (Bond *et al.*, 1997; Bond *et al.*, 2001). Estos eventos no han sido reconocidos formalmente en los sedimentos del Golfo.

3.5.2 Óptimo Climático del Holoceno (~11,000–5,000 años cal A.P.)

Poco después del inicio del Holoceno, alrededor de los ~11,000 años cal A.P. (Renssen *et al.*, 2009) la Tierra entró en un periodo climático caracterizado por una mayor humedad y temperatura. Este intervalo, que continuó hasta ~5,000 años cal A.P., es conocido como el Óptimo Climático del Holoceno (OCH). Durante el OCH la temperatura superficial de los océanos de la región subártica en verano pudo haber subido hasta 5° C respecto a la actual (Darby *et al.*, 2001).

Con el aumento de la humedad, los desiertos de Arabia, de Rajastán y del Sahara cedieron una considerable porción de su superficie a cobertura vegetal selvática, mientras que los bosques de latitudes del norte avanzaron más hacia los polos que los bosques actuales (Rapp, 2012; Uriarte, 2010). Algunos estudios realizados en la cuenca de Cariaco en Venezuela sugieren que en el continente americano también hubo un aumento en la precipitación, favorecido por el desplazamiento hacia el norte de la ZCIT (Haug *et al.*, 2001). La evidencia adquirida en la zona ecuatorial de América indica que, a pesar del aumento general de la precipitación durante el OCH, la actividad de eventos ENOS disminuyó (Rodbell *et al.*, 1999). Cabe notar, sin embargo, que el OCH fue interrumpido por un breve episodio de enfriamiento ~8,200 años cal A.P. de aproximadamente 200 años de duración.

En el golfo de California, el incremento en la intensidad de los vientos provenientes del NO favoreció al flujo biogénico al aumentar los procesos de surgencia (Cheshire y Thurow, 2013). Ha sido propuesto que este fenómeno estuvo restringido al centro del Golfo, ya que el parcial colapso de la Corriente de California durante el OCH en la zona de la boca del golfo de California permitió el paso de masas de agua cálidas y pobres en nutrientes. Éstas impidieron el transporte de nutrientes a la superficie desde capas

subsuperficiales de la columna de agua (Douglas *et al.*, 2007; Herbert, 2001; Molina-Cruz, 1986). En la cuenca Alfonso, Staines-Urías y colaboradores (2015) reportaron que al inicio del Holoceno se dio un cambio hacia condiciones tipo la Niña en la región, paralelo a la disminución de carbonato de calcio (CaCO₃).

3.5.3 Episodio de 8,200 años cal. A.P.

Una serie de registros paleoclimáticos, incluyendo sedimentos lacustres, núcleos de sedimentos marinos, espeleotemas, anillos de árboles, etc., han permitido llegar a un consenso respecto a la ocurrencia de un evento de abrupto enfriamiento entre ~8,400 y 8,000 años cal A.P., con un pico de enfriamiento alrededor de ~8,200 años cal A.P. (Alley *et al.*, 1997; Rapp, 2012).

Varios estudios han confirmado un descenso abrupto de la temperatura en la mayor parte del hemisferio norte. No obstante, existe evidencia que indica que tanto en latitudes como en altitudes menores el episodio de 8.2 Ka se manifestó en forma de mayor aridez e incluso calentamiento en la Antártida (Mayewski *et al.*, 2004; Petit *et al.*, 1999).

La principal causa del enfriamiento del hemisferio norte fue muy probablemente el colapso del manto de hielo Laurentino en la bahía de Hudson, aunado al drenaje del lago Agassiz hacia el Atlántico Norte (Rasmussen *et al.*, 2006). Debido a que los patrones de cambio climático y marino son muy similares a aquéllos ocurridos durante el YD, se puede inferir que la incursión de agua dulce en el Atlántico Norte pudo haber tenido efectos similares en la circulación termohalina de la región y, por consiguiente, en la disminución de la temperatura (Alley *et al.*, 1997).

3.5.4 Evento de sequía (~4,200–3,800 años cal A.P.)

Mayewski y colaboradores (2004) proponen que el evento climático que tomó lugar entre ~4,200 y 3,800 años cal A.P. forma parte de los periodos notables de cambio climático abrupto del Holoceno. Los datos obtenidos a partir de los registros de este periodo sugieren que predominaron condiciones áridas en los trópicos, mientras que la tendencia en los polos fue de disminución en la temperatura; los glaciares en Norteamérica avanzaron, al mismo tiempo que los vientos del oeste se intensificaron sobre dicha región. Aunque la evidencia de este evento es menos contundente en los registros que para otros eventos climáticos, se cuenta con suficiente información al menos para sugerir que sus efectos estuvieron presentes en la mayor parte del hemisferio norte (Bond *et al.*, 2001; Booth *et al.*, 2005). Los mecanismos de forzamiento climático que dispararon este episodio son poco claros. No obstante, se ha acordado que la migración hacia el sur de la ZCIT es la mejor explicación para los fenómenos que caracterizaron al evento de sequía de 4,200 años cal A.P. (Meyewski *et al.*, 2004).

En el golfo de California, en particular en la cuenca Alfonso se ha documentado un evento de sequía alrededor de los 3,700 años cal A.P. (Pérez- Cruz, 2013), así como otro en el intervalo entre 2,400 a 1,900 años cal A.P.

3.5.5 Anomalía Climática Medieval (~1,000–800 años cal A.P.)

En el intervalo de tiempo comprendido entre ~1,000 y 800 años cal A.P. hubo un incremento de la temperatura en la región del Atlántico Norte, en el sur de Groenlandia, partes de Norteamérica y Ártico Eurasiático (Mann *et al.*, 2009). Se propone que este evento climático, conocido como el Anomalía Climática Medieval (ACM), está relacionado con el incremento del flujo solar y, por lo tanto, con el último ciclo de Bond (Bond *et al.*, 2001). Se especula que durante la ACM disminuyó la cobertura de la capa de hielo en Norteamérica; en Estados Unidos y en algunas partes de México predominaron condiciones de sequía (Díaz *et al.*, 2011).

3.5.6 Pequeña Edad de Hielo (~600–300 años cal A.P.)

La Pequeña Edad de Hielo (PEH), un evento de enfriamiento que comenzó hace ~600 años y finalizó hace ~300 años, parece ser el episodio más reciente dentro de los ciclos climáticos milenarios del Holoceno. Al igual que con los eventos Bond, se propone que la PEH está relacionada a un evento de deriva de hielo en el Atlántico Norte y que fue la consecuencia natural de los mecanismos que provocaron la ACM (Bond *et al.*, 1997). Durante este periodo descendió la temperatura, aunque en algunas regiones se mantuvo en un nivel mayor al actual, particularmente en el hemisferio sur (Mann *et al.*, 2009).

Son pocos los trabajos en el golfo de California enfocados a los últimos 2,000 años; sin embargo, se ha reconocido que, durante la ACM, las condiciones fueron cálidas y es un periodo considerado de baja productividad (p. ej., Barron y Bukry, 2007; Pérez-Cruz, 2013). Posterior a la ACM sucedió el la PEH y en comparación a la ACM, las condiciones fueron de enfriamiento (Barron and Bukry 2007; Douglas *et al.*, 2002) y una mayor productividad (Barron *et al.*, 2004; Goñi *et al.*, 2006; Juillet-Leclerc y Schrader 1987).

4. RADIOLARIOS

Los radiolarios policistíneos (referidos en este estudio como radiolarios) son un grupo de protistas ameboides. Son organismos unicelulares y holoplanctónicos. Pueden ser tanto de vida libre como coloniales; los radiolarios son considerados microplancton debido a que su tamaño oscila entre los 30 μm y los 2 mm, aunque el rango más común de tamaño es de 50 a 150 μm (De Wever *et al.*, 2001; Lazarus, 2005). Su distribución vertical va principalmente entre los 0 y los 300 m de profundidad, con el mayor pico de abundancia ocurriendo a los 100 m, aunque algunas especies se distribuyen a profundidades mayores a los 300 m (Boltovskoy *et al.*, 2017). Se caracterizan por tener un endoesqueleto silíceo-sílice opalino ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)-, aunque algunas clasificaciones incluyen en este grupo organismos que forman esqueletos de sulfato de estroncio (SrSO_4) (Suzuki y Not, 2015). El endoesqueleto tiene una probabilidad relativamente alta de preservarse en el sedimento marino a través del tiempo; esta característica, así como la tendencia de diversos taxa de restringir su distribución con base en las características fisicoquímicas de la zona en la que habitan, los convierte en excelentes *proxies* de las masas de agua y de las condiciones oceánicas en estudios de paleoceanografía y paleoclimatología (Molina-Cruz *et al.*, 1999; Lazarus, 2005; Motoyama y Nishimura, 2005).

4.1 Origen evolutivo

El origen evolutivo de los radiolarios ha sido rastreado en el registro fósil hasta el Cámbrico temprano; el primer reporte de radiolarios presentes en estratos de este intervalo temporal fue publicado por Nazarov (1973), aunque conservó un estatus controversial hasta la publicación de Obut e Iwata (2000), donde se reportan ejemplares de dicha edad el sur de la región de Siberia. Los resultados de dicho estudio fueron corroborados posteriormente con material recabado en la misma localidad (Pouille *et al.*, 2011). Aunque se ha propuesto que se originaron a partir de un ancestro protista bentónico (Petrushevskaya, 1986), en realidad el origen evolutivo de los radiolarios sigue siendo incierto (Boltovskoy *et al.*, 2017).

4.2 Sistemática

En 1887, Ernst Haeckel realizó uno de los primeros sistemas de clasificación de radiolarios que, debido en parte a su magnitud (se describieron alrededor de 3,000 especies de radiolarios, de las cuales 2,400 se reportaban por primera vez), continúa siendo referida al día de hoy. Sin embargo, ésta se realizó con base en similitud de caracteres morfológicos, por lo que no refleja las complejas relaciones filogenéticas que existen en este grupo (Boltovskoy *et al.*, 2017).

Desde entonces, diversos autores han hecho revisiones resultando en la aplicación de distintos esquemas de clasificación que reflejan de forma más natural la variabilidad intraespecífica de este grupo. De Wever y colaboradores (2001), elaboraron un sistema de

clasificación basado en caracteres de linajes fósiles de radiolarios. No obstante, el sistema de De Wever y colaboradores (2001) no está exento de restricciones y problemas. Adl y colaboradores (2012), publicaron un estudio que ha sido la base de algunas de las revisiones filogenéticas más recientes; éste consistió en un estudio filogenético con RNA ribosómico. Los resultados que arrojó posicionaron a los radiolarios dentro de un súper grupo llamado SAR, que también incluye foraminíferos, cercozoos, estramenófilos, alveolados y rizarios. En este grupo, la subclase Radiolaria es sustituida por Polycistinea, y quedan sólo los órdenes Spumellaria, Nassellaria y Collodaria. Algunos de los sistemas de clasificación más recientes proponen que hay 6 órdenes de radiolarios: Acantharia, Taxopodia, Spumellaria, Nassellaria, Collodaria y Orodaria. Los últimos 4 forman parte de la clase Polycistinea y son los organismos para los que se usa el nombre de grupo taxonómico informal de radiolarios (Biard, 2022).

Sin embargo, se determinó que, debido a que el presente estudio no se enfoca en la filogenia de este grupo, el esquema de De Wever y colaboradores (2001) es el que mejor se alinea con los objetivos de este trabajo. Dicho esquema se expone a continuación:

Reino Protista

Subreino Protozoa

Phylum Sarcodina

Clase Actinopoda

Subclase Radiolaria

Superorden Polycystina

Orden Albaillellaria (extinto)

Orden Archaeospicularia (extinto)

Orden Collodaria

Orden Entactiniaria (extinto)

Orden Latentifisularia (extinto)

Orden Nassellaria

Orden Spumellaria

Las características distintivas del superorden Polycystina son: 1) la presencia de una cápsula que, en el caso del orden Spumellaria, está totalmente perforada, mientras que en el caso de Nassellaria está perforada predominantemente en los extremos y 2) la formación de un endoesqueleto silíceo alrededor de una cápsula central orgánica porosa. Se ha documentado que comúnmente tienen relaciones simbióticas con el fitoplancton (De Wever *et al.*, 2001). Dado que este trabajo se centra en la identificación e interpretación de afinidades ambientales de los órdenes Spumellaria y Nassellaria, los principales caracteres taxonómicos de ambos se describirán a continuación:

El orden Spumellaria está comprendido por radiolarios casi exclusivamente de vida solitaria que presentan una cápsula central porosa. Su simetría es predominantemente esférica o radial; el esqueleto está compuesto por tecas medulares dobles- denominadas microsfera y macrosfera- y la teca cortical. Éstas se encuentran interconectadas por barras radiales. El esqueleto, cuya disposición ya sea concéntrica, en espiral o irregular, puede

ser elipsoidal, esponjoso, con forma de disco, lenticular o enrejado (Fig. 9) (De Wever *et al.*, 2001; Suzuki y Not, 2015).

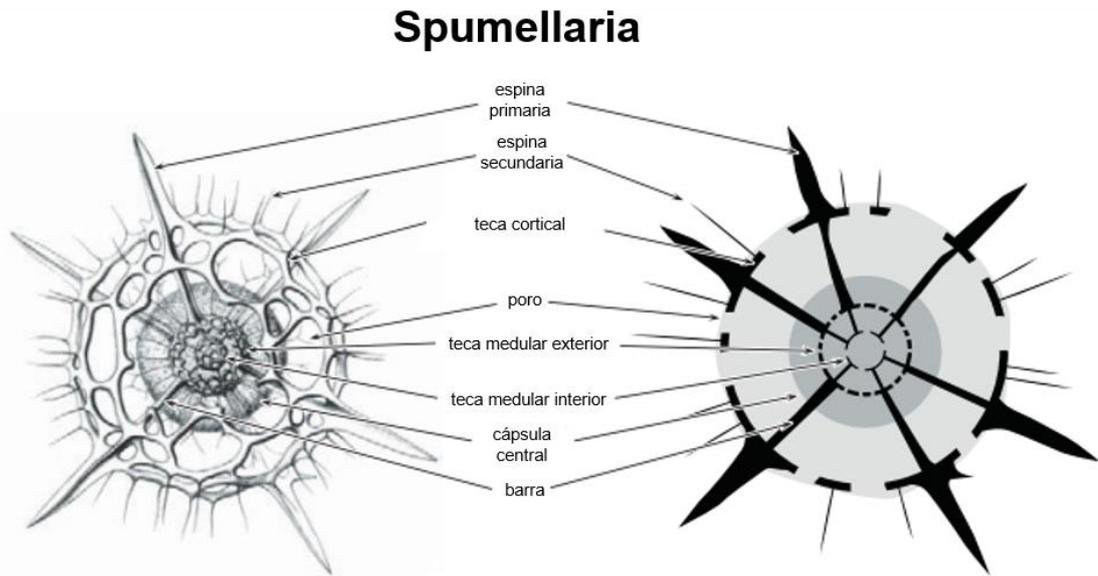


Figura 9. Esquema de la morfología básica del orden Spumellaria (Boltovskoy *et al.*, 2017).

Este grupo incluye 13 superfamilias, y aproximadamente 110 géneros y 380 especies (Sandin *et al.*, 2021). Recientemente se ha sugerido que el criterio más confiable para identificación de espumelarios es la forma general y el tipo de simetría del esqueleto, mientras que estructuras internas, como el sistema espicular inicial, han resultado ser menos confiables (Biard, 2022).

El orden Nassellaria, por su parte, presenta esqueletos con simetría axial, cuya cápsula central está perforada en un solo polo. El esqueleto se origina de una estructura llamada espícula apical, de la que posteriormente parten la espícula dorsal, la espícula ventral, dos espículas laterales que parten de la espícula dorsal y dos espículas laterales que parten de la espícula ventral. Esta estructura se forma en el céfalis, el segmento inicial que se desarrolla alineado al eje central del organismo. En algunos taxa de naselarios se desarrollan más segmentos, denominados tórax y abdomen; todos los segmentos que se desarrollen por debajo del abdomen son llamados segmentos post-abdominales (Fig. 10) (De Wever *et al.*, 2001; Suzuki y Not, 2015). Actualmente se reconocen 16 superfamilias, y aproximadamente 140 géneros y 430 especies (Suzuki *et al.*, 2021).

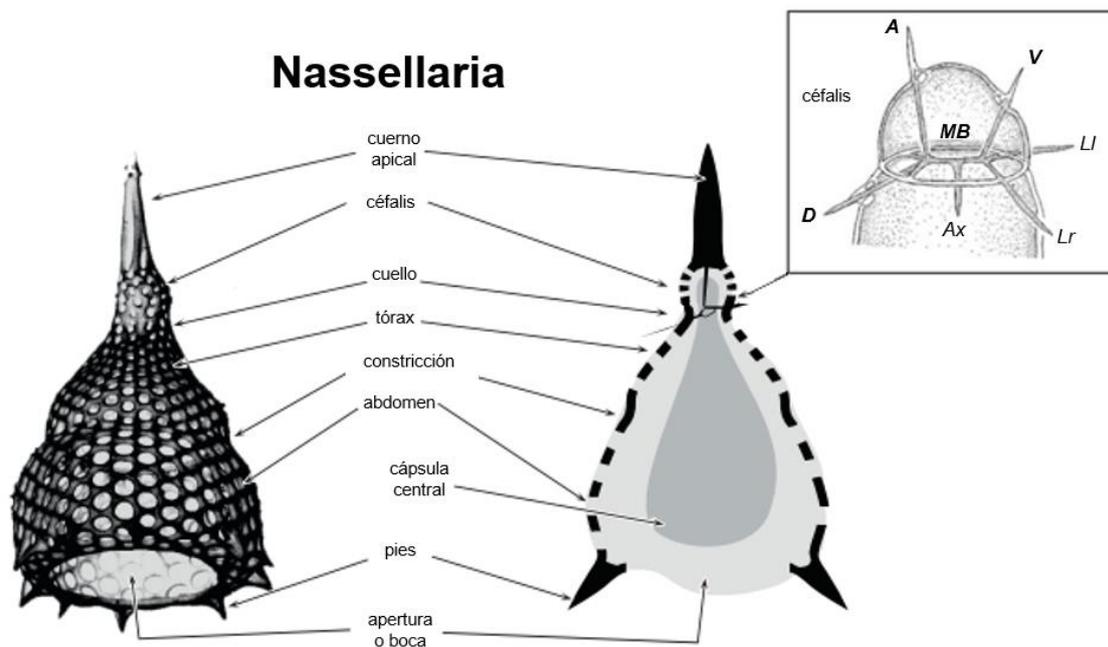


Figura 10. Esquema de la morfología básica del orden Nassellaria y esquema del sistema espicular. MB=barra media, A=espina apical, D=espina dorsal, V=espina ventral, Ax=espina axial, Ll=espinas laterales primarias, Lr=espinas laterales secundarias (Boltovskoy *et al.*, 2017; Suzuki y Not, 2015).

4.3 Morfología

4.3.1 Parte blanda

La morfología de los radiolarios cuenta tanto con una parte blanda como una parte dura. La parte blanda está dividida en dos áreas principales: la cápsula central, que contiene la porción interna y más densa del citoplasma (endoplasma) y el extracápsulum, una capa de citoplasma externa adyacente (ectoplasma). Las separa una membrana porosa conocida como la pared capsular. Ésta divide al citoplasma interno (endoplasma) del externo (ectoplasma), cuya composición es en apariencia menos densa que aquélla del endoplasma (Anderson, 1983; De Wever *et al.*, 2001).

Tanto el orden Nassellaria como el orden Spumellaria presentan normalmente un solo núcleo, (aunque en otros taxones cercanamente relacionados es común que haya más de uno). Éste es fácil de localizar en la morfología esférica de los espumelarios, mientras que en el caso de los naselarios la ubicación del núcleo es más variable. No obstante, en ambos casos existe una relación entre el esqueleto silíceo y la ubicación del núcleo (Suzuki y Aita, 2011).

En la cápsula central se sitúan la mayoría de los organelos de la célula: el núcleo (o los núcleos), retículo endoplasmático (con su respectivo complejo de Golgi), mitocondria, lisosomas y vacuolas; así como las reservas alimenticias en forma de lípidos o de gránulos conformados por carbohidratos (De Wever *et al.*, 2001). Dentro del endoplasma también se encuentra el axoplasto, la región del protoplasma de la cual parten los axópodos (uno de los procesos citoplasmáticos de los radiolarios). La localización del axoplasto juega un papel importante en la organización espacial de los núcleos; existen incluso taxones con axoplastos intranucleares (Anderson *et al.*, 1998).

La pared capsular es una envoltura celular que, como se mencionó anteriormente, separa a la cápsula central del extracápsulum. Ésta se compone ya sea de quitina o pseudoquitina y su grosor varía entre 30 y 500 nm (Suzuki y Aita, 2011). Permite la comunicación entre el endoplasma y el ectoplasma a través de complejos citoplásmicos que perforan a dicha membrana (llamados fúsulas). Estas estructuras son exclusivas de los radiolarios y de los acantarios, y es por donde los microtúbulos originados en el axoplasto se extienden hacia el exterior de la célula (Anderson, 1983; Anderson *et al.*, 1998).

Existe una compleja red de pseudópodos en los radiolarios, de la cual destacan dos procesos citoplasmáticos:

- **Los axópodos** son estructuras citoplásmicas que se proyectan a través de los poros de la cápsula central radialmente y son relevantes tanto para la alimentación de los radiolarios como para identificación taxonómica, ya que la presencia de axópodos auténticos separa a Polycistina de Phaeodaria. Éste también es un grupo de protistas microplanctónicos marinos que antiguamente se agrupaba junto con los radiolarios, pero que no está cercanamente relacionado a éstos a nivel filogenético y ha sido posicionado en otro grupo por lo mismo (Boltovskoy *et al.*, 2017). Poseen una estructura conformada por paquetes de microtúbulos llamada axonema (Suzuki y Aita, 2011).
- **Los filópodos** son hebras citoplásmicas muy delgadas, cuya función fisiológica no se conoce con precisión. Carecen de un axonema y se extienden del ectoplasma (Suzuki y Aita, 2011).

El extracápsulum es la estructura que contiene al protoplasma (ectoplasma) que se encuentra adyacente a la pared capsular. Esta región es la más dinámica de la célula; en ella se encuentran los pseudópodos y los simbioses fitoplanctónicos (en caso de que los haya), así como vacuolas digestivas (Anderson, 1983; Suzuki y Aita, 2011). Los tres organelos más relevantes del extracápsulum son:

- **La sarcomatriz** es la capa más cercana a la pared capsular, en la que la presencia de alveolos sugiere una función de flotación. Adicionalmente, la presencia de vacuolas digestivas sugiere una función de nutrición.
- **La calymma** es la segunda envoltura de la cápsula central con mayor proximidad a ésta. Los fotosimbiontes suelen residir en la calymma. Es donde sucede la secreción de silicio, ya que en esta capa se han encontrado organelos que posiblemente actúan como vacuolas de deposición de dicho mineral.
- **El sarcodictio** es la capa más externa y de la cual se proyectan los filópodos. Está conectada al esqueleto silíceo y su capacidad de movilidad le permite controlar la flotabilidad en algunos grupos de radiolarios. Existe un espacio vacío entre el sarcodictio y la cápsula central que probablemente sea llenado con agua marina.

Los elementos previamente mencionados de la estructura celular de los radiolarios aparecen en el esquema representado en la Figura 11.

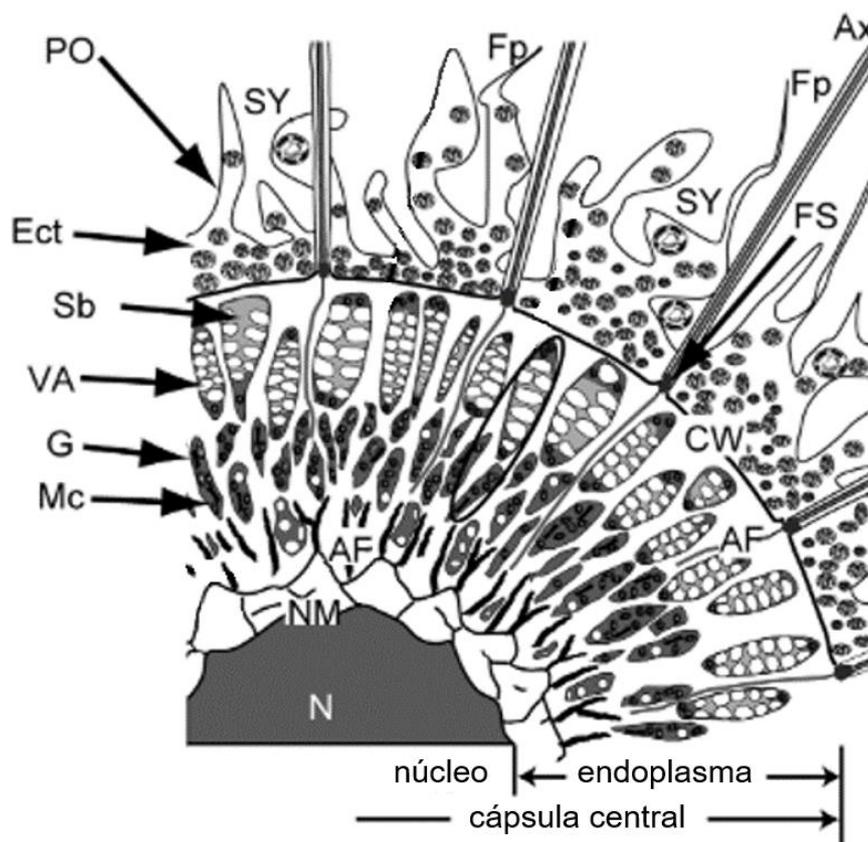


Figura 11. Esquema de la estructura citológica de un radiolario. N=núcleo, NM=membrana nuclear, AF=filamento axopodial, Mc=mitocondria, G=complejo de Golgi, VA=vacuola, Sb=sustancia granular de reserva, Ect=ectoplasma, PO=envoltorio del protoplasma, SY=fotosimbionte, Fp=filópodo, Ax=axópodo, FS=fúsula, CW=pared capsular (modificado de Suzuki y Aita, 2011).

4.3.2 Esqueleto

Los radiolarios son capaces de formar un esqueleto de sílice opalino, salvo por el grupo Acantharia, cuyo esqueleto es sintetizado a partir de sulfato de estroncio (siendo los únicos protistas capaces de biomineralizar este compuesto). Existen también algunos taxones de radiolarios que no forman esqueleto (Biard, 2022). Cuando hay un esqueleto, éste empieza su formación en las vacuolas de deposición silíceas, donde se almacena el silicio abiótico que está disponible en el ambiente. El silicio entra a la célula en forma de monómeros de ácido ortosilícico, molécula abundante y útil como material de construcción. El proceso citobioquímico a través del cual se construye el esqueleto es liderado por reacciones mediadas sobre todo por el complejo de Golgi (Afanasieva y Amon, 2014).

Los patrones de desarrollo reconocibles se dividen en crecimiento primario, crecimiento secundario y crecimiento por engrosamiento del esqueleto. Una vez iniciada la formación del esqueleto, el crecimiento primario permite la formación de la estructura principal, mientras que nuevas partes del esqueleto se desarrollan mediante crecimiento secundario. El crecimiento por engrosamiento del esqueleto aumenta el espesor de las estructuras existentes, pero no genera estructuras nuevas (Suzuki y Not, 2015).

La construcción del esqueleto sucede en el extracápsulum, aunque en el orden Spumellaria algunas partes del esqueleto pueden internarse en la cápsula central, de acuerdo con el desarrollo de éste. La morfología final tiende a ser específica para cada taxón y es, por lo tanto, sumamente diversa. De forma general, en el caso de Spumellaria, el esqueleto o teca presenta simetría esférica o radial, siendo las formas más comunes esférica, discoidal, ovalada o en cruz. Los esqueletos en el orden Nassellaria tienen un eje de simetría anteroposterior, a lo largo del cual se forman los segmentos (Boltovskoy *et al.*, 2017; De Wever *et al.*, 2001).

4.3.3 Espinas

Uno de los componentes más conspicuos de la morfología de los radiolarios son las espinas externas. Las espinas son estructuras casi siempre sólidas (en pocos casos son huecas), de entre 15 y 470 μm de longitud que constituyen un componente de importancia taxonómica. A grandes rasgos, las espinas pueden tener forma de varilla, cónica o ser radiadas. Suelen estar asociadas a elementos complejos del esqueleto y sus cortes transversales pueden dar una gran variedad de resultados (Fig. 12) (Afanasieva, 2007). A nivel funcional, las espinas proveen soporte para los axópodos; hay poros en la teca externa, en la base de las espinas, a través de los cuales se asume que se extienden estas proyecciones citoplásmicas. En el caso de las espinas radiadas, se podría incluso especular el número de axópodos que acompañan a cada espina a partir de la cantidad de placas fusionadas sobre un mismo eje (Afanasieva y Amon, 2013).

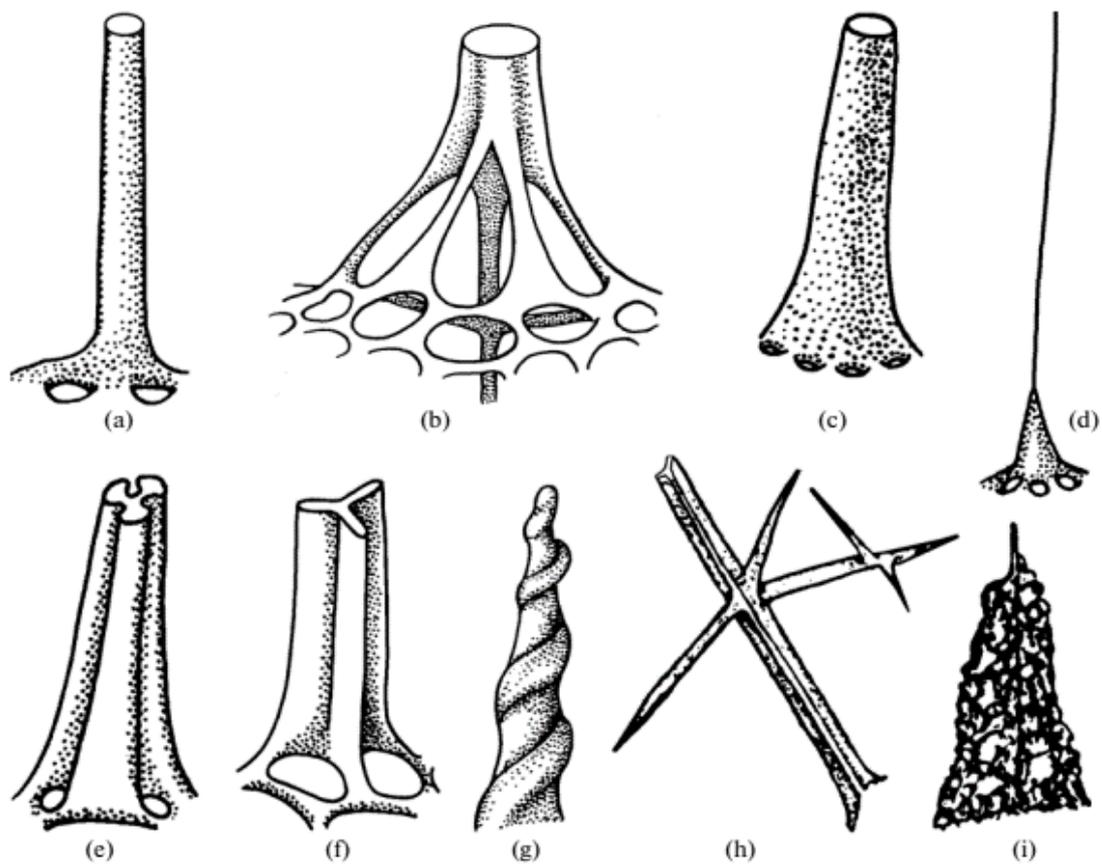


Figura 12. Espinas de radiolarios: espinas en forma de varilla (a, b), espinas cónicas (c, d), espinas radiadas (e-h) y espina cubierta por tejido del esqueleto (i) (Afanasieva y Amon, 2013).

4.4 Alimentación

A pesar de que los radiolarios fósiles son un grupo bien estudiado, muchos de sus aspectos tales como: hábitos, alimentación, reproducción, etc. son relativamente desconocidos debido a la dificultad de preservar generaciones sucesivas en cultivo. No obstante, se sabe que la mayoría de los radiolarios son fagótrofos (aunque existe evidencia de grupos detritívoros); la dieta de estos organismos incluye diatomeas, tintínidos, copépodos, dinoflagelados, bacterias y larvas de moluscos, entre otros (Biard, 2022; Boltovskoy *et al.*, 2017).

Los mecanismos de depredación y digestión han sido elucidados hasta cierto punto. En las especies *Eucyrtidium hexagonatum*, *Pterocorys zancleus* y *Dyctiocodon prometheus* del orden Nassellaria, se observó que la actividad alimenticia sucede por medio de proyecciones axiales (Fig. 13A). Éstos son los pseudópodos más largos que el organismo puede producir, así como los más gruesos. Se extienden a través de la apertura bucal en el centro del esqueleto. En algunos casos, la proyección axial puede ir acompañada de proyecciones terminales; en conjunto forman una estructura denominada “cono terminal” (Sugiyama *et al.*, 2008). Las proyecciones pueden llegar a tener entre 2 y 3 células de

longitud, lo cual contribuye al volumen de organismos que los naselarios pueden depredar a la vez. La retracción de las proyecciones citoplasmáticas hacia la apertura oral puede llevar algunos minutos. Una vez llevado a cabo este proceso, el alimento será digerido en vacuolas específicas (Biard, 2022).

En el caso del orden Spumellaria, la morfología esférica de los esqueletos permite que los axópodos (presentes en un número mayor al que exhiben los radiolarios del orden Nassellaria) se extiendan en todas las direcciones. Las potenciales presas que se encuentren en la proximidad de esta red serán capturadas por adhesión (Fig 13B) (Biard, 2022). En un estudio llevado a cabo con la especie *Diplosphaera hexagonalis*, Suzuki y Sugiyama (2001) observaron que los axópodos se proyectan y se contraen cíclicamente, en un proceso que se repite aproximadamente cada 10 minutos.

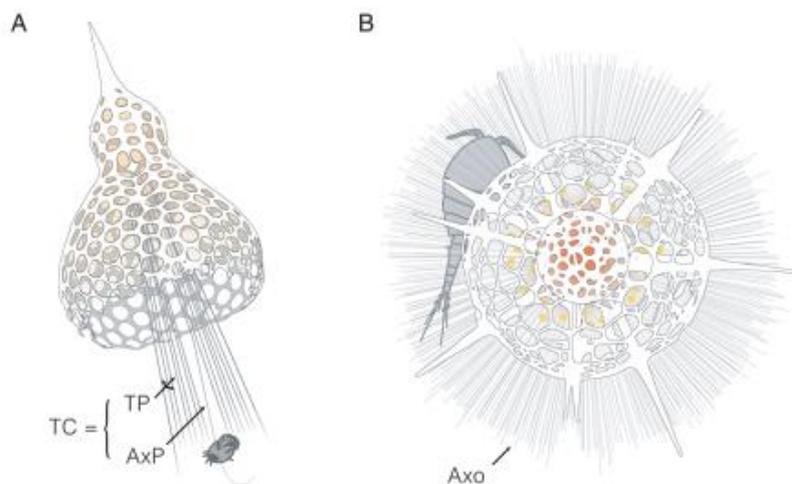


Figura 13. Esquema de estrategias de depredación en naselarios (A) y en espumelarios (B). TC=cono terminal, TP=proyecciones terminales, AxP=proyección axial, AxO=axópodos (Biard, 2022).

4.4.1 Simbiosis

Varias especies de radiolarios son consideradas mixótrofas debido a que obtienen energía tanto de la depredación como de la actividad fotosintética de diversos organismos endosimbiontes. En algunos grupos de radiolarios- particularmente en aquéllos con forma de vida colonial- se asume incluso que la nutrición sucede exclusivamente a través de los fotosimbiontes, debido a que no se ha observado ningún otro método de alimentación (Matsuoka, 2007). En el orden Nassellaria se han observado simbioses de entre 5 y 13 μm de tamaño; puede haber hasta 50 individuos por radiolario. Los organismos que se han identificado como huéspedes típicos en naselarios son dinoflagelados. En particular, los más estudiados son *Zooxanthella nutriculata* y *Gymnoxanthella radiolariae* (Probert *et al.*, 2014; Yuasa *et al.*, 2016). Los radiolarios del orden Spumellaria presentan mayor

variedad de asociaciones simbióticas, mismas que influyen notoriamente en su distribución vertical. Entre ellos, también se encuentran *Z. nutriculata* y *G. radiolariae* (Probert *et al.*, 2014; Yuasa *et al.*, 2016). No obstante, la lista de fotosimbiontes identificados en espumelarios incluye organismos que aparentemente son exclusivos de este grupo, como algunas algas clorofitas, prasinofitas y haptofitas, así como procariontes del género *Prochlorococcus* y *Synechococcus*. El número de fotosimbiontes en espumelarios varía entre unos pocos y cientos de simbiontes por hospedero (Biard, 2022).

4.5 Reproducción y longevidad

La información que se tiene sobre el ciclo de vida, la reproducción y la longevidad de los radiolarios es limitada debido a las complicaciones previamente mencionadas que se presentan al mantenerlos en condiciones de laboratorio. Se ha inferido que los radiolarios pueden llegar a vivir desde unas semanas hasta unos meses antes de llegar a la etapa reproductiva con base en información recabada tanto en laboratorios como de muestras de juveniles recolectadas *in situ* (Boltovskoy *et al.*, 2017). La reproducción asexual se da por medio de fisión binaria de la cápsula central. A pesar de que no se tiene evidencia definitiva de reproducción sexual en este grupo, se ha documentado la liberación de células flageladas menores a 3 μm que posiblemente son gametos (Kimoto *et al.*, 2011).

4.6 Movilidad

Aparte de las células reproductivas natatorias, la movilidad de los radiolarios es considerablemente limitada; es comprendida sobre todo por sistemas de flotación. Tanto en naselarios como en espumelarios se propone que uno de los usos de los pseudópodos es la regulación de la flotabilidad. En un estudio llevado a cabo con *Rhizosphaera trigonacantha* se observó que un estímulo externo puede provocar la retracción de los pseudópodos, ocasionando que el organismo se hunda. Se infiere que ésta podría ser una estrategia de escape (Suzuki, 2005). La expansión y contracción de alveolos es otro sistema de flotación. Sin embargo, los radiolarios dependen en mayor medida de corrientes oceánicas para moverse (Anderson, 1983).

4.7 Distribución

4.7.1 Distribución geográfica

Los radiolarios se distribuyen por los océanos de todo el mundo con muy pocas excepciones. También se tiene registro de una especie, *Lophophaena rioplatensis*, en un ambiente estuarino. Ésta puede tolerar salinidades tan bajas como 15.4, siendo la única excepción, ya que el resto de los taxones conocidos están restringidos a condiciones de salinidad de al menos ~30. Por ello, los radiolarios son escasos o incluso están ausentes en

muchas plataformas continentales y mares marginales (Boltovskoy *et al.*, 2017). El factor que más influye en los patrones de distribución espacial de este grupo es la temperatura. No obstante, la productividad primaria, los nutrientes disponibles y las corrientes oceánicas también tienen un papel en determinar los conjuntos de radiolarios característicos de diferentes regiones (Boltovskoy y Correa, 2016; Kling, 1978). A pesar de que varias especies marinas tienen su mayor diversidad en latitudes medias y menor diversidad tanto en latitudes altas como en el Ecuador, se ha observado un patrón de diversidad latitudinal distinto en radiolarios: la mayor riqueza de especies se presenta en el Ecuador; dicha riqueza disminuye de forma monótona hacia los polos (Fig. 14). Asimismo, se ha observado un gradiente de riqueza de especies de este a oeste en el Pacífico tropical que está asociado a la temperatura (Boltovskoy y Correa, 2016).

4.7.2 Distribución vertical

La distribución de los radiolarios en la columna de agua está estrechamente relacionada con factores bióticos y abióticos que a su vez están relacionados con la profundidad: temperatura, salinidad, densidad y productividad primaria, así como oxígeno y nutrientes disponibles (Pérez-Cruz *et al.*, 2009). Los radiolarios se distribuyen principalmente entre los primeros 50 y 100 m de la columna de agua en regiones tropicales y subtropicales (Fig. 15) (Boltovskoy *et al.*, 2010). Sin embargo, se ha observado que en aguas polares los picos de abundancia se encuentran entre los 200 y 400 m, donde se ubican las capas relativamente más profundas de mayor temperatura (Boltovskoy y Alder, 1992; Nimmergut y Abelman, 2002). Pasando los niveles de abundancia máxima, la cantidad de ejemplares presentes en la columna de agua se reduce exponencialmente en la mayoría de los casos. No obstante, se tiene registro de radiolarios a profundidades de hasta 4,000 m (Arz, 2004). Los niveles de abundancia máxima para distintos taxa de radiolarios están determinados en parte por la ubicación de la termoclina, ya que factores como alimento y nutrientes disponibles están ligados a la profundidad de ésta (Yamashita *et al.*, 2002). Al igual que en el caso de la distribución geográfica, tanto la diversidad como la abundancia de estos organismos en la columna de agua es mayor en el Ecuador y disminuye hacia latitudes altas (Boltovskoy y Correa, 2016).

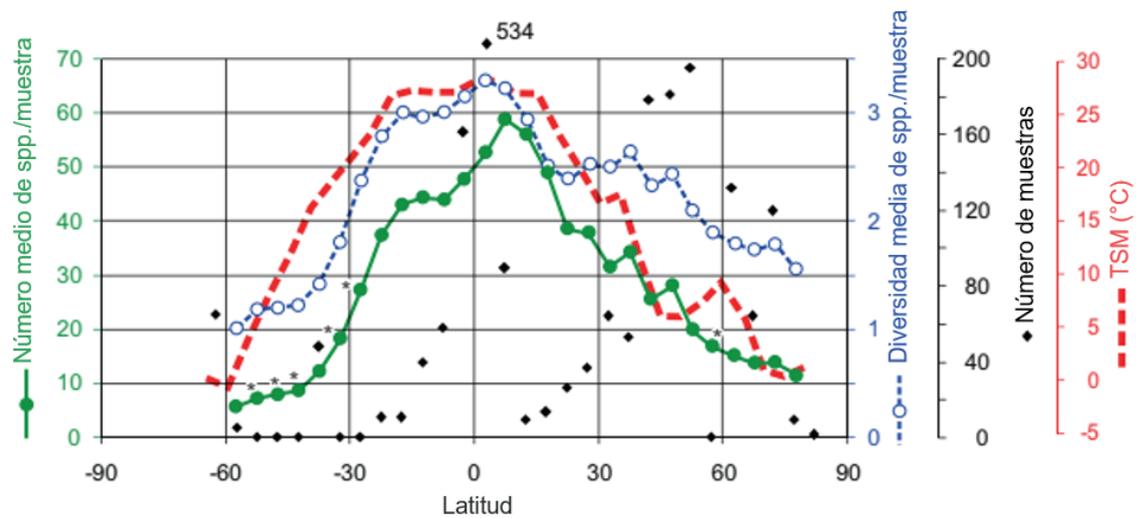


Figura 14. Temperatura superficial del mar (TSM), número y diversidad de especies de radiolarios en función de la latitud (Boltovskoy *et al.*, 2017).

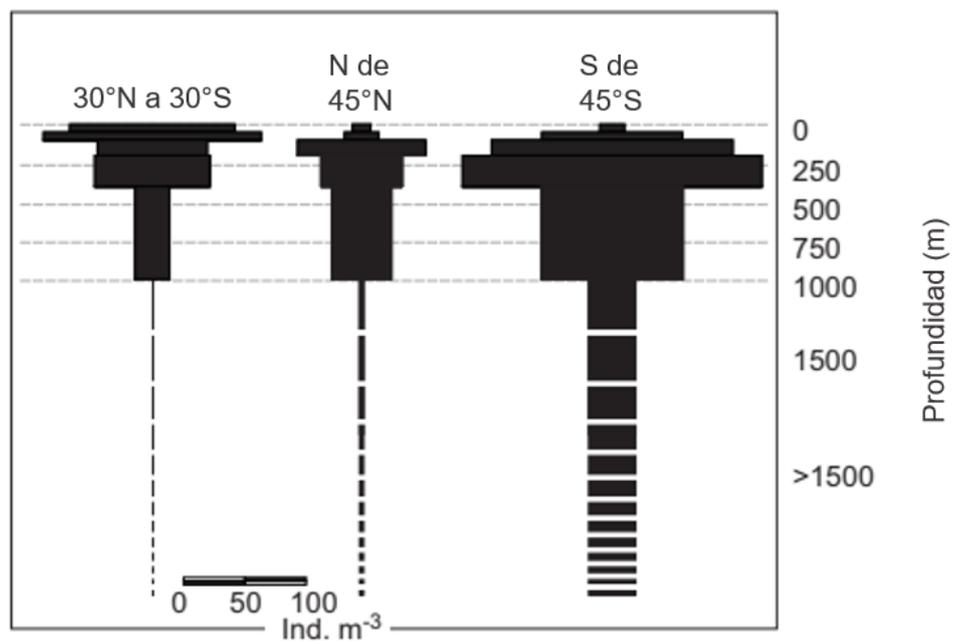


Figura 15. Distribución vertical de radiolarios en diferentes latitudes (Boltovskoy *et al.*, 2017).

4.7.3 Distribución en los sedimentos

El endoesqueleto silíceo de los radiolarios tiene la capacidad de preservarse una vez que éstos mueren. Cabe mencionar que el sílice opalino es un componente inestable, por lo que sólo un porcentaje relativamente bajo de los esqueletos suspendidos en la columna de agua pasa a formar parte del registro sedimentario; cerca del 10% del silicio biogénico llega a

sedimentarse, y de éste sólo una décima pasa a formar parte del registro fósil (Boltovskoy y Pujana, 2008; Takahashi, 1991). De acuerdo con Boltovskoy y Pujana (2008), algunos de los factores que determinan la cantidad y la distribución de los esqueletos que se sedimentan en el fondo marino son los siguientes: 1) la disolución del silicio en la columna de agua o en el sedimento, 2) la submersión y el desplazamiento lateral generados por corrientes de fondo, 3) bioturbación por parte de organismos bentónicos, 4) la tasa de reproducción de radiolarios en la columna de agua, 5) fragmentación y pastoreo de los esqueletos por consumidores.

Una vez sedimentados, los esqueletos de los radiolarios pasan por un proceso de diagénesis en el que su composición química original se modifica con el tiempo. El sílice opalino o amorfo, un compuesto relativamente soluble, se transforma en materiales más estables como el cuarzo o la calcedonia. Otro proceso que puede ayudar a la preservación de los esqueletos en el sedimento (aunque también puede complicar su posterior identificación taxonómica) es el reemplazo del silicio por minerales como la pirita, calcita, esmectita, etc. Es por ello que los radiolarios suelen estar presentes en rocas marinas sedimentarias tanto silíceas como carbonatadas (Boltovskoy y Pujana, 2008; De Wever *et al.*, 2001).

4.8 Radiolarios como *proxies* paleoceanográficos

La reconstrucción de condiciones oceanográficas y/o climáticas de épocas pasadas es una práctica que depende en gran medida del estudio de *proxies*: indicadores indirectos de parámetros fisicoquímicos que, al ser cuantificados, pueden ser utilizados para estimar la variabilidad en los componentes ambientales de la ubicación de la que fueron recuperados (Cronin, 1999).

Algunas de las características importantes que un organismo debe tener para poder considerarse un *proxy* de condiciones paleoclimáticas y paleoceanográficas, son: estabilidad evolutiva, complejidad morfológica, abundancia en los sedimentos, constancia fisiológica y la alta sensibilidad a los cambios climáticos (Coope *et al.*, 1977).

Los radiolarios son un grupo de microorganismos que se han preservado en el registro sedimentario desde el Cámbrico al Holoceno. Son ubicuos en la columna de agua de los océanos del mundo y sumamente sensibles a cambios en las condiciones de temperatura, salinidad, productividad primaria y otros parámetros. Esto, aunado a la posibilidad de obtener poblaciones estadísticamente representativas en muestras relativamente pequeñas debido a su tamaño (30 μm – 2 mm), hace que el empleo de los radiolarios como *proxies* de masas de agua, surgencias, variabilidad en condiciones fisicoquímicas, etc. permita reconstruir las condiciones paleoceanográficas y paleoclimáticas de un área de estudio en particular (Tabla 2) (De Wever *et al.*, 2001; Lazarus, 2005; Molina-Cruz *et al.*, 1999; Takahashi, 1997).

Tabla 2. Resumen de características importantes de los radiolarios como *proxies*.

Características relevantes como proxy	Características de radiolarios
Amplio alcance estratigráfico	Cámbrico - Holoceno
Complejidad morfológica	Gran diversidad morfológica de esqueletos silíceos
Abundancia en los sedimentos	Ubicuos en la columna de agua de los océanos del mundo
Sensibilidad a cambios en el ambiente	Rápida respuesta a cambios en parámetros fisicoquímicos en el ambiente
Poblaciones estadísticamente significativas en muestras pequeñas	Tamaño de 30 μm – 2 mm

5. MATERIALES Y MÉTODOS

5.1 Colecta de núcleo

En el 11 de mayo del 2011, durante la campaña oceanográfica DIPAL IV (Dinámica Oceánica y Paleoclimatología) llevada a cabo en el B/O “El Puma”, se extrajo la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36, utilizando un nucleador de pistón. La secuencia tuvo 510 cm de longitud y fue recolectada aproximadamente a unos 16.6 km de la costa a una profundidad de 385 m en la cuenca Alfonso, bahía de la Paz en las coordenadas de 24°37'38.0'' latitud N y 110°33'17.9'' longitud O (Fig. 16).

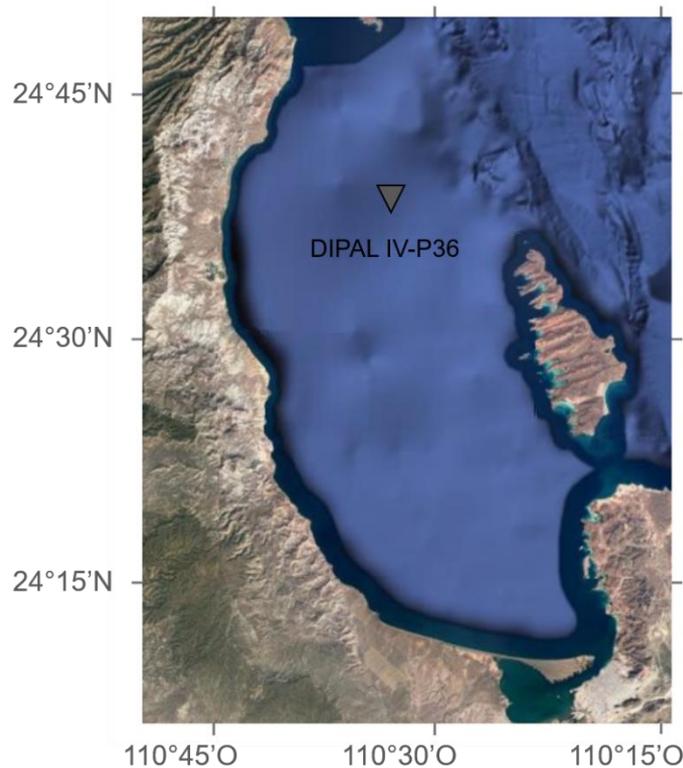


Figura 16. Mapa de bahía de la Paz. Se señala con una flecha negra el sitio de recolección del núcleo sedimentario DIPAL IV-P36 en la cuenca Alfonso.

5.2 Descripción de la secuencia sedimentaria*

La descripción de la secuencia sedimentaria se realizó en un trabajo previo (Velázquez-Aguilar, 2019), considerando las características visuales como el tamaño de las partículas, el color y las estructuras sedimentarias. El tamaño de las partículas fue determinado mediante descripción visual, mientras que el color se definió con base en la carta de colores Munsell (*Geological Society of America*, 1991). Adicionalmente, se utilizó la cámara del

* Los análisis señalados con asterisco fueron llevados a cabo previamente por Velázquez-Aguilar (2019).

equipo *Avaatech Core Scanner*® para tomar fotografías de alta resolución de todos los núcleos de la secuencia (Velázquez-Aguilar, 2019).

En la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36, de 510 cm de longitud, se observó la dominancia de limos y arcillas. Se distinguieron cuatro intervalos con base en la estructura de los sedimentos laminados observados. El segundo y el cuarto intervalo no presentan laminación identificable, mientras que en el primer y el tercer intervalo se observa con claridad una estructura laminada. El primer intervalo abarca desde la base de la secuencia (510 cm) a 445 cm; la segunda, de 445 a 381 cm; la tercera, de 381 a 345 cm y la última, de 381 cm a la parte final del núcleo (Fig. 17).

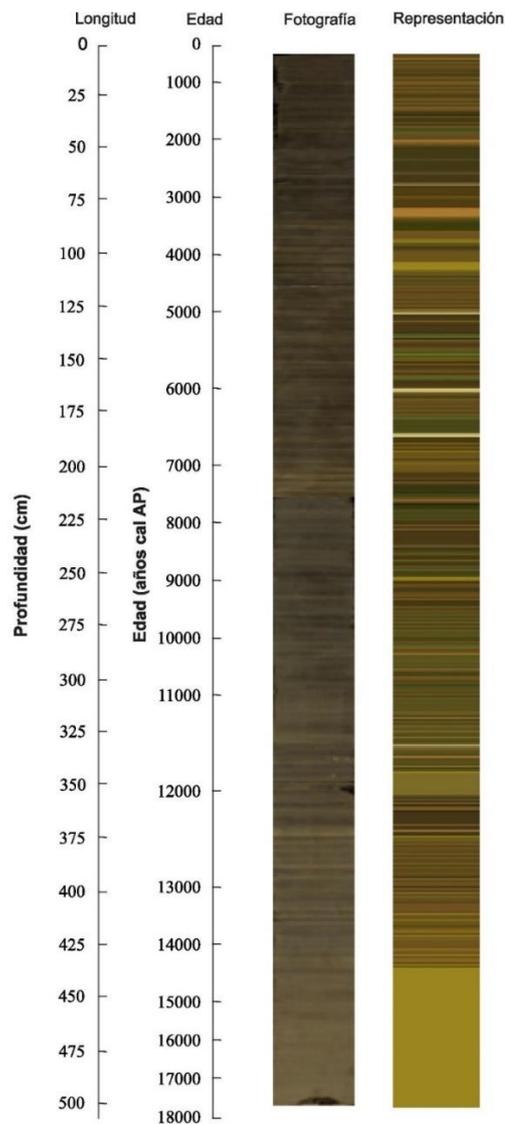


Figura 17. Fotografía y representación esquemática de la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36 (modificado de Velázquez-Aguilar, 2019).

Los colores de los sedimentos estuvieron en la gama de gris olivo (5Y 3/2), café olivo moderado (5Y 4/4), amarillo oscuro (5Y 6/4), gris olivo claro (5Y 5/2), café olivo ligero (5Y 5/6), olivo pálido (10Y 6/2) y olivo grisáceo (10Y 4/2).

5.3 Modelo de edad*

El marco cronológico de la secuencia sedimentaria usada en este estudio fue definido en un estudio previo (Velázquez-Aguilar, 2019) y está basado en la datación de 11 muestras por el método de radiocarbono AMS. Los resultados fueron calibrados por medio del programa CALIB 7.04 y la curva MARINE 13. Con los datos obtenidos fue posible estimar las tasas de sedimentación (Tabla 3) y el alcance temporal del núcleo, que abarca de ~18,150 a 522 años cal A.P. Tanto el método de recolección del núcleo como su posterior manipulación resultaron en la pérdida de alrededor de 15 cm de los sedimentos superiores, correspondientes aproximadamente a los últimos 5 siglos.

Tabla 3. Edades calibradas para muestras seleccionadas del núcleo sedimentario DIPAL IV-P36.

Muestra	Código de muestra	Profundidad (cm)	Edad de radiocarbono convencional (años A.P.)	δR	Intervalo 2 σ	Edad (años cal A.P.)
DIPAL IV- P36-1	BETA-49120	1	1,180	30	480-611	522
DIPAL IV- P36-2	BETA-49121	57	2,970	30	2,316-2,570	2,395
DIPAL IV- P36-3	BETA-49122	97	4,250	30	3,888-4,142	3,985
DIPAL IV- P36-4	BETA-49123	148	5,490	30	5,513-5,693	5,588
DIPAL IV- P36-5	BETA-49124	214	7,620	30	7,739-7,923	7,833
DIPAL IV- P36-6	BETA-49126	299	10,060	40	10,583-10,905	10,700
DIPAL IV- P36-7	BETA-49127	338	10,720	30	11,350-11,840	11,660
DIPAL IV- P36-8	BETA-49128	388	11,590	30	12,678-12,913	12,783
DIPAL IV- P36-9	BETA-49129	417	12,680	40	13,769-14,050	13,900
DIPAL IV- P36-10	BETA-49130	453	13,640	40	15,308-15,733	15,559
DIPAL IV- P36-11	BETA-49131	501	15,230	40	17,586-17,932	17,732

5.4 Procesamiento y montaje de las muestras

Para este estudio se tomaron muestras cada 5 cm a lo largo de la secuencia, en total 100. Las muestras se procesaron siguiendo la técnica modificada de Molina-Cruz (Pérez-Cruz, 2006; Pérez-Cruz *et al.*, 2009).

Cada muestra fue depositada en un vaso de precipitado de 500 ml, al cual se le agregaron 100 ml de agua destilada. Posteriormente, se añadieron 25 ml de peróxido de hidrógeno (H₂O₂) al 30% y 25 ml de ácido clorhídrico (HCl) al 37.7%. Este proceso fue realizado sobre una parrilla eléctrica a ~300° C para acelerar la eliminación de materia orgánica y carbonatos en las muestras. Una vez finalizada la reacción, cada muestra fue vaciada en

un tamiz con apertura de malla de 34 μm con la finalidad de retener los esqueletos de los radiolarios.

Para asegurar la distribución aleatoria del material resultante sobre dos portaobjetos previamente etiquetados -muestra y duplicado-, estos fueron sujetos con tornillos sobre un anillo de teflón, mismo que se introdujo dentro de un vaso de precipitados de 1,000 ml de forma que los portaobjetos quedaran en posición horizontal. La fracción retenida en el tamiz fue entonces vertida en el vaso y se mezcló aleatoriamente con un agitador. Tras 40 minutos en los que se dejó que el material se sedimentara, el vaso de precipitados de 1,000 ml fue drenado con un sifón elaborado a partir de un matraz Erlenmeyer de 1,000 ml y un tapón de hule bi-horadado hasta que el nivel del agua quedara por debajo del anillo de teflón. Después de este proceso los portaobjetos fueron extraídos del vaso de precipitados y se dejaron secar a temperatura ambiente.

Tras fijar las muestras con Entellan (índice de refracción de 1,490-1,500 a 20° C) como medio de montaje, un cubreobjetos fue colocado sobre cada una con cuidado de evitar la formación de burbujas. Posteriormente, las muestras permanecieron en un horno a 25° C durante ~24 horas para acelerar el secado de la resina. Por último, la superficie de las placas se limpió con acetona para facilitar su observación bajo el microscopio.

5.5 Identificación taxonómica

Se realizó un conteo e identificación de especies de radiolarios de cada muestra para la determinación taxonómica de dichos organismos. Se contó el total de radiolarios presentes por muestra, pero se identificó sólo el número correspondiente a la alícuota estadísticamente significativa de 300 individuos (Sachs, 1973). Las formas juveniles no fueron tomadas en cuenta en este proceso para evitar llegar a determinaciones incorrectas.

Se utilizó un microscopio óptico marca Carl Zeiss, Modelo Axioskop 40, empleando los objetivos 10x, 20x y, con menor frecuencia, 40x. La identificación fue posible gracias a recursos bibliográficos y electrónicos, entre los cuales destacan Benson (1966), van de Paverd (1995), Pérez-Cruz *et al.* (2009) y la base de datos radiolaria.org (Benson, 2003).

5.6. Análisis estadísticos

Se integró una matriz de abundancias absolutas con los datos a partir del conteo e identificación taxonómica, donde los casos son las especies y las variables son los intervalos de profundidad; a partir de ésta se elaboró la matriz de abundancias relativas. A esta matriz se le aplicó un filtro estadístico de presencia/persistencia según lo estipulado por Correa-Metrio y colaboradores (2010) con el objetivo de minimizar el ruido estadístico causado por especies poco comunes. Con este filtro se descartó a todas las especies que no presentaban una abundancia relativa igual o mayor a uno, en por lo menos cinco de los

intervalos de profundidad. Los datos restantes fueron utilizados para generar una nueva matriz, a la que se le aplicó un análisis estadístico multivariado.

Utilizando el software STATISTICA 14.0.0.15, el análisis multivariado que se llevó a cabo fue Análisis de Factores modo Q, usando Componentes Principales como método de extracción y con rotación ortogonal tipo VARIMAX normalizada. Ésta es una técnica que explica la relación de un gran número de variables originales de manera resumida a través de un grupo de variables hipotéticas llamadas factores o componentes. El “modo Q” del análisis implica la agrupación de las muestras, generando una matriz de correlación muestra-muestra. El conjunto resultante de factores explica el comportamiento de las variables originales (Molina-Cruz *et al.*, 1999; Pérez-Cruz, 2006; Pisiás, 1986). Los factores se pueden interpretar con base en la carga del factor (*factor loading*) o el valor del factor (*factor score*). El primero se refiere a la importancia del factor en cada muestra, mientras que el segundo indica las asociaciones de especies que caracterizan a los factores (Welling *et al.*, 1996).

El proceso descrito en este capítulo se resume en el diagrama de flujo representado en la Figura 18.

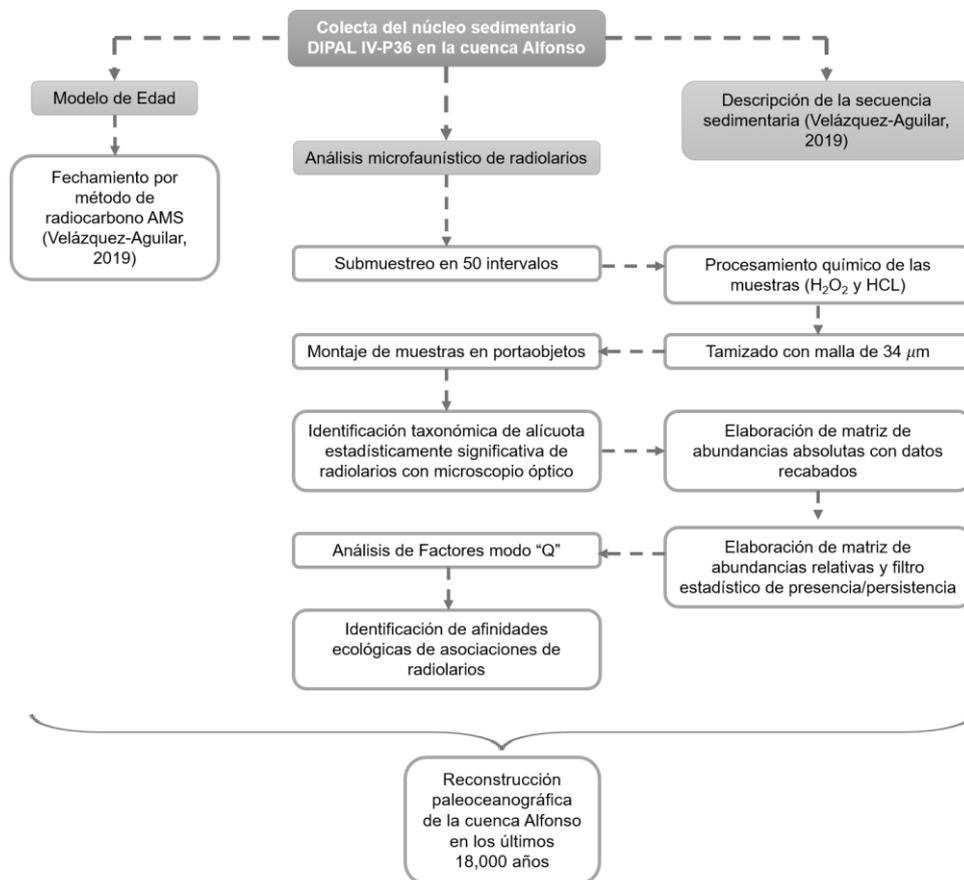


Figura 18. Diagrama de flujo del método llevado a cabo en este trabajo.

6. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

6.1. Abundancia y distribución de los radiolarios en el núcleo sedimentario

Se analizaron 100 muestras tomadas cada 5 cm a lo largo de la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36. La preservación de los esqueletos silíceos de los radiolarios en casi todas las muestras fue buena; se observaron numerosas estructuras delicadas completamente intactas. Se identificaron un total de 166 taxa de radiolarios, de los cuales 60 pertenecen al orden Spumellaria y 106 al orden Nassellaria (Anexo I).

Los taxa del orden Nassellaria representan el 59% de la columna sedimentaria, mientras que el orden Spumellaria representa el 41%.

En sentido estratigráfico, en la parte basal de la secuencia predominaron taxa del orden Nassellaria, en los siguientes intervalos: de ~17,468 a ~10,848 (salvo por cuatro pulsos a ~16,104, ~13,053, ~12,154 y ~11,705 años cal A.P.) y de ~7,867 a ~522 años cal A.P. (salvo por un intervalo entre ~7,021 y ~6,851 años cal A.P.). Taxa del orden Spumellaria fueron más abundantes en general en la parte media y superior de la secuencia, en los pulsos e intervalos ya mencionados y en el intervalo comprendido entre ~10,725 y 8,036 años cal A.P. (exceptuando un intervalo entre ~9,049 y 8,880 años cal A.P.) (Fig. 19). En general, se puede observar que los radiolarios son más abundantes en el Holoceno que en el Pleistoceno. Aunque la dominancia de *Botryostrobus aquilonaris* (Suzuki y Not, 2015) durante el Pleistoceno se explica posiblemente por la incursión del Agua de la Corriente de California del lado suroccidental del Golfo en este tiempo. Mientras que algunos de los taxones más representativos del Holoceno como *Lithomelissa* spp., *Cladoscenum* sp. cf. *C. tricolpium*, y *Arachnocorallium calvata*, entre otros (Benson, 1966; Yamashita *et al.*, 2002), se vieron favorecidos por la formación del Agua del Golfo de California, como se discute más adelante.

6.2 Análisis de las asociaciones de radiolarios

Con base en el filtro estadístico de presencia/persistencia (Correa-Metrio *et al.*, 2010), se generó una matriz de datos con 90 taxa (Anexo I). A la matriz de datos (90 casos y 100 variables) se le aplicó un Análisis de Factores modo “Q”. A partir de éste se determinaron 3 factores, los cuales explican el 72.5% de la variabilidad total de los datos (Tabla 4).

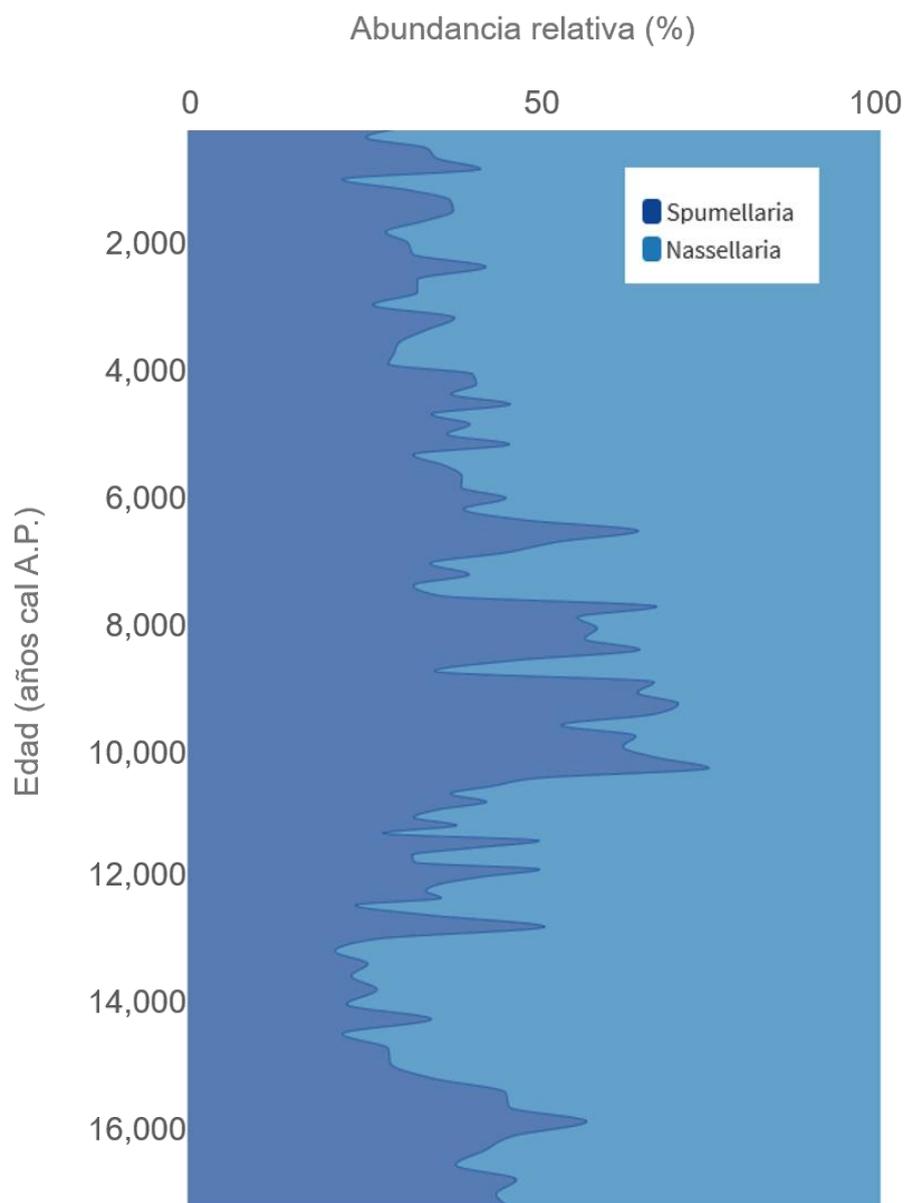


Figura 19. Distribución vertical de los órdenes Nassellaria y Spumellaria a lo largo de la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36.

Tabla 4. Factores definidos a través del Análisis de Factores modo “Q”. Se muestran los *eigenvalues*, y la varianza total de cada factor.

Factor	"Eigenvalue"	Total de varianza	"Eigenvalue" acumulativos	Porcentajes acumulativos
1	56.48	56.48	56.48	56.48
2	8.94	8.94	65.43	65.43
3	7.05	7.05	72.49	72.49

Los “pesos factoriales” o *factor loadings* de cada factor (Anexo II) se graficaron en sentido estratigráfico para mostrar su distribución e importancia a lo largo de la secuencia sedimentaria; asimismo, se graficaron las comunalidades, que indican qué tan bueno es el ajuste (Fig. 20).

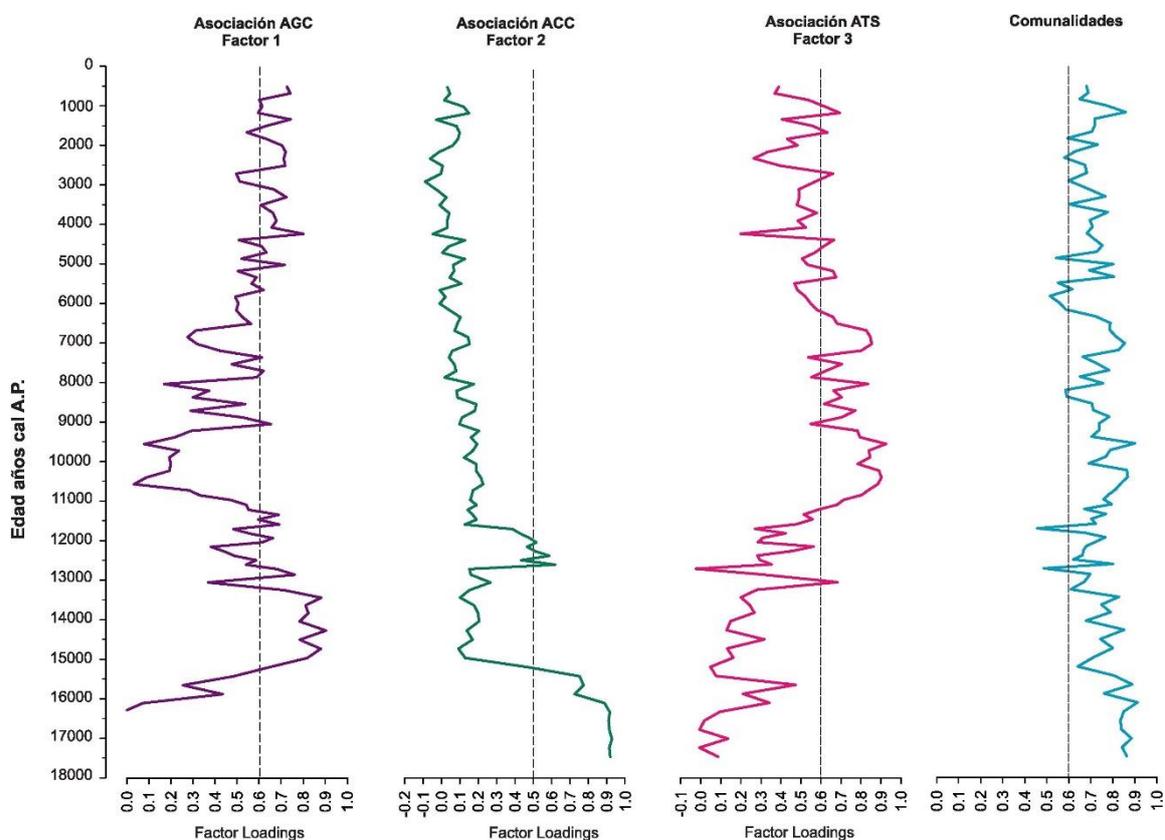


Figura 20. Factor loadings de los tres factores y comunalidades obtenidos a través del Análisis de Factores modo “Q” a lo largo de la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36. Se señalan los valores por arriba de 0.6.

Además, se obtuvieron los “puntuajes factoriales” o *factor scores*, con los cuales fue posible determinar la asociación de especies de radiolarios que caracterizan a cada factor (Anexo III; Figs. 21, 22, 23). Cabe señalar que, para definir las asociaciones de radiolarios, sólo se tomaron en cuenta los taxa cuyo *factor score* fue mayor o igual a 1 (Tabla 5).

Tabla 5. Radiolarios que caracterizan las asociaciones de radiolarios de la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36, en la cuenca Alfonso, golfo de California.

		Factor 1	Factor 2	Factor 3
1	<i>Arachnocorallium calvata</i>	3.289	0.048	-1.053
	<i>Cladoscenum</i> sp. cf. <i>C. tricolpium</i>	1.861	-1.111	-0.778
	<i>Clathrocircus stapedius</i>	2.185	-1.224	1.484
	<i>Druppatractus variabilis</i>	1.738	0.961	-0.349
	<i>Lithomelissa setosa</i>	1.840	1.215	-1.543
	<i>Lithomelissa thoracites</i>	3.291	0.558	1.465
	<i>Peridium longispinum</i>	1.203	-0.059	0.005
	<i>Phormostichoartus corbula</i>	4.425	0.373	-0.988
	<i>Phorticium pylonium</i>	2.546	1.163	3.284
	<i>Pseudocubus obeliscus</i>	1.002	0.046	-0.830
2	<i>Botryostrobos aquilonaris</i>	-1.141	8.011	-1.596
	<i>Botryostrobos auritus australis</i>	0.125	1.435	-0.726
	<i>Hexacantium</i> sp. cf. <i>H. giganteum</i>	0.614	1.196	-0.279
	<i>Lithomelissa setosa</i>	1.840	1.215	-1.543
	<i>Phorticium pylonium</i>	2.546	1.163	3.284
	<i>Tetrapyle octacantha</i>	0.311	1.904	6.558
3	<i>Clathrocircus stapedius</i>	2.185	-1.224	1.484
	<i>Didymocytis tetrathalamus</i>	-0.662	0.740	1.863
	<i>Eucyrtidium hexagonatum</i>	0.004	-0.940	1.013
	<i>Euchitonia</i> sp.	-0.849	-0.027	1.358
	<i>Lithomelissa thoracites</i>	3.291	0.558	1.465
	<i>Phorticium pylonium</i>	2.546	1.163	3.284
	<i>Stylochlamydidium venustum</i>	-0.915	-0.474	2.118
<i>Tetrapyle octacantha</i>	0.311	1.904	6.558	

Las especies agrupadas en cada asociación se desarrollan de forma óptima bajo condiciones ambientales similares. Por lo tanto, al averiguar las afinidades ambientales de las especies que representan cada factor, es posible relacionar a éstos con un escenario oceanográfico e identificar los cambios climáticos vinculados a ellos.

Con base en las afinidades de los radiolarios con las masas de agua de la región, se les denominó: Factor 1 “Asociación Agua del Golfo de California”, Factor 2 “Asociación Agua de la Corriente de California” y, Factor 3 “Asociación Agua Superficial Tropical”, las que a continuación se describen.

Factor 1 “Asociación Agua del Golfo de California”

El Factor 1, denominado “Asociación Agua del Golfo de California” explica el 56.48% de la variabilidad de los datos (Tabla 4). Las especies que integran la asociación son: *Phormostichoartus corbula*, *Lithomelissa thoracites*, *Arachnocorallium calvata*, *Phortidium pylonium* grupo, *Clathrocircus stapedius*, *Cladoscenum* sp. cf. *C. tricolpium*, *Lithomelissa setosa*, *Drupptractus variabilis*, *Peridium longispinum* y *Pseudocubus obeliscus* con factor scores de 4.4, 3.3, 3.3, 2.5, 2.2, 1.9, 1.8, 1.7, 1.2 y 1.0, respectivamente (Tabla 5; Fig. 21).

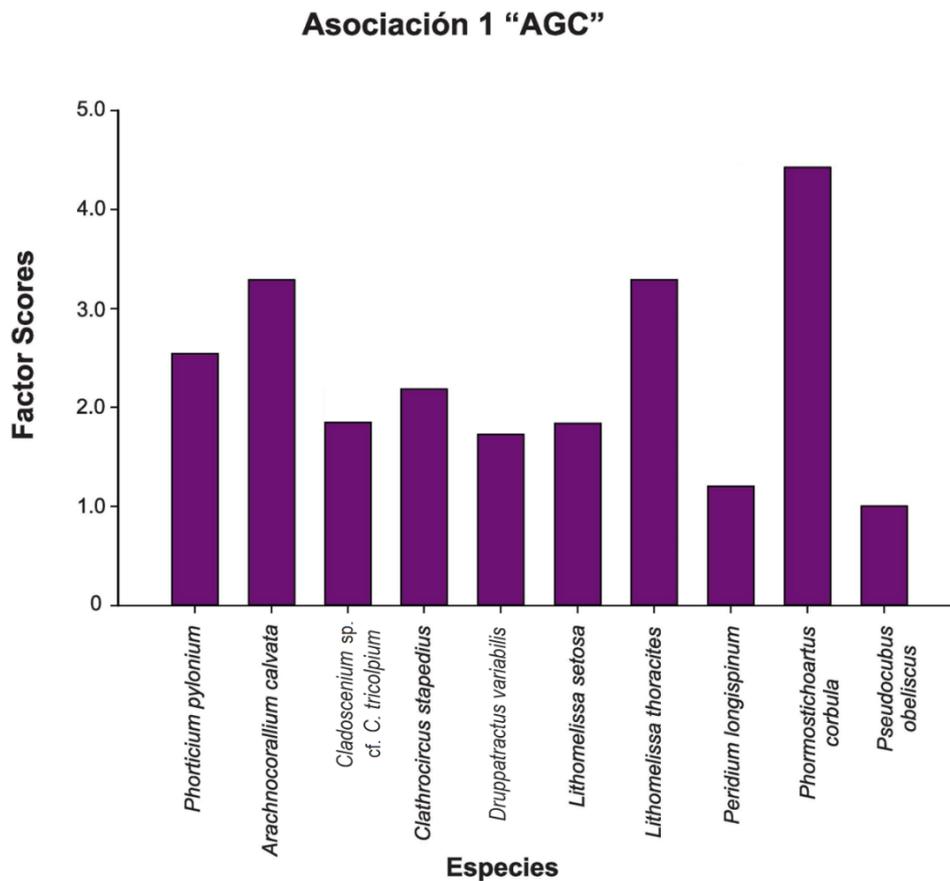


Figura 21. Factor scores de las especies del Factor 1, Asociación “Agua del Golfo de California” (AGC).

Phormostichoartus corbula fue la especie más representativa en esta asociación. La distribución vertical de este taxón es normalmente a una profundidad mayor a 300 m, en masas de agua relativamente frías y asociadas a surgencias débiles (Kling y Boltovskoy, 1995; Gupta *et al.*, 2002). De acuerdo con Kling (1979), en un estudio realizado en el Pacífico Norte, la distribución vertical de *P. corbula* fue mayor en las zonas de niveles máximos de oxígeno subsuperficial y clorofila-a, entre 50 y 100 m de profundidad. En el golfo de California, esta especie fue reportada en facies con abundancia de diatomitas, al igual que *C. stapedius* (Benson, 1966).

Por otra parte, *Lithomelissa thoracites* se ha registrado como parte de conjuntos de radiolarios subantárticos, en aguas con temperaturas entre 8 y 16 °C, así como parte de conjuntos subtropicales en aguas con temperaturas entre 14 y 22 °C (Cortese y Abelman, 2002). Molina-Cruz y Martínez-López (1994) documentaron a *L. thoracites* como una especie que se distribuye en los primeros 100 m de la columna de agua, con salinidad media o alta. Dichos autores asociaron su presencia a masas de agua en región de mezcla, tales como zonas de frente o zonas de surgencia. En el golfo de California, Benson (1966) documentó a esta especie en facies con alta abundancia de diatomitas, sugiriendo que está asociado a alta productividad, y Molina-Cruz y colaboradores (1999) la encontraron habitando la capa de mezcla superficial (aprox. 75 m de profundidad), en la cuenca de Guaymas y al noreste de la cuenca Carmen.

La distribución vertical de *Arachnocorallium calvata* en el golfo de California es superficial; tiene su mayor abundancia a profundidades menores a los 150 m, mientras que en el Pacífico ecuatorial su abundancia máxima ocurre en profundidades menores a los 120 m, en aguas cuya temperatura es de 27-28 °C y su salinidad de 35.2-35.5 (Molina-Cruz *et al.*, 1999; Yamashita *et al.*, 2002). Es una especie de aguas cálidas, tropicales-ecuatoriales y superficiales que se distribuye en el golfo de California de forma cosmopolita y cuya presencia ha sido asociada con el AGC, por lo que se propone que su tolerancia a fluctuaciones de temperatura y salinidad es relativamente alta (Molina-Cruz *et al.*, 1999; Pisas, 1986). En otros estudios en el golfo de California se le ha agrupado con asociaciones de radiolarios que han sido asociados a aguas en zonas de mezcla o de alta productividad; en particular, en la bahía de la Paz se le asoció al fortalecimiento del giro ciclónico (Franco-Torres, 2014).

El cuarto taxón más representativo de esta asociación es *Phortycium pylonium* grupo. Este grupo también se ha clasificado como subtropical y se distribuye verticalmente en aguas superficiales y subsuperficiales, típicamente entre los 50 y los 500 m de profundidad, con salinidad de 34.4-34.8 (Molina-Cruz *et al.*, 1999; Yamashita *et al.*, 2002). Sin embargo, la mayor abundancia de los organismos de este grupo se da entre los 50 y los 150 m de profundidad, siendo menor a profundidades de entre 150 y 500 m (Boltovskoy *et al.*, 2010; Matsuzaki *et al.*, 2016). *P. pylonium* ha sido asociado a aguas cálidas con productividad relativamente alta (Matsuzaki *et al.*, 2014; Matsuzaki *et al.*, 2016). Es un taxón relativamente tolerante a fluctuaciones en condiciones de salinidad y temperatura.

Clathrocircus stapedius, el quinto taxón más representativo de la Asociación 1. Benson (1966) documentó la presencia de esta especie en sedimentos diatomíticos, siendo éstas más comunes en el norte del golfo de California. Esto podría interpretarse como evidencia de episodios de surgencia. En un estudio previo llevado a cabo en la Bahía de la Paz, este organismo se incluyó en una asociación junto con *P. pylonium* y *T. octacantha* grupo; el factor en cuestión fue “agua tropical”, en el que se relacionó la presencia de *C. stapedius* (y los otros taxones ya mencionados) con la incursión de una capa superficial cálida de

agua en el área de estudio (Pérez-Cruz *et al.*, 2015). Otros estudios realizados en el golfo de California proponen que *C. stapedius* es un indicador de la mezcla de las capas superficiales de agua, reflejando el aumento de la actividad del giro ciclónico (Franco-Torres, 2014).

Cladoscenum sp. cf. *C. tricolpium* es un taxón sobre el cual se han conducido relativamente pocos estudios. Sin embargo, ha sido reportado como superficial, ya que se encuentra por encima de los 100 m. Se distribuye en todo el golfo de California, pero es más abundante en el norte, lo que podría indicar afinidad a procesos de surgencia (Benson, 1966). No obstante, Molina-Cruz (1997) reporta que *Cladoscenum* sp. cf. *C. tricolpium* es más común en el sur del Golfo.

Lithomelissa setosa es clasificada como una especie de hábitos superficiales, ya que se distribuye en los primeros 120 m de la columna de agua (Ishitani y Takahashi, 2007; Kling y Boltovskoy, 1995; Yamashita *et al.*, 2002). Se ha sugerido que *L. setosa* es una especie herbívora debido a que en algunos estudios se ha asociado su distribución vertical a la concentración de clorofila-a; por lo mismo, es una especie que está aparentemente ligada a eventos de surgencia o de alta productividad primaria (Ishitani y Takahashi, 2007; Yamashita *et al.*, 2002). En la cuenca Carmen, en el golfo de California, esta especie ha sido asociada a la productividad primaria generada por un giro ciclónico que transporta agua rica en nutrientes de la zona subsuperficial de la columna de agua hacia la superficie (Villagrán de la Cruz, 2011).

Druppatractus variabilis es una especie cuya abundancia en el golfo de California se concentra en el sur (Benson, 1966). Se ha reportado que *D. variabilis* es una especie de aguas profundas; la distribución vertical de *D. variabilis* (referida como *Dorydruppa bensoni* en estos estudios) en el Pacífico Subártico y en el Mar de Bering ocurre entre los 2,000 y 3,000 m de profundidad, aunque también tiene picos de abundancia alrededor de los 500 m. (Ikenoue *et al.*, 2012; Tanaka y Takahashi, 2008). Se distribuye por debajo de los 350 m en la Cuenca Pescadero y a 500 m en las cuencas de Carmen y Guaymas (Molina-Cruz *et al.*, 1999). Álvarez-Arellano y Molina-Cruz (1986) sugieren que *D. variabilis* está asociada a la presencia del AIP y que esta especie se beneficia de la zona de mezcla que es generada por los frentes oceánicos que se encuentran en la boca del golfo de California.

Peridium longispinum es una especie que, de acuerdo con estudios realizados en el golfo de California, tiene afinidades ambientales similares a las de *Lithomelissa thoracites*. Al igual que ésta, habita en los primeros 100-150 m de la columna de agua (en la capa de mezcla superficial), donde la temperatura es superior a los 12° y salinidad, mayor a 35 (Molina-Cruz *et al.*, 1999). Aunque es un elemento importante en sedimentos del golfo de California, es menos abundante que *L. thoracites*. De acuerdo con Welling y Piasias (1993), *Peridium longispinum* fue una de las especies más representativas del “factor de la

Corriente de California”, indicativo de las condiciones del sistema de la Corriente de California durante verano y otoño: agua del norte rica en nutrientes o el efecto del transporte de Ekman de costas adyacentes al sistema de la Corriente de California.

La especie menos representativa del Factor 1 es *Pseudocubus obeliscus*, que es de hábitos superficiales; se distribuye en los primeros 120 m de la columna de agua (Ishitani *et al.*, 2008; Yamashita *et al.*, 2002). En el norte del mar de China Oriental, esta especie es particularmente abundante entre los 20 y 50 m, intervalo con salinidad cercana a 34.6 y temperatura de entre 14 y 16 °C. Éste además coincidió con el pico en contenido de clorofila-a. *P. obeliscus* es considerado un indicador de productividad y/o de eventos de surgencia (Ishitani *et al.*, 2008; Matsuzaki *et al.*, 2016; Yamashita *et al.*, 2002).

Esta asociación caracteriza los intervalos de ~15,195 a 13,246, de ~12,860 a 12,716, de 12,042 a 11,930, de ~4,708 a 4,551, de ~4,237 a 3,112, de ~2,515 a 1,838, de ~1,509 a 1,344 y de ~1,015 a 522 años cal. A.P. con pulsos significativos a ~11,587, ~11,340, ~9,049, ~7,704, ~7,363, ~5,656 y ~5,023 años cal. A.P. (Fig. 19).

Las especies que conforman a la asociación que representa a este factor se distribuyen a distintas profundidades en la columna de agua, aunque la mayoría tienen distribución superficial. *Lithomelissa thoracites*, *Phortidium pylonium*, *Aarachnocorallium calvata*, *Cladoscenum* sp. cf. *C. tricolum*, *Lithomelissa setosa*, *Peridium longispinum* y *Pseudocubus obeliscus* tienen hábitos superficiales (<150 m), *P. corbula* es una especie entre superficial y mesopelágica, y *D. varibilis* es uno de los miembros predominantes del conjunto del Golfo. Es común o abundante en la mitad sur del Golfo y de común a raro en la mitad norte (Benson, 1966), asociada a sedimentos diatomíticos. En conjunto, las especies de este factor son indicativas de condiciones de alto contenido de clorofila a en la columna de agua. Las tres especies más representativas de este factor, *P. corbula*, *L. thoracites* y *A. calvata*, son especies que están asociadas ya sea a eventos de surgencia o zonas de mezcla y de alta productividad. Específicamente, tanto *L. thoracites* como *A. calvata* pertenecen a la familia Plagoniidae, que pueden ser indicadores de alta productividad primaria en zonas de surgencia (Boltovskoy, 1998). Asimismo, la mayoría de las especies de esta asociación presentan tolerancia a condiciones de salinidad relativamente altas. En particular, *A. calvata* está asociada al AGC. Esta masa de agua está caracterizada por ser salina y se forma por la mezcla del ATS y del AsTsS y de los procesos de evaporación que ocurren en el Alto golfo (Lavín y Marinone, 2003; Lavín *et al.*, 2009, Lavín *et al.*, 2014; Portela *et al.*, 2016; Torres-Orozco, 1993) y en la boca, en donde se ha descrito como el ATSe (Lavín *et al.*, 2009). La evaporación es mayor en el invierno-primavera cuando se intensifican los vientos del NO, aumentan las surgencias y se fortalece el giro ciclónico en la cuenca Alfonso (Monreal *et al.*, 2001; Pérez-Cruz *et al.*, 2013), propiciando un aumento en la productividad.

Por lo anterior se infiere a partir de las afinidades ambientales de las especies ya mencionadas que durante estos periodos la productividad primaria en la cuenca Alfonso fue alta.

Factor 2 “Asociación Agua de la Corriente de California”

El Factor 2 denominado “Asociación de la Corriente de California”, explica el 8.94% de la variabilidad total de los datos (Tabla 4) y está caracterizado por *Botryostrobus aquilonaris*, *Tetrapyle octacantha* grupo, *Botryostrobus auritus-australis*, *Lithomelissa setosa*, *Hexacontium* sp. cf. *H. giganteum* y *Phortycium pylonium* grupo con factor scores de 8.0, 1.9, 1.4, 1.2, 1.2 y 1.2, respectivamente (Tabla 5; Fig. 22).

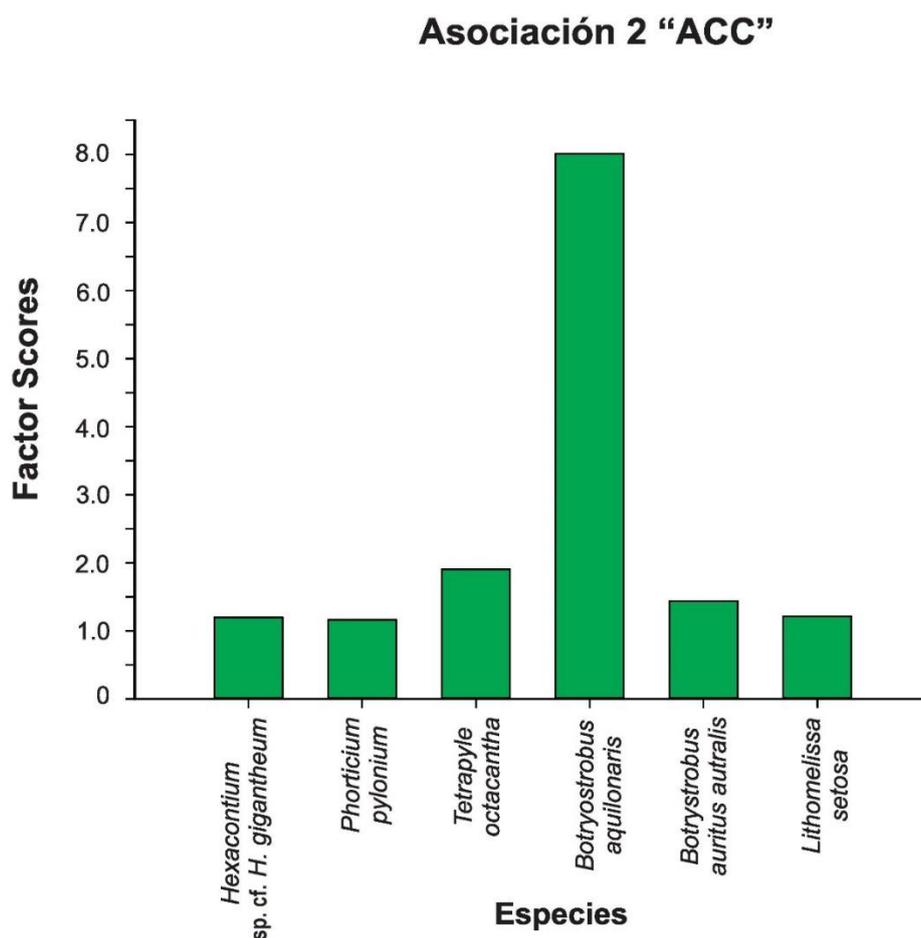


Figura 22. Factor scores de las especies del Factor 2, Asociación “Agua de la Corriente de California” (ACC).

Botryostrobus aquilonaris, la especie dominante en esta asociación, es mesopelágica, prolifera en aguas frías y presenta una distribución geográfica bi-subpolar (Boltovskoy *et al.*, 2017). Se distribuye en la columna de agua entre los 100 y los 200 m de profundidad o incluso a profundidades mayores (Kling y Boltovskoy, 1995; Matsuzaki *et al.*, 2014). *B. aquilonaris* es una especie que Ishitani y colaboradores (2008) definen como un taxón

asociado a eventos de surgencias con base en datos obtenidos en sedimentos del Pacífico Norte. En dicho estudio se sugiere que *B. aquilonaris* habita masas de agua intermedias o profundas de la Corriente de California y que por la acción de surgencias llega a aguas superficiales.

El segundo taxón más representativo en esta asociación es *Tetrapyle octacantha* grupo, el cual ha sido asociado en el golfo de California con el ATS (Molina-Cruz, 1986, 1988). Es un grupo de radiolarios subtropicales (Itaki *et al.*, 2018). Es de amplia distribución, pero se encuentra predominantemente en el Pacífico ecuatorial y está asociado a aguas cálidas de distribución superficial, siendo su mayor concentración por arriba de los 120 m. La temperatura media en la que *T. octacantha* suele distribuirse es entre los 27 y 28° C, así como a niveles de salinidad de 35.2 a 35.5 (Yamashita *et al.*, 2002). En el golfo de California, *T. octacantha* se distribuye sobre todo al sur y en el lado este, dándose su mayor abundancia en la cercanía de la boca, la zona del Golfo donde el ATS está presente más constantemente (Molina-Cruz, *et al.*, 1999). Por lo tanto, varios autores proponen que este grupo es un indicador de la presencia de esta masa de agua y que indica tanto su incursión al Golfo como su permanencia en éste (Molina-Cruz, 1986; Pérez-Cruz, 2006; Pisias, 1986). Otros estudios también han asociado a *T. octacantha* con aguas superficiales, cálidas y oligotróficas, como las corrientes cálidas de Tsugaru (Itaki *et al.*, 2008) de Tsushima (Itaki *et al.*, 2018) y de Kuroshio (Ishitani *et al.*, 2008), en la piscina cálida del Pacífico (Yamashita *et al.*, 2002) y en el Pacífico norte (Kling y Boltovskoy, 1995). Si bien es una especie que predomina en aguas superficiales tropicales o subtropicales, es una especie tolerante a cambios ambientales de temperatura y salinidad (Boltovskoy *et al.*, 2010), y se ha reportado en la región de la Corriente de California en los primeros 50 m de profundidad (Boltovskoy y Riedel, 1987; Kling y Boltovskoy, 1995).

Botryostrobus auritus-australis, el tercer taxón más representativo de este factor, es una especie característica de aguas frías (Boltovskoy y Riedel, 1987). Su máxima abundancia en el Pacífico norte sucede en los primeros 100 m de la columna de agua (Kling, 1979), pero en el mar Adriático se ha registrado su mayor abundancia entre los 200 y 300 m donde la temperatura oscila entre los 13 y 14 °C y la salinidad es mayor a 38.5 (Kršinić y Kršinić, 2012). En el Pacífico ecuatorial, es particularmente abundante en sedimentos superficiales del este, región que se caracteriza por una termoclina somera y aguas superficiales con temperatura relativamente baja (Pisias y Rea, 1988). *B. auritus-australis* se ha relacionado a la presencia de la Corriente de California (Kling, 1979; Molina Cruz, 1986).

En la región central del Pacífico tropical se ha registrado que la máxima distribución vertical de *Hexacantium* sp. cf. *H. giganteum* se da por debajo de la termoclina, a una profundidad mayor a 70-80 m (Welling *et al.*, 1996). En el golfo de California, *Hexacantium* sp. cf. *H. giganteum* ha sido detectada por debajo de las zonas de alta productividad, en aguas con temperaturas relativamente bajas. Además, es uno de los

espumelarios más abundantes en sedimentos superficiales (Benson, 1966; Molina-Cruz, 1986).

La Asociación 2 caracteriza el periodo entre ~17,468 y 15,426 años cal. A.P., así como un pulso a ~12,604 años cal. A.P. (Fig. 19). Con base a las afinidades ambientales de la especie dominante en este periodo, *Botryostrobus aquilonaris*, se sugiere la incursión y dominancia del Agua de Corriente de California (ACC) en la cuenca Alfonso, en el periodo que corresponde a la deglaciación, entre ~17,468 y 15,462 años cal. A.P., y a ~12,604 años cal. A.P. La presencia de otras especies en este factor, como *B. aquilonaris* y *Hexacontium* sp. cf. *H. giganteum*, también indican la presencia de masas de agua frías en la región durante los intervalos mencionados.

La presencia de *T. octacantha* en este factor indica la entrada del ATS a la bahía, sugiriendo que hubo fluctuaciones en las masas de agua durante este periodo, posiblemente por ser un intervalo de transición en las condiciones climáticas.

Factor 3 “Asociación Agua Tropical Superficial”

El Factor 3 explica el 7.05% de la variabilidad total de los datos (Tabla 4), y está caracterizado por la asociación de *Tetrapyle octacantha* grupo, *Phorticium pylonium* grupo, *Stylochlamydidium venustum*, *Didymocyrtis tetrathalamus*, *Clathrocircus stapedius*, *Lithomelissa thoracites*, *Euchitonia* sp. y *Eucyrtidium hexagonatum* (Tabla 5; Fig. 23), con *factor scores* de 6.6, 3.3, 2.1, 1.9, 1.5, 1.5, 1.4 y 1.0 respectivamente.

Stylochlamydidium venustum es la tercera especie más representativa de este factor. En el Pacífico norte, su mayor abundancia ocurre alrededor de los 50 m (Itaki *et al.*, 2008; Kling, 1979). En esta región es considerada una especie típica de aguas frías superficiales, común en periodos glaciales (Itaki *et al.*, 2007). Ishitani y colaboradores (2008) detectaron la presencia de *S. venustum* en el Agua Intermedia del Antártico (una masa de agua de salinidad y temperatura relativamente baja, ubicada entre 500 y 1000 m), por lo que clasificaron a esta especie dentro del grupo de “inmersión tropical”, es decir, que habita aguas superficiales en latitudes altas, pero en latitudes bajas se encuentra en aguas de mayor profundidad.

Asociación 3 “ATS”

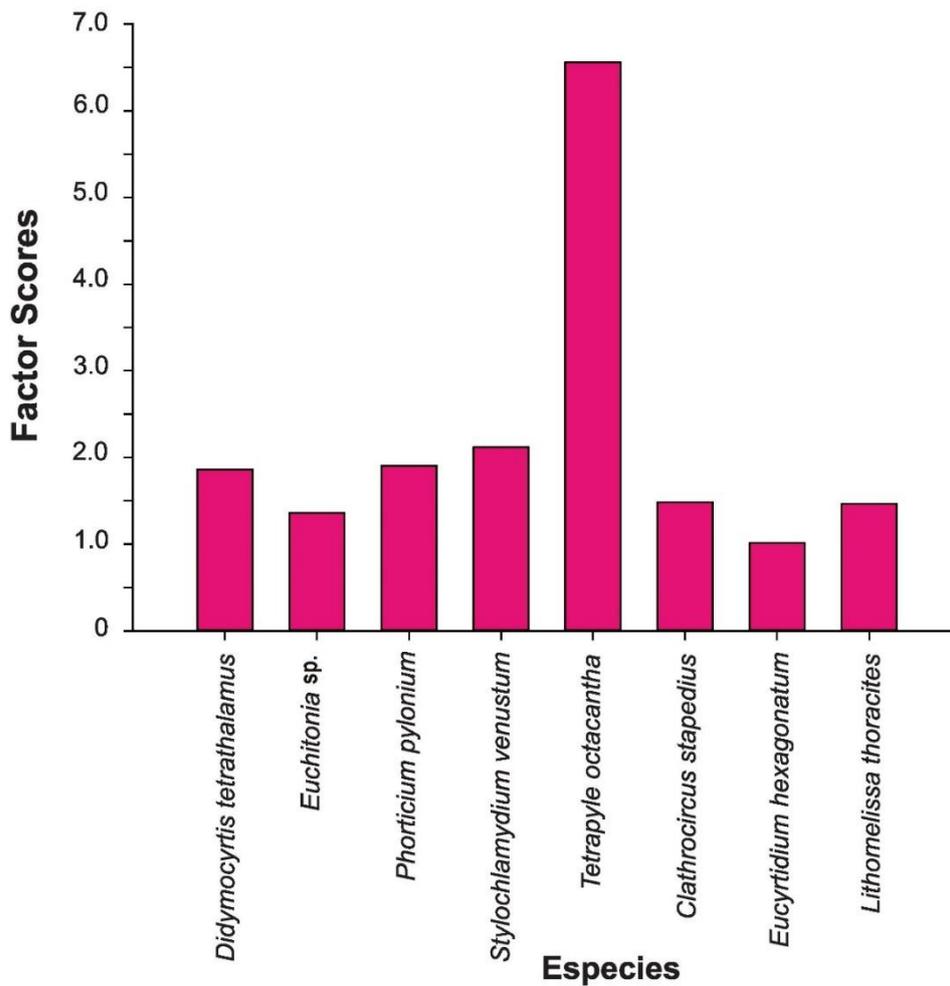


Figura 23. Factor scores de las especies del Factor 3, Asociación “Agua Tropical Superficial” (ATS).

Didymocyrtis tetrathalamus es una especie de hábitos superficiales; se distribuye por encima de 200 m, dándose su mayor abundancia en los primeros 80 m de la columna de agua (Kling, 1979; Yamashita *et al.*, 2002). Este taxón ha sido identificado como un indicador de aguas tropicales o subtropicales (Itaki *et al.*, 2008; Kling y Boltovskoy, 1995; Molina-Cruz y Martínez-López, 1994). Dado que *D. tetrathalamus* es considerado un radiolario herbívoro, se piensa que su concentración está estrechamente relacionada con la productividad primaria (Matsuzaki *et al.*, 2016; Yamashita *et al.*, 2002). En un estudio llevado a cabo en el Pacífico tropical, esta especie fue clave en el factor “Upwelling assemblage”, cuya relevancia está asociada a los procesos de surgencia (Molina-Cruz y Martínez López, 1994). Aunque las afinidades ambientales de este taxón son muy similares a las de *T. octacantha*, se ha reportado que *D. tetrathalamus* tiene menor tolerancia a temperaturas más frías, pero mayor tolerancia a condiciones oligotróficas (Ishitani *et al.*, 2008).

Euchitonia sp. tiene una distribución superficial; se encuentra sobre todo en los primeros 120 m de la columna de agua (Yamashita *et al.*, 2002). Forma parte de un grupo que en el océano Índico central se correlaciona con salinidad, productividad primaria y alta temperatura superficial (Rogers, 2016). Esta especie se distribuye por todo el golfo de California y se encuentra típicamente en regiones tropicales en el mundo. Sin embargo, es más común en el sur del Golfo, lo que podría indicar afinidad con aguas oceánicas (Benson, 1966). Pérez-Cruz (2006) reportó a *Euchitonia* sp. como parte del factor “Golfo de California”, relevante en el intervalo comprendido entre ~7,700 y 2,500 años cal AP y asociado tanto a la termoclina como a aguas con salinidad relativamente altas en el golfo de California.

Por último, *Eucyrtidium hexagonatum* tiene una distribución vertical superficial o subsuperficial; en el sistema de la Corriente de California se ha registrado su mayor abundancia en los primeros 50 m de la columna de agua (Kling y Boltovskoy, 1995), mientras que en el océano Índico su mayor abundancia se da entre 50 y 150 metros de profundidad, en aguas relativamente frías (Gupta *et al.*, 2002). En el Pacífico norte subtropical, esta especie fue definida como subsuperficial, pues se registró su mayor abundancia entre 200 y 500 m, un rango con una temperatura promedio de 16-18° (Matsuzaki *et al.*, 2020). En el golfo de California, Molina-Cruz y colaboradores (1999) incluyeron a *E. hexagonatum* en una asociación caracterizada por eventos de surgencia.

La “Asociación Agua Tropical Superficial” caracteriza los intervalos de ~11,094 a 9,218; ~8,880 a 8,036; ~7,704 a 7,533; ~7,192 a 6,339; ~5,337 a 5,180; ~4,551 a 4,394 y de ~1,180 a 1,015 años cal. A.P. También es relevante en los pulsos a ~13,053, ~2,714 y ~1,673 años cal A.P. (Fig. 19). El *factor score* de *Tetrapyle octacantha* grupo en esta asociación sugiere que durante estos intervalos prevaleció la presencia de aguas cálidas tropicales o subtropicales, con condiciones oligotróficas, una termoclina profunda y estratificación considerable en la columna de agua en la bahía de la Paz.

Condiciones en las que sube la temperatura de la capa superficial del agua e incrementa el tiempo de permanencia del ATS en el golfo de California son comúnmente provocadas por el fenómeno ENOS; éstas son análogas a la modalidad verano-otoño, en la que dominan los vientos del sureste, se promueve la incursión de ATS en el área de estudio y hay mayor insolación, una termoclina más profunda y menor productividad primaria (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991; Lavín *et al.*, 2009; Pérez-Cruz, 2013).

6.3 Interpretación paleoclimática

El intervalo más largo representado por la Asociación AGC corresponde a los años transcurridos entre ~15,195 y 12,716, años cal A.P., interrumpido únicamente a los ~13,053 años cal A.P. Este periodo corresponde al episodio BA, caracterizado por temperaturas altas relativo al evento climático que lo precedió, el UMG y al episodio que lo siguió, el YD. La dominancia de los taxones que caracterizan la Asociación 1 durante

el BA sugiere que en este periodo hubo una intensificación de los vientos del NO, propiciando el fortalecimiento del giro ciclónico. Esto concuerda con los resultados obtenidos por Staines-Urías y colaboradores (2015) en la misma área de estudio, quienes sugieren que durante este intervalo hubo una transición de un estado de alta productividad y condiciones similares a las de la Niña, a un estado de marcada estratificación en la columna de agua bajo condiciones similares a las de El Niño.

De acuerdo con los valores de *factor loadings* obtenidos para el Factor 1, estas condiciones análogas a las que se dan actualmente durante invierno-primavera en el golfo de California también dominaron al término del YD y en el inicio del Holoceno, antes de que comenzara a aumentar la insolación en el hemisferio norte.

La Asociación AGC es significativa a partir de ~5,656 años cal A.P., que coincide con el establecimiento del NAM (Barron *et al.*, 2005; Pérez-Cruz, 2013); así como en varios intervalos, de ~4,237 a 3,112, de ~2,515 a 1,838 y de ~1,015 a 522 años cal A.P., en donde se han reportado en la cuenca Alfonso condiciones de aridez, descenso de la temperatura y mayor productividad a ~4,200 años cal A.P., de 2,400 a 1,900 y de 700 and 500 años cal A.P. (Pérez-Cruz, 2013), sugiriendo que estas condiciones son el resultado del fortalecimiento de los vientos del NO que propició la intensificación de los procesos de mezcla (surgencias en el margen oriental del Golfo y divergencia por el giro ciclónico en la cuenca Alfonso) y un aumento en la productividad. Estas condiciones estuvieron controladas por una menor insolación en el hemisferio norte y por la migración de los sistemas atmosféricos, en particular, la posición de la ZCIT más hacia el sur propició la disminución de la entrada de humedad durante el verano, por lo que prevalecieron condiciones más secas.

La Asociación 2 es significativa a ~17,468 y 15,426 años cal. A.P., y a ~12,604 años cal. A.P. (Fig. 19). Este periodo se caracteriza por ser una transición entre las condiciones frías del UMG y de las cálidas del BA. Durante este periodo se ha propuesto la migración hacia el sur del Sistema de Alta Presión (SAS), debido al desplazamiento de la corriente de chorro (polar jet), causando el debilitamiento de los vientos del NO, y con ello propiciando, por una parte, la entrada del ACC, y por otra la incursión del ATS.

Condiciones similares pudieron ocurrir a ~12,604 años cal A.P., al final del BA y al inicio del YD.

Por último, la Asociación ATS es relevante para un intervalo que prácticamente representa al OCH en su totalidad: de ~11,094 a 6,339 años cal A.P. Éste sólo es interrumpido en tres pulsos, de los cuales dos fueron significativos para la Asociación AGC de alta productividad. El OCH fue un episodio marcado por un alza en la temperatura y en la humedad; con base en los resultados obtenidos, se puede inferir que la temperatura superficial de la cuenca Alfonso en este intervalo fue alta, mientras que las condiciones de la columna de agua fueron de alta estratificación. A su vez, las condiciones de la capa

superficial serían oligotróficas. Esto coincide con lo reportado en la literatura, ya que, aunque sí se ha identificado una disminución de los eventos ENOS e intensificación de vientos del NO en el Golfo, el fortalecimiento de los procesos de surgencia estuvo aparentemente restringido al centro del Golfo (Barron *et al.*, 2004). El debilitamiento de la Corriente de California, por otro lado, pudo haber amplificado la influencia de la ATS (una masa de agua cálida y pobre en nutrientes) en el sur del Golfo. En este caso la capa de agua superficial cálida en el área de estudio llevó a una mayor estratificación y el hundimiento de la termoclina, dificultando el transporte de nutrientes y disminuyendo la productividad primaria, por consiguiente (Douglas *et al.*, 2007, Staines-Urías *et al.*, 2015).

Se identifica también un intervalo entre ~1,180 y 1,015 años cal A.P., que corresponde a la ACM. De acuerdo con Pérez-Cruz (2006), durante este periodo la temperatura superficial fue alta y dominaron condiciones de ENOS. Estas características climáticas corresponden a la estratificación de la columna de agua.

En tres eventos episódicos a ~7,704, ~4,551 y ~1,015 años cal A.P., las asociaciones de radiolarios parecen sugerir la presencia de ambas masas de agua, lo cual se explica por la resolución temporal de este estudio (centenaria a milenaria), que no permite separar las señales a una mayor resolución (decadal, anual).

7. CONCLUSIONES

Con base en los resultados obtenidos a partir de la secuencia sedimentaria DIPAL IV-P36, se concluye lo siguiente:

- El núcleo DIPAL IV-P36 es un archivo sedimentario con una estructura laminada bien definida, cuyo alcance temporal abarca entre ~18,150 y 522 años cal A.P. La estructura laminada es el resultado del aporte diferencial entre sedimentos terrígenos y biogénicos, y su preservación es el resultado de las condiciones anóxicas que prevalecen en la cuenca Alfonso.
- La diversidad de radiolarios registrados durante el periodo que abarca este estudio fue alta; se identificaron en total 166 taxa de radiolarios, de los cuales 60 pertenecen al orden Spumellaria y 106 al orden Nassellaria.
- A partir del Análisis de Factores modo “Q” se determinaron 3 factores, que explican el 72.5% de la variabilidad total de los datos. Con base en las afinidades ambientales de las especies representantes de cada factor se identificaron 3 asociaciones relacionadas con ambientes paleoceanográficos específicos:
 - La asociación 1 sugiere la presencia del Agua del Golfo de California en el área de estudio y del fortalecimiento del giro ciclónico en la cuenca, y como resultado un aumento en la productividad primaria en los intervalos de ~15,195 a 13,246, de ~12,860 a 12,716, de 12,042 a 11,930, de ~4,708 a 4,551, de ~4,237 a 3,112, de ~2,515 a 1,838, de ~1,509 a 1,344 y de ~1,015 a 522 años cal. A.P., con pulsos significativos a ~11,587, ~11,340, ~9,049, ~7,704, ~7,363, ~5,656 y ~5,023 años cal. A.P. Se propone que las condiciones climáticas dominantes fueron la intensificación de los vientos del NO, y que el posicionamiento latitudinal promedio de la ZCIT estuvo más al sur durante el BA.
 - La asociación 2 indica la presencia de la Corriente de California en el área de estudio entre ~17,468 y 15,426 años cal. A.P., así como en un pulso a ~12,604 años cal. A.P. Se sugiere que, la migración e intensificación de la Corriente de California hacia el sur y su incursión a la región suroccidental del golfo de California, fue propiciada por la posición de los centros de alta y baja presión en latitudes más bajas que las actuales, por las condiciones frías que persistieron hacia el final del UMG y durante el YD.
 - La asociación 3 representa la dominancia del Agua Tropical Superficial en el área de estudio, sugiriendo además condiciones oligotróficas en la capa superior y de marcada estratificación en la columna de agua durante los intervalos de ~11,094 a 9,218; ~8,880 a 8,036; ~7,704 a 7,533; ~7,192 a 6,339; ~5,337 a 5,180; ~4,551 a 4,394 y de ~1,180 a 1,015 años cal. A.P. También es relevante en los pulsos a ~13,053, ~2,714 y ~1,673 años cal A.P. Éste sería el caso del OCH y de la ACM.

ANEXO I

Listado faunístico

#	Especie/Taxón	Referencia
Orden Spumellaria Ehrenberg, 1838, emend. Riedel, 1967		
1	<i>Acantosphaera actinota</i> Haeckel, 1860	(4) Lám. 1, fig. 12
2	<i>Acrosphaera murrayana</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 2, fig. 3
3	<i>Actinomma antarcticum</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 3, figs. 2-3
4	<i>Actinomma boreale</i> Cleve, 1899	(1) Lám. 5, figs. 7-9
5	<i>Actinomma delicatulum</i> Dogiel y Reschetnjak, 1952	(1) Lám. 5, figs. 3-4
6	<i>Actinomma leptoderma</i> Jørgensen, 1900	(1) Lám. 5, fig. 6
7	<i>Actinomma medianum</i> Nigrini, 1967	(1) Lám. 2, fig. 14; Lám. 3, fig. 1
8	<i>Actinomma sol</i> Cleve, 1901	(1) Lám. 2, figs. 12-13
9	<i>Actinomma</i> sp. Benson, 2003	(1) Lám. 5, fig. 5
10	<i>Actinosphaera acanthophora</i> Popofsky, 1912	(1) Lám. 2, figs. 8-10
11	<i>Amphirhopalum ypsilon</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 11, figs. 5-7
12	<i>Amphitholus acanthometra</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 17, figs. 4-7
13	<i>Anomalacantha dentata</i> Mast, 1910	(1) Lám. 5, figs. 10-11
14	<i>Cenosphaera</i> sp. Benson, 2003	(1) Lám. 2, fig. 11
15	<i>Circodiscus microporus</i> Stöhr, 1880	(1) Lám. 9, figs. 7-8; Lám. 10, fig. 1
16	<i>Cladococcus abietinus</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 6, figs. 2-3
17	<i>Collosphaera</i> sp. Benson, 2003	(1) Lám. 2, figs. 1-2
18	<i>Cubotholus octoceras</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 17, fig. 8
19	<i>Cypassis irregularis</i> Nigrini, 1968	(1) Lám. 8, figs. 6-7
20	<i>Dictyocoryne profunda</i> Ehrenberg, 1860	(1) Lám. 12, figs. 4-6
21	<i>Dictyocoryne truncatum</i> Ehrenberg, 1861	(1) Lám. 15, fig. 1
22	<i>Didymocyrtis tetrathalamus</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 8, figs. 8-13; Lám. 9, figs. 1-2
23	<i>Dipylissa bensoni</i> Dumitrică, 1988	(1) Lám. 18, figs. 9-10
24	<i>Drupptractus irregularis</i> Popofsky, 1912	(1) Lám. 7, figs. 7-11
25	<i>Drupptractus variabilis</i> Dumitrică, 1973	(1) Lám. 7, figs. 2-6
26	<i>Euchitonia elegans/furcata</i> grupo Boltovskoy, 1998	(1) Lám. 14, figs. 1-2
27	<i>Euchitonia</i> sp. cf. <i>E. furcata</i> Benson, 1966	(1) Lám. 13, fig. 4
28	<i>Euchitonia</i> sp. Benson, 1983	(1) Lám. 14, figs. 3-4
29	<i>Euchitonia triangulum</i> Ehrenberg, 1872	(1) Lám. 12, fig. 7; Lám. 13, figs. 1-3
30	<i>Heliodiscus asteriscus</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 9, fig. 3
31	<i>Heliodiscus echiniscus</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 9, fig. 4
32	<i>Heliosphaera radiata</i> Popofsky, 1912	(1) Lám. 5, figs. 1-2
33	<i>Hexaconitium arachnoidale</i> Hollande y Enjument, 1960	(1) Lám. 14, figs. 6-7

34	<i>Hexacontium laevigatum</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 4, figs. 4-5
35	<i>Hexacontium melpomene</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 3, figs. 8-11
36	<i>Hexacontium</i> sp. cf. <i>H. giganteum</i> Benson, 2003	(1) Lám. 3, figs. 13-14; Lám. 4, figs. 1-3
37	<i>Hexacontium</i> sp. cf. <i>H. heracliti</i> Benson, 1966	(1) Lám. 4, figs. 8-10
38	<i>Hexapyle dodecantha</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 18, figs. 14-16; Lám. 19, fig. 4
39	<i>Hexastylus triaxonius</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 3, figs. 6-7
40	<i>Hymeniastrum euclidis</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 12, figs. 1-3
41	<i>Larcopyle bütschlii</i> grupo Dreyer, 1889	(1) Lám. 19, figs. 1-3, 5
42	<i>Larcospira minor</i> Jørgensen, 1900	(1) Lám. 17, figs. 9-10; Lám. 18, figs. 1-4
43	<i>Larcospira</i> sp. Bjørklund <i>et al.</i> , 1998	(1) Lám. 18, figs. 5-6
44	<i>Larcospira quadrangula</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 18, figs. 7-8
45	<i>Phorticium pylonium</i> grupo Haeckel, 1887	(1) Lám. 16, figs. 5-9; Lám. 17, figs. 1-3
46	<i>Sphaerözoum punctatum</i> Müller, 1858	(1) Lám. 19, figs. 12-13
47	<i>Spongaster tetras</i> Ehrenberg, 1860	(1) Lám. 15, fig. 2
48	<i>Spongocore puella</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 8, figs. 1-3
49	<i>Spongodiscus biconcavus</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 11, fig. 1
50	<i>Spongodiscus resurgens</i> Ehrenberg, 1854	(3) Fig. 15.64
51	<i>Spongodiscus</i> spp.	
52	<i>Spongopyle osculosa</i> Dreyer, 1889	(1) Lám. 11, figs. 2-3
53	<i>Spongotrochus glacialis</i> Popofsky, 1908	(1) Lám. 11, fig. 4
54	<i>Spongurus</i> sp. cf. <i>S. elliptica</i> Benson, 1966	(1) Lám. 8, figs. 4-5
55	<i>Stylatractus pluto</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 7, figs. 14-17
56	<i>Stylochlamydium asteriscus</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 10, fig. 6
57	<i>Stylochlamydium venustum</i> Bailey, 1856	(1) Lám. 10, figs. 2, 4, 7
58	<i>Stylodictya tenuispina</i> Jørgensen, 1905	(1) Lám. 10, figs. 3, 5
59	<i>Stylodictya validispina</i> Jørgensen, 1905	(1) Lám. 9, figs. 5-6
60	<i>Tetrapyle octacantha</i> grupo Müller, 1858	(1) Lám. 15, figs. 3-10; Lám 16, figs. 1
Orden Nassellaria Ehrenberg, 1875, emend. De Wever <i>et al.</i> , 2001.		
61	<i>Acanthodesmia vinculata</i> Müller, 1858	(1) Lám. 21, figs. 6-8
62	<i>Acrobotrys cribosa</i> Popofsky, 1913	(1) Lám. 23, fig. 15
63	<i>Acrobotrys terelans</i> Renz, 1976	(1) Lám. 23, figs. 13-14
64	<i>Amphiplecta acrostoma</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 32, fig. 2
65	<i>Amphiplecta</i> sp. <i>Petrushevskaya</i> , 1971	(1) Lám. 32, fig. 1
66	<i>Anthocyrtidium ophirensense</i> Ehrenberg, 1872	(1) Lám. 32, figs. 6-9
67	<i>Anthocyrtidium zanguebaricum</i> Ehrenberg, 1872	(1) Lám. 32, figs. 3-5
68	<i>Arachnocorallium calvata</i> Petrushevskaya, 1971	(1) Lám. 23, fig. 27; Lám. 24, figs. 1-3
69	<i>Arachnocorys umbellifera</i> Haeckel, 1862	(1) Lám. 24, figs. 20-21
70	<i>Artopilium undulatum</i> Popofsky, 1913	(1) Lám. 34, figs. 1-2
71	<i>Artostrobos annulatus</i> Bailey, 1856	(3) Fig. 15.125
72	<i>Botryocyrtis quinaria</i> Ehrenberg, 1872	(1) Lám. 23, fig. 17
73	<i>Botryocyrtis scutum</i> Harting, 1863	(1) Lám. 23, fig. 16
74	<i>Botryostrobos aquilonaris</i> Bailey, 1856	(1) Lám. 35, figs. 18-20

75	<i>Botryostrobus auritus australis</i> grupo Nigrini, 1977	(1) Lám. 35, figs. 12-13
76	<i>Callimitra emmae</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 25, fig. 12
77	<i>Calocyclus monumentum</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 31, figs. 2-3
78	<i>Campylacantha cladophora</i> Jørgensen, 1905	(1) Lám. 12, fig. 47
79	<i>Carpocanarium papillosum</i> Ehrenberg, 1872	(1) Lám. 29, fig. 13
80	<i>Carpocanistrum</i> sp. A Nigrini, 1970	(1) Lám. 29, figs. 11-12
81	<i>Carpocanistrum</i> spp. Nigrini, 1970	(1) Lám. 29, figs. 9-10
82	<i>Ceratocyrtis histricosus</i> Jørgensen, 1905	(1) Lám. 31, figs. 4, 5, 7, 8
83	<i>Ceratospyrus</i> sp. cf. <i>C. borealis</i> Benson, 1983	(1) Lám. 21, figs. 9-10
84	<i>Cladoscenium</i> sp. cf. <i>C. tricolpium</i> Benson, 1966	(1) Lám. 25, figs. 10-11
85	<i>Cladoscenium tricolpium</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 53, fig. 12
86	<i>Clathrocanium coarctatum</i> Ehrenberg, 1860	(1) Lám. 26, figs. 1-2
87	<i>Clathrocircus stapedius</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 21, figs. 11-13; Lám. 22, figs. 1-2
88	<i>Clathrocorys murrayi</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 25, figs. 13-15
89	<i>Coracalyptra cervus</i> Ehrenberg, 1872	(1) Lám. 30, figs. 3-5
90	<i>Coracalyptra krügeri</i> Popofsky, 1913	(3) Fig. 15.136
91	<i>Cornutella profunda</i> Ehrenberg, 1854	(1) Lám. 29, figs. 7-8
92	<i>Cycladophora davisiana</i> Ehrenberg, 1862	(1) Lám. 29, figs. 14-16
93	<i>Cyrtopera laguncula</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 35, figs. 3-4
94	<i>Dictyophimus crisiae</i> Ehrenberg, 1854	(1) Lám. 28, figs. 4-6
95	<i>Dictyophimus histricosus</i> Jørgensen, 1905	(1) Lám. 31, fig. 6
96	<i>Dictyophimus killmari</i> Renz, 1974	(1) Lám. 29, fig. 7
97	<i>Dictyophimus</i> sp. cf. <i>D. tripus</i> Benson, 1966	(1) Lám. 25, figs. 2-3
98	<i>Eucecryphalus clinatus</i> Takahashi, 1991	(1) Lám. 30, figs. 6-7
99	<i>Eucyrtidium annulatum</i> Popofsky, 1913	(1) Lám. 34, figs. 13-14
100	<i>Eucyrtidium anomalum</i> Haeckel, 1861	(1) Lám. 34, figs. 4-5
101	<i>Eucyrtidium erythromystax</i> Nigrini y Caulet, 1992	(1) Lám. 34, figs. 10-12
102	<i>Eucyrtidium hexagonatum</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 34, figs. 6-9
103	<i>Eucyrtidium hexastichum</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 34, figs. 15-16
104	<i>Lamprocyclas maritalis</i> grupo Haeckel, 1887	(1) Lám. 32, figs. 10-12; Lám. 33, fig. 1
105	<i>Lamprocyrtis nigrinae</i> Caulet, 1971	(1) Lám. 33, fig. 2-3
106	<i>Lampromitra cracenta</i> Takahashi, 1991	(1) Lám. 30, figs. 9-10
107	<i>Lampromitra quadricuspis</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 30, fig. 11; Lám. 31, fig. 1
108	<i>Lipmanella bombus</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 28, fig. 11
109	<i>Lipmanella dyctioceras</i> Haeckel, 1861	(1) Lám. 28, figs. 8-10
110	<i>Liriospyris reticulata</i> Ehrenberg, 1872	(1) Lám. 20, figs. 2-7
111	<i>Litharachnium tentorium</i> Haeckel, 1862	(1) Lám. 29, figs. 5-6
112	<i>Lithomelissa laticeps</i> Jørgensen, 1905	(1) Lám. 24, figs. 14-15
113	<i>Lithomelissa pentacantha</i> Popofsky, 1913	(1) Lám. 24, figs. 6-9
114	<i>Lithomelissa setosa</i> Jørgensen, 1900	(2) Lám. vs-r 192
115	<i>Lithomelissa thoracites</i> Haeckel, 1862	(1) Lám. 24, figs. 10-12.
116	<i>Lithostrobos hexagonalis</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 35, figs. 1-2

117	<i>Lophocorys polyacantha</i> Popofsky, 1913	(1) Lám. 34, fig. 3
118	<i>Lophophaena hispida</i> Ehrenberg, 1872	(1) Lám. 24, fig. 19
119	<i>Lophophaena nadezdae</i> Petrushevskaya, 1971	(1) Lám. 24, figs. 16-17
120	<i>Lophophaena variabilis</i> Petrushevskaya, 1971	(1) Lám. 24, fig. 18
121	<i>Lophophaena witjazii</i> Petrushevskaya, 1971	(1) Lám. 24, figs. 22-23; Lám. 25, fig. 1
122	<i>Lophospyris pentagona pentagona</i> Ehrenberg, emend. Goll, 1969	(1) Lám. 22, figs. 15-16
123	<i>Lophospyris pentagona quadriforis</i> Haeckel, emend. Goll, 1976	(1) Lám. 22, figs. 19-21
124	<i>Neosemantis distephanus distephanus</i> Goll, 1979	(1) Lám. 29, fig. 18; Lám. 20, fig. 1
125	<i>Nephrospyris renilla</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 21, fig. 5
126	<i>Peridium longispinum</i> Jørgensen, 1900	(4) Lám. 12, fig. 5.
127	<i>Peridium</i> sp. cf. <i>P. longispinum</i> Benson, 1966	(1) Lám. 24, figs. 4-5
128	<i>Peripyramis circumtexta</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 29, fig. 4
129	<i>Peromelissa phalacra</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 24, fig. 13
130	<i>Phormacantha hystrix</i> Jørgensen, 1900	(1) Lám. 23, figs. 24-26
131	<i>Phormospyris</i> sp. Benson, 2003	(1) Lám. 22, fig. 22; Lám. 23, figs. 1-2
132	<i>Phormospyris</i> sp. cf. <i>P. ophirensis</i> Ehrenberg, 1872	(1) Lám. 22, figs. 11-14
133	<i>Phormospyris stabilis capoi</i> Goll, 1976	(1) Lám. 23, figs. 3-5
134	<i>Phormospyris stabilis scaphipes</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 22, figs. 7-10
135	<i>Phormospyris stabilis stabilis</i> Goll, 1976	(1) Lám. 23, figs. 6-8
136	<i>Phormospyris tricostata</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 23, fig. 9
137	<i>Phormostichoartus corbula</i> Harting, 1863	(1) Lám. 35, figs. 5-8
138	<i>Plectacantha</i> sp. Benson, 1966	(1) Lám. 23, figs. 21-23
139	<i>Plectopyramis dodecomma</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 29, fig. 3
140	<i>Pseudocubus obeliscus</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 22, figs. 3-6
141	<i>Pseudodictyophimus gracilipes</i> Bailey, 1856	(1) Lám. 25, figs. 4-6
142	<i>Pseudodictyophimus platycephalus</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 25, figs. 7-9
143	<i>Pterocanium auritum</i> Nigrini y Caulet, 1992	(1) Lám. 26, figs. 5-6
144	<i>Pterocanium elegans</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 27, figs. 1-2
145	<i>Pterocanium praetextum eucolpum</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 27, figs. 3-5
146	<i>Pterocanium praetextum praetextum</i> Ehrenberg, 1872	(1) Lám. 27, fig. 6; Lám. 28, fig. 1
147	<i>Pterocanium trilobum</i> Haeckel, 1861	(1) Lám. 27, fig. 4; Lám. 28, fig. 2-3
148	<i>Pterocorys clausus</i> Popofsky, 1913	(1) Lám. 33, fig. 4
149	<i>Pterocorys hertwigii</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 33, figs. 6-7
150	<i>Pterocorys minythorax</i> Nigrini, 1968	(1) Lám. 33, fig. 5
151	<i>Sethophormis pentalactis</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 30, fig. 8
152	<i>Siphocampe lineata</i> Ehrenberg, 1838	(1) Lám. 35, figs. 10-11
153	<i>Siphocampe</i> sp. Benson, 1966	(1) Lám. 35, fig. 9
154	<i>Spirocyrtilis scalaris</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 35, figs. 15-17
155	<i>Stichocorys seriata</i> Jørgensen, 1905	(1) Lám. 35, fig. 14
156	<i>Stichopilum bicornis</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 29, figs. 1-2
157	<i>Theocorys veneris</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 33, figs. 12-13
158	<i>Theocorythium trachelium trachelium</i> Ehrenberg, 1872	(1) Lám. 33, figs. 8-9

159 <i>Theopiliium tricostatum</i> Haeckel, 1887	(1) Lám. 30, figs. 1-2
160 <i>Tholospyrus baconiana baconiana</i> Goll, 1972	(1) Lám. 23, figs. 10-12
161 <i>Tholospyrus devexa</i> Goll, 1969	(1) Lám. 20, figs. 13-14; Lám. 21, figs. 1-4
162 <i>Tholospyrus procera</i> Goll, 1969	(1) Lám. 20, figs. 8-12
163 <i>Tholospyrus rhombus</i> Goll, 1972	(1) Lám. 19, figs. 16-17
164 <i>Trisulcus triacanthus</i> Popofsky, 1913	(3) Fig. 15.106
165 <i>Verticillata hexacantha</i> Popofsky, 1913	(1) Lám. 26, fig. 3
166 <i>Zigocircus productus capulosus</i> Goll, 1979	(1) Lám. 19, figs. 14-15

Nota: a cada taxón se le asignó un número. Los números en rojo fueron asignados a los taxones que se utilizaron para realizar el Análisis de Factores en modo "Q". Los números entre paréntesis en las referencias indican la fuente consultada: Benson, 1966 (1), Benson, 2003 (2), Boltovskoy, 1998 (3) y Boltovskoy y Jankilevich, 1985 (4).

ANEXO II

Factor loadings

Edad cal A.P.	Profundidad (cm)	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Comunalidades	Edad cal A.P.	Profundidad (cm)	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Comunalidades
522	0	0.7262	0.0321	0.3890	0.67977	9049	250	0.6534	0.0982	0.5490	0.73791
686	5	0.7417	0.0469	0.3695	0.68884	9218	255	0.2917	0.2033	0.7822	0.73823
851	10	0.6011	0.0153	0.5368	0.64980	9387	260	0.2156	0.1612	0.7945	0.70364
1015	15	0.6141	0.1200	0.6172	0.77243	9556	265	0.0788	0.1941	0.9254	0.90020
1180	20	0.5954	0.1504	0.6937	0.85833	9725	270	0.2351	0.1706	0.8389	0.78816
1344	25	0.7435	-0.0281	0.4073	0.71944	9894	275	0.1921	0.1235	0.8459	0.76766
1509	30	0.6334	0.0818	0.5574	0.71850	10063	280	0.1987	0.1911	0.7843	0.69112
1673	35	0.5441	0.0993	0.6316	0.70491	10232	285	0.1925	0.1891	0.8891	0.86324
1838	40	0.6328	0.0893	0.4315	0.59456	10401	290	0.0874	0.2147	0.9024	0.86799
2002	45	0.7032	0.0610	0.4828	0.73131	10569	295	0.0319	0.2265	0.8856	0.83659
2167	50	0.7200	-0.0148	0.3346	0.63057	10725	300	0.2828	0.1718	0.8376	0.81109
2331	55	0.7118	-0.0618	0.2643	0.58027	10848	305	0.3293	0.1647	0.8039	0.78186
2515	60	0.7177	0.0068	0.3977	0.67326	10971	310	0.4738	0.1575	0.7135	0.75832
2714	65	0.4970	-0.0036	0.6593	0.68166	11094	315	0.5421	0.1918	0.6809	0.79432
2913	70	0.5118	-0.0892	0.5744	0.59981	11217	320	0.5524	0.1420	0.5883	0.67143
3112	75	0.6659	-0.0279	0.4898	0.68411	11340	325	0.6889	0.1708	0.5147	0.76865
3311	80	0.7233	0.0266	0.4918	0.76579	11464	330	0.5963	0.1907	0.5580	0.70321
3511	85	0.6086	-0.0101	0.4803	0.60118	11587	335	0.6908	0.1264	0.4781	0.72168
3710	90	0.6630	0.0425	0.5790	0.77661	11705	340	0.4832	0.3872	0.2716	0.45721
3909	95	0.6781	0.0300	0.4848	0.69580	11817	345	0.5581	0.4294	0.4235	0.67520
4079	100	0.6570	0.0315	0.5247	0.70791	11930	350	0.6624	0.4804	0.3104	0.76588
4237	105	0.8007	-0.0475	0.1979	0.68251	12042	355	0.6114	0.5172	0.2851	0.72257
4394	110	0.5079	0.1280	0.6649	0.71646	12154	360	0.3814	0.4659	0.5632	0.67964
4551	115	0.6115	0.0395	0.6144	0.75297	12267	365	0.4405	0.5119	0.4571	0.66502
4708	120	0.6320	0.0045	0.5716	0.72623	12379	370	0.4884	0.5870	0.2833	0.66330
4866	125	0.5200	0.1261	0.5060	0.54235	12491	375	0.5869	0.4345	0.2948	0.62015
5023	130	0.7157	0.0639	0.5343	0.80175	12604	380	0.5413	0.6183	0.3529	0.79986
5180	135	0.5030	0.0694	0.6597	0.69307	12716	385	0.6811	0.1532	0.0238	0.48800
5337	140	0.5880	0.0442	0.6760	0.80465	12860	390	0.7607	0.1603	0.3051	0.69742
5494	145	0.5657	0.1083	0.4686	0.55125	13053	395	0.3682	0.2662	0.6818	0.67132
5656	150	0.6192	-0.0086	0.4822	0.61596	13246	400	0.7122	0.1525	0.2795	0.60863
5827	155	0.4912	0.0209	0.5231	0.51535	13439	405	0.8817	0.1015	0.2005	0.82785
5998	160	0.5054	-0.0097	0.5483	0.55613	13632	410	0.8108	0.1769	0.2438	0.74811
6168	165	0.4961	0.0448	0.5821	0.58689	13825	415	0.8232	0.1992	0.2679	0.78907
6339	170	0.5234	0.1034	0.6597	0.71988	14038	420	0.7838	0.2049	0.1493	0.67855
6510	175	0.5630	0.0863	0.6812	0.78848	14269	425	0.9033	0.1381	0.1295	0.85172
6680	180	0.3123	0.0713	0.8264	0.78545	14500	430	0.7842	0.1695	0.3164	0.74380

6851	185	0.2751	0.1450	0.8468	0.81372	14732	435	0.8797	0.0919	0.1324	0.79982
7021	190	0.3178	0.1523	0.8541	0.85357	14963	440	0.8180	0.1298	0.1623	0.71223
7192	195	0.4234	0.0581	0.8020	0.82572	15195	445	0.6455	0.4713	0.0485	0.64110
7363	200	0.6119	0.0414	0.5364	0.66387	15426	450	0.4834	0.7523	0.0760	0.80537
7533	205	0.4757	0.0701	0.7047	0.72788	15650	455	0.2543	0.7743	0.4733	0.88814
7704	210	0.6198	0.0802	0.6263	0.78290	15877	460	0.4345	0.7257	0.2110	0.75991
7867	215	0.5876	0.0180	0.5527	0.65107	16104	465	0.0710	0.8883	0.3427	0.91156
8036	220	0.1688	0.1759	0.8346	0.75601	16332	470	-0.0200	0.9168	0.0956	0.85003
8205	225	0.3720	0.0827	0.6628	0.58452	16559	475	-0.0621	0.9111	0.0174	0.83421
8374	230	0.2990	0.0878	0.7031	0.59143	16786	480	-0.0466	0.9150	-	0.83941
8542	235	0.5361	0.1898	0.6173	0.70448	17014	485	-0.0619	0.9284	0.1358	0.88412
8711	240	0.2889	0.1810	0.7713	0.71112	17241	490	-0.0788	0.9143	-	0.84221
8880	245	0.5261	0.1117	0.7033	0.78386	17468	495	-0.0993	0.9200	0.0856	0.86363

Se indican en negritas los *factor loadings* mayores a 0.6.

ANEXO III

Factor scores

Especies	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Especies	Factor 1	Factor 2	Factor 3
<i>Acrosphaera murrayana</i>	-1.0219	-0.4165	0.3227	<i>Botryostrobos aquilonaris</i>	-1.141	8.011	-1.596
<i>Actinomma boreale</i>	-0.6467	-0.1538	-0.2944	<i>Botryostrobos auritus australis</i>	0.125	1.435	-0.726
<i>Actinomma delicatulum</i>	-0.9653	0.6647	0.2601	<i>Ceratocyrtis histricosus</i>	-0.448	-0.216	-0.318
<i>Actinomma leptoderma</i>	-0.6507	-0.0939	-0.3256	<i>Ceratospyrus sp. cf. C. borealis</i>	-0.738	-0.354	-0.030
<i>Actinomma sol</i>	-0.7387	-0.0019	-0.3987	<i>Cladosceniium sp. cf. C. tricolpium</i>	1.861	-1.111	-0.778
<i>Actinomma sp.</i>	-0.7802	0.1927	-0.1491	<i>Clathrocircus stapedius</i>	2.185	-1.224	1.484
<i>Actinosphaera acanthophora</i>	-0.5194	0.1478	-0.3417	<i>Coracalypta cervus</i>	0.518	-0.588	-0.288
<i>Amphirhopalum ypsilon</i>	-0.6290	-0.2588	-0.1489	<i>Cornutella profunda</i>	0.550	0.216	-0.264
<i>Amphitholus acanthometra</i>	-0.6514	-0.2631	0.0939	<i>Cycladophora davisiana</i>	-0.420	-0.138	-0.571
<i>Cenosphaera sp.</i>	-0.7458	0.1896	-0.2904	<i>Dictyophimus killmari</i>	0.382	-0.417	-0.172
<i>Circodiscus microporus</i>	-0.6715	-0.3701	-0.1991	<i>Eucyrtidium erythromystax</i>	-0.037	-0.390	0.354
<i>Dictyocoryne profunda</i>	-0.6438	-0.2711	-0.1416	<i>Eucyrtidium hexagonatum</i>	0.004	-0.940	1.013
<i>Didymocyrtis tetrathalamus</i>	-0.6622	0.7405	1.8630	<i>Eucyrtidium hexastichum</i>	0.005	-0.039	-0.509
<i>Druppattractus irregularis</i>	0.1157	-0.2900	-0.4163	<i>Lamprocyrtis maritima</i>	-0.384	-0.272	-0.164
<i>Druppattractus variabilis</i>	1.7384	0.9612	-0.3494	<i>Lamprocyrtis nigrinae</i>	0.131	-0.775	0.785
<i>Euchitonina elegans/furcata</i>	-0.8156	-0.2824	-0.0283	<i>Lampromitra quadricuspis</i>	0.182	-0.322	-0.429
<i>Euchitonina sp. cf. E. furcata</i>	-0.8255	-0.3394	0.6032	<i>Liriospyris reticulata</i>	-0.588	-0.119	-0.113
<i>Euchitonina sp.</i>	-0.8487	-0.0271	1.3580	<i>Litharachnium tentorium</i>	0.035	-0.178	-0.695
<i>Heliosphaera radiata</i>	-0.5047	-0.2896	-0.2295	<i>Lithomelissa pentacantha</i>	0.806	0.135	-0.665
<i>Hexacoentium laevigatum</i>	-0.5718	0.0207	-0.0731	<i>Lithomelissa setosa</i>	1.840	1.215	-1.543
<i>Hexacoentium melpomene</i>	-0.3613	-0.3840	-0.2257	<i>Lithomelissa thoracites</i>	3.291	0.558	1.465
<i>Hexacoentium sp. cf. H. giganteum</i>	0.6140	1.1958	-0.2787	<i>Lophophaena hispida</i>	0.013	-0.514	-0.119
<i>Hexapyle dodecantha</i>	-0.5327	0.0528	0.2876	<i>Lophophaena nadezdae</i>	0.781	-0.023	-0.463
<i>Hexastylus triaxonius</i>	-0.6255	-0.0261	-0.2709	<i>Lophospyris pentagona pentagona</i>	-0.175	-0.489	-0.074
<i>Larcopyle bütschlii</i>	0.0486	-0.2195	0.4954	<i>Peridium sp. cf. P. longispinum</i>	0.059	-0.414	-0.091
<i>Larcospira quadrangula</i>	-0.5605	-0.3828	-0.2201	<i>Peridium longispinum</i>	1.203	-0.059	0.005
<i>Larcospira sp.</i>	-0.6596	-0.1263	0.4613	<i>Peromelissa phalacra</i>	-0.124	-0.045	-0.624
<i>Larcospira minor</i>	-0.7783	0.9711	0.6135	<i>Phormacantha hystrix</i>	0.631	-0.284	-0.805
<i>Phorticium pylonium</i>	2.5458	1.1625	3.2840	<i>Phomospyris sp. cf. P. ophirensis</i>	-0.199	-0.324	-0.281
<i>Spongocore puella</i>	-0.7998	-0.4109	0.5616	<i>Phomospyris stabilis scaphipes</i>	0.791	-0.400	-0.170
<i>Spongodiscus biconcavus</i>	-0.7558	-0.1689	0.3968	<i>Phomospyris stabilis stabilis</i>	-0.222	-0.473	-0.059
<i>Spongodiscus resurgens</i>	-0.5718	-0.3931	-0.0172	<i>Phomospyris sp.</i>	-0.293	-0.232	-0.350
<i>Spongodiscus spp.</i>	-0.9469	-0.0579	0.6452	<i>Phomostichoartus corbula</i>	4.425	0.373	-0.988
<i>Spongotrochus glacialis</i>	-0.5069	-0.2854	-0.2187	<i>Plectacantha sp.</i>	0.081	-0.370	-0.424
<i>Stylochlamyidium asteriscus</i>	-0.7933	-0.1598	0.0902	<i>Pseudocubus obeliscus</i>	1.002	0.046	-0.830
<i>Stylochlamyidium venustum</i>	-0.9146	-0.4738	2.1185	<i>Pseudodictyophimus platycephalus</i>	-0.096	-0.481	-0.468
<i>Stylodictya tenuispina</i>	-0.5951	-0.1782	-0.1397	<i>Pterocanium auritum</i>	-0.117	-0.659	0.236
<i>Stylodictya validispina</i>	-0.3542	-0.1292	-0.1862	<i>Pterocorys clausus</i>	-0.371	-0.252	0.038
<i>Tetrapyle octacantha</i>	0.3115	1.9036	6.5578	<i>Pterocorys minythorax</i>	-0.012	0.036	-0.371
<i>Acrobotrys cribosa</i>	0.3431	-0.0068	-0.6017	<i>Siphocampe lineata</i>	-0.545	0.935	-0.561
<i>Acrobotrys terelans</i>	-0.1636	-0.3097	-0.5422	<i>Spirocorytis scalaris</i>	-0.120	-0.362	-0.482
<i>Anthocyrtidium zanguebaricum</i>	-0.1480	-0.6131	0.1349	<i>Stichocorys seriata</i>	-0.108	0.006	-0.671
<i>Arachnocorallium calvata</i>	3.2889	0.0482	-1.0530	<i>Theocorys veneris</i>	-0.176	-0.097	-0.538
<i>Arachnocorys umbellifera</i>	-0.1719	-0.3002	-0.3567	<i>Theopilium tricostatum</i>	-0.362	-0.433	-0.001
<i>Botryocyrtis scutum</i>	-0.5381	-0.3419	-0.0824	<i>Trisulecus triacanthus</i>	0.439	-0.202	-0.718

Se indican en negritas los *factor scores* mayores a 1.

LITERATURA CITADA

- Adl, S. M., Simpson, A. G. B., Lane, C. E., Lukeš, J., Bass, D., Bowser, S. S., Brown, M. W., Burki, F., Dunthorn, M., Hampl, V., Heiss, A., Hoppenrath, M., Lara, E., Le Gall, L., Lynn, D. H., McManus, H., Mitchell, E. A. D., Mozley-Stanridge, S. E., Parfrey, L. W., ... Spiegel, F. W. (2012). The Revised Classification of Eukaryotes. *Journal of Eukaryotic Microbiology*, 59(5), 429–514.
- Afanasieva, M. S. (2007). Radiolarian skeleton: Morphology of spines, internal framework, and primary sphere. *Paleontological Journal*, 41(1), 1–14.
- Afanasieva, M. S. y Amon, E. O. (2013). Hollow structures in radiolarian skeletons. *Paleontological Journal*, 47(10), 1116–1134.
- Afanasieva, M. S. y Amon, E. O. (2014). Biomineralization of radiolarian skeletons. *Paleontological Journal*, 48(14), 1473–1486.
- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C. y Clark, P. U. (1997). Holocene climatic instability: a prominent widespread event 8200 years ago. *Geology*, 25, 483–486.
- Álvarez-Arellano, A. D. y Molina-Cruz, A. (1986). Aspectos paleoceanográficos cuaternarios del Golfo de California, evidenciados por conjunto de radiolarios. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología – UNAM*, 13(2), 67-94.
- Álvarez–Arellano, A. D., Rojas–Soriano, H. y Prieto–Mendoza, J. J. (1997). Geología de la Bahía de La Paz y áreas adyacentes. En J. Urbán y M. Ramírez Rodríguez (Eds.), *La Bahía de La Paz, Investigación y Conservación*. Universidad Autónoma de Baja California Sur, Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas.
- Álvarez-Borrego, S. (2010) Physical, chemical, and biological oceanography of the Gulf of California. En R. C. Brusca (Ed.), *The Gulf of California: Biodiversity and Conservation*. The University of Arizona Press & Arizona-Sonora Desert Museum Press.
- Álvarez-Borrego, S. y Lara-Lara, J. R. (1991). The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. En P. Dauplin y R. T. Simoneit (Eds.), *The Gulf and Peninsular province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists.
- Amador, J. A., Alfaro, E. J., Lizano, O. G., y Magaña, V. O. (2006). Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2-4), 101–142.
- Anderson, O. R. (1983). *Radiolara*. Springer Verlag.
- Anderson, O. R., Danelian, T. y Langdon, C. (1998). Cytoplasmic and 62lect fine structure of *Tetrapetalon elegans* (Polycystinea) and comparisons to *Hexacontium* spp. With implications for phylogeny and taxonomy of the Spumellarida. *Marine Micropaleontology*, 33(3-4), 299–307.

- Arz, J. A. (2004). Radiolarios. En E. Molina (Ed.), *Micropaleontología* (2ª ed.). Prensas Universitarias de Zaragoza.
- Badan-Dangon, A., Dorman, C. E., Merrifield, M. A., & Winant, C. D. (1991). The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 96(C9), 16877.
- Barron, J. A., Bukry, D. y Bischoff, J. L. (2004). High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology*, 50(3-4), 185–207.
- Barron, J. A., Bukry, D. y Dean, W. E. (2005). Paleoceanographic history of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15,000 years based on diatoms, silicoflagellates, and biogenic sediments. *Marine Micropaleontology*, 56(3-4), 81–102.
- Barron, J. A. y Bukry, D. (2007). Development of the California Current during the past 12,000 years based on diatoms and silicoflagellates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248(3-4), 313–338.
- Barron, J. A., Metcalfe, S. E. y Addison, J. A. (2012). Response of the North American monsoon to regional changes in ocean surface temperature. *Paleoceanography*, 27(3).
- Barron, J. A., Bukry, D. y Cheshire, H. (2014). Response of diatom and silicoflagellate assemblages in the central Gulf of California to regional climate change during the past 55kyrs. *Marine Micropaleontology*, 108, 28–40.
- Benson, R. N. (1966). *Recent Radiolaria from the Gulf of California* [Tesis de doctorado]. University of Minnesota.
- Benson, R. N. (2003). Cenozoic, Gulf of California. <<https://www.radiolaria.org/index.php?division=68>>.
- Biard, T. (2022). Diversity and ecology of Radiolaria in modern oceans. *Environmental microbiology*, 24(5), 2179–2200.
- Björck, S. (2013). Paleoclimate Reconstruction: Younger Dryas Oscillation, Global Evidence. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 222–228.
- Boltovskoy, D. (1998). Classification and distribution of south Atlantic recent polycystine radiolarian. *Paleontología Electronica*. 1(2):116 pp.
- Boltovskoy, D. y Jankilevich, S. S. (1985). Radiolarian distribution in east equatorial Pacific plankton. *Oceanología, Acta 8, 1*, 101-123.
- Boltovskoy, D. y Riedel, W. R. (1987). Polycystine radiolaria of the California Current region: Seasonal and geographic patterns. *Marine Micropaleontology*, 12, 65–104.

- Boltovskoy, D. y Alder, V. A. (1992). Paleocological implications of radiolarian distribution and standing stocks vs. accumulation rates in the Weddell Sea. En J. P. Kennett y D. A. Warnke (Eds.), *The Antarctic paleoenvironment: A perspective on global change*. American Geophysical Union.
- Boltovskoy, D. y Pujana, I. (2008). Radiolaria. En H. H. Camacho y M. I. Longobucco M. (Eds.), *Los invertebrados fósiles*. Fundación de Historia Natural Félix de Azara, Universidad Maimónides.
- Boltovskoy, D., Kling S. A., Takahashi K y K. Bjorklund. (2010). World Atlas of distribution of recent Polycystina (Radiolaria). *Paleontologia Electronica*, 13(3).
- Boltovskoy, D. y Correa, N. (2016). Planktonic equatorial diversity troughs: fact or artifact? Latitudinal diversity gradients in Radiolaria. *Ecology*, 98(1), 112–124.
- Boltovskoy, D., Anderson, O. R. y Correa, N. M. (2017). Radiolaria and Phaeodaria. En J. M. Archibald, A. G. B. Simpson y C. H. Slamovits (Eds.), *Handbook of the Protists*. Springer International Publishing.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P. y deMenocal, P. (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I. y Bonani, G. (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294(5549), 2130–2136.
- Boos, W. R. y Pascale, S. (2021). Mechanical forcing of the North American monsoon by orography. *Nature*, 599, 611-615.
- Booth, R. K., Jackson, S. T., Forman, S. L., Kutzbach, J. E., Bettis, E. A., Kreigs, J. y Wright, D. K. (2005). A severe centennial-scale drought in midcontinental North America 4200 years ago and apparent global linkages. *The Holocene*, 15(3), 321–328.
- Bordoni, S., Ciesielski, P. E., Johnson, R. H., McNoldy, B. D., y Stevens, B. (2004). The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT. *Geophysical Research Letters*, 31(10).
- Bowen, D. (2009). Last Glacial Maximum. En V. Gornitz (Ed.), *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Springer.
- Bray, N. A. (1988). Water mass formation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 93(C8), 9223.
- Bray, N. A. y Robles, J. M. (1991). Physical oceanography of the Gulf of California. En J. Dauphin y B. R. T. Simonet, (Eds.), *The Gulf of Peninsular Province of the California* (Vol. 47). American Association of Petroleum Geologists.
- Cheshire, H. y Thurow, J. (2013). Novel approaches to a unifying hypothesis for the Northeast Pacific's glacial mode of operation. *Paleoceanography*, 28, 1–15.

- Clark, P. U. y Mix, A. C. (2002). Ice sheets and sea level of the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1-7.
- Coope, G. R., Pennington, W., Mitchell, G. F., West, R. G., Morgan, A. V. y Peacock, J. D. (1977). Fossil Coleopteran Assemblages as Sensitive Indicators of Climatic Changes During Devensian (Last) Cold Stage. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 280(972), 313–340.
- Coria-Monter, E. (2015). Composición y abundancia del fitoplancton y su relación con los vórtices ciclónico y anticiclónico en la Bahía de La Paz [Tesis de doctorado]. Universidad Autónoma Metropolitana.
- Coria-Monter, E., Monreal-Gómez, M. A., Salas de León, D. A., Durán-Campos, E. y Merino-Ibarra, M. (2017). Wind driven nutrient and subsurface chlorophyll- a enhancement in the Bay of La Paz, Gulf of California. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 196, 290–300.
- Correa-Metrio, A., Cabrera, K. R. y Bush, M. B. (2010). Quantifying ecological change through discriminant analysis: a paleoecological example from the Peruvian Amazon. *Journal of Vegetation Science*, 21, 695-704.
- Cortese, G. y Abelmann, A. (2002). Radiolarian-based paleotemperatures during the last 160 kyr at ODP Site 1089 (Southern Ocean, Atlantic Sector). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 182(3-4), 259–286.
- Cronin, T. M. (1999). *Principles of paleoclimatology*. Columbia University Press.
- Cronin, T. M. (2010). *Paleoclimates: understanding climate change past and present*. Columbia University Press.
- Darby, D. A., Bischof, J. F., Spielhagen, R. F., Marshall, S. A. y Herman, S. W. (2001). Arctic ice exports events and their potential impact on global climate during the late Pleistocene. *Paleoceanography*, 17(2), 1-17.
- Dean, W. E. (2006). The geochemical record of the last 17,000 years in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Chemical Geology*, 232(3-4), 87–98.
- De Wever, P., Dumitrica, P., Caulet, J. P., Nigrini, C. y Caridroit, M. (2001). *Radiolarians in the sedimentary record*. Gordon and Breach.
- Diaz, H. F., Trigo, R., Hughes, M. K., Mann, M. E., Xoplaki, E. y Barriopedro, D. (2011). Spatial and Temporal Characteristics of Climate in Medieval Times Revisited. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 92(11), 1487–1500.
- Doose, H., Prahl, F. G. y Lyle, M. W. (1997). Biomarker temperature estimates for modern and last glacial surface waters of the California Current System between 33° and 42°N. *Paleoceanography*, 12(4), 615–622.

- Douglas, M.W., Maddox, R. A., Howard, K. y Reyes, S. (1993). The Mexican Monsoon. *Journal of Climate*, 6(8), 1665-1677.
- Douglas, R. G., González-Yajimovich, O., Ledesma-Vazquez, J. y Staines-Urias, F. (2007). Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California. *Quaternary Science Reviews*, 26, 115-129.
- Ehlers, J., Gibbard, P. L. y Hughes, P. D. (2017). Quaternary Glaciations and Chronology. En J. Menzies y J. J. M. van der Meer (Eds.), *Past Glacial Environments* (2^a ed.). Elsevier.
- Franco-Torres, A. M. (2014). *Registro decadal de radiolarios policistinos en Cuenca Alfonso (Bahía de la Paz) durante los últimos 600 años: su significado paleoecológico y paleoceanográfico* [Tesis de maestría]. Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología.
- Gama-Osorio, C. (2016). *Conformación de un modelo batimétrico de alta resolución de Bahía de La Paz* [Tesis de licenciatura]. Universidad Nacional Autónoma de México.
- García-Mirafuentes, S. (2010). *Análisis de las características del giro ciclónico de la Bahía de La Paz* (Tesis de maestría). Universidad Nacional Autónoma de México.
- Geological Society of America (1991). *Rock Color Chart with genuine Munsell color chips*. Munsell Color, USA.
- Gibbard, P. L. y Head, M. J. (2020). The Quaternary Period. En F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz y G. M. Ogg (Eds.), *Geologic Time Scale 2020*. Elsevier.
- Goñi, M. A., Thunell, R. C., Woodworth, M. P. y Müller-Karger, F. E. (2006). Changes in wind-driven upwelling during the last three centuries: Inter-ocean teleconnections. *Geophysical Research Letters*, 33(15).
- González-Yajimovich, O. (2004). *Holocene Sedimentation in the Southern Gulf of California and its Climatic Implications* [Tesis de doctorado]. University of Southern California.
- González-Yajimovich, O., Douglas, R. G. y Gorsline, D. S. (2005). The preserved carbonate record in Holocene sediments of the Alfonso and Pescadero basins, Gulf of California, Mexico. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116(3-4), 315-330.
- Gupta, S. M., Mohan, R. y Guptha, M. V. (2002). Radiolarian fluxes from the southern Bay of Bengal: sediment trap results. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(9), 1669-1688.
- Haug, H. G., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C. y Röhl, U. (2001). Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 293, 1304-1307.
- Herbert, T. D. (2001). Collapse of the California Current During Glacial Maxima Linked to Climate Change on Land. *Science*, 293(5527), 71-76.

- Hoek, W. Z. (2009). Bolling-Allerod Interstadial. En V. Gornitz (Ed.), *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments* (pp. 100-103). Springer.
- Ikenoue, T., Takahashi, K., & Tanaka, S. (2012). Fifteen-year time-series of radiolarian fluxes and environmental conditions in the Bering Sea and the central subarctic Pacific, 1990–2005. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 61-64, 17–49.
- Ishitani, Y. y Takahashi, K. (2007). The vertical distribution of Radiolaria in the waters surrounding Japan. *Marine Micropaleontology*, 65(3-4), 113–136.
- Ishitani, Y., Takahashi, K., Okazaki, Y. y Tanaka, S. (2008). Vertical and Geographic Distribution of selected Radiolarian Species in the North Pacific. *Micropaleontology*, 54(1), 27–39.
- Itaki, T., Komatsu, N. y Motoyama, I. (2007). Orbital- and millennial-scale changes of radiolarian assemblages during the last 220 kyrs in the Japan Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247(1-2), 115–130.
- Itaki, T., Minoshima, K. y Kawahata, H. (2008). Radiolarian flux at an IMAGES site at the western margin of the subarctic Pacific and its seasonal relationship to the Oyashio Cold and Tsugaru Warm currents. *Marine Geology*, 255(3-4), 131–148.
- Itaki, T., Sagawa, T. y Kubota, Y. (2018). Data report: Pleistocene radiolarian biostratigraphy, IODP Expedition 346 Site U1427. En R. Tada, R. W. Murray, C. A. Alvarez-Zarikian, y los científicos de la Expedición 346 (Eds.), *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program* (346avo volumen). College Station.
- Juillet-Leclerc, A. y Schrader, H. (1987). Variations of upwelling intensity recorded in varved sediment from the Gulf of California during the past 3,000 years. *Nature*, 329(6135), 146–149.
- Kimoto, K., Yuasa, T. y Takahashi, O. (2011). Molecular identification of reproductive cells released from *Cypridopsis irregularis* Nigrini (Radiolaria). *Environmental Microbiology Reports*, 3(1), 86–90.
- Kling, S. A. (1978). Siliceous microfossils. En B. V. Hagq y A. Boersma (Eds.), *Introduction to Marine Micropaleontology*. Elsevier.
- Kling, S. A. (1979). Vertical distribution of polycistine radiolarians in the central North Pacific. *Marine micropaleontology*, 4: 295-318.
- Kling, S. A. y Boltovskoy, D. (1995). Radiolarian vertical distribution patterns across the Southern California current. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 42(2), 191–231.
- Köhler, P., Knorr, G., Burion, D., Lourantou, A. y Chappellaz, J. (2011). Abrupt rise in atmospheric CO₂ at the onset of the Bølling/Allerød: in-situ ice core data versus true atmospheric signals. *Climate of the Past*, 7(2), 473–486.

- Kršinić, F. y Kršinić, A. (2012). Radiolarians in the Adriatic Sea plankton (Eastern Mediterranean). *Acta Adriatica*, 53(2), 189-211.
- Lavín, M. F. y Marinone, S. G. (2003). An Overview of the Physical Oceanography of the Gulf of California. En O. U. Velasco-Fuentes (Ed.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Kluwer Academic Publishers.
- Lavín, M. F., Castro, R., Beier, E., Godínez, V. M., Amador, A. y Guest, P. (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(C2).
- Lavín, M. F., Castro, R., Beier, E., Cabrera, C., Godínez, V. M. y Amador-Buenrostro, A. (2014). Surface circulation in the Gulf of California in summer from surface drifters and satellite images (2004-2006). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(7), 4278–4290.
- Lazarus, D. (2005). A brief review of radiolarian research. *Paläontologische Zeitschrift*, 79(1), 183–200.
- Leduc, G., Vidal, L., Tachikawa, K. y Bard, E. (2009). ITCZ rather than ENSO signature for abrupt climate changes across the tropical Pacific? *Quaternary Research*, 72(01), 123–131.
- Liu, Z. (2005). Atmospheric CO₂ forcing on glacial thermohaline circulation and climate. *Geophysical Research Letters*, 32, L02706.
- Loutre, M. F., Paillard, D., Vimeux, F. y Cortijo, E. (2004). Does mean annual insolation have the potential to change the climate? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 221, 1–14.
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvagi, G. y Ni, F. (2009). Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326(5957), 1256–60.
- Marshall, F. J. (2009). Glaciations, Quaternary. En V. Gornitz (Ed.), *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments* (pp. 389-394). Springer.
- Matsuoka, A. (2007). Living radiolarian feeding mechanisms: new light on past marine ecosystems. *Swiss Journal of Geosciences*, 100(2), 273–279.
- Matsuzaki, K. M., Nishi, H., Suzuki, N., Cortese, G., Eynaud, F., Takashima, R., Takashima, R., Kawate, Y. y Sakai, T. (2014). Paleooceanographic history of the Northwest Pacific Ocean over the past 740kyr, discerned from radiolarian fauna. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 396, 26–40.
- Matsuzaki, K. M., Itaki, T. y Kimoto, K. (2016). Vertical distribution of polycystine radiolarians in the northern East China Sea. *Marine Micropaleontology*, 125, 66–84.

- Matsuzaki, K. M., Itaki, T. y Sugisaki, S. (2020). Polycystine radiolarians vertical distribution in the subtropical Northwest Pacific during Spring 2015 (KS15-4). *Paleontological Research*, 24(2), 113-133.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maascha, K. A., Meeker, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kereveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Racki, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R. y Steig, E. J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 2434-255.
- McClymont, E. L., Ganeshram, R. S., Pichevin, L. E., Talbot, H. M., van Dongen, B. E., Thunell, R. C., Haywood, A. M., Singarayer, J. S. y Valdes, P. J. (2012). Sea-surface temperature records of Termination 1 in the Gulf of California: Challenges for seasonal and interannual analogues of tropical Pacific climate change. *Paleoceanography*, 27(2).
- McMillen, K. J. y Casey, R. E. (1978). Distribution of living polycystine radiolarians in the Gulf of Mexico and Caribbean Sea, and comparison with the sedimentary record. *Marine Micropaleontology*, 3(2), 121-145.
- Molina-Cruz, A. (1986). Evolución oceanográfica de la boca del Golfo de California. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM*, 13(2), 95-120.
- Molina-Cruz, A. (1988). Late Quaternary oceanography of the mouth of the Gulf of California: The polycystine connection. *Paleoceanography*, 3(4), 447-459.
- Molina-Cruz, A. (1997). *Catálogo taxonómico y biogeográfico de los radiolarios (orden Polycystina) de la región central y sur del Golfo de California*. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Informe final SNIB-CONABIO proyecto No. B041.
- Molina-Cruz, A. y Martínez-López, M. (1994). Oceanography of the Gulf of Tehuantepec, Mexico, indicated by Radiolaria remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110(3-4), 179-195.
- Molina-Cruz, A., Welling, L. A. y Caudillo-Bohorquez, A. (1999). Radiolarian distribution in the water column, southern Gulf of California, and its implication in thanatocoenose constitution. *Marine Micropaleontology*, 37(2), 149-171.
- Molina-Cruz, A., Pérez-Cruz, L. y Monreal-Gómez, M. A. (2002). Laminated sediments in the Bay of La Paz, Gulf of California: a depositional cycle regulated by pluvial flux. *Sedimentology*, 49(6), 1401-1410.
- Monreal-Gómez, M. A., Molina-Cruz, A. y Salas de León, D. A. (2001). Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *Journal of Marine Systems*, 30, 305-315.

- Montenegro A., Evy, M., Kaplan, J. O., Meissner, K. J. y Weaver, A. (2006). Carbon storage on exposed continental shelves during the glacial-interglacial transition. *Geophysical Research Letters*, 33, L08703.
- Motoyama, I. y Nishimura, A. (2005). Distribution of radiolarians in North Pacific surface sediments along the 175°E meridian. *Paleontological Research*, 9(2), 95–117.
- Nazarov, B. B. (1973). Radiolarians from the Lowermost Horizons of the Batenev Mountain Ridge. En *Problems of Paleontology and Biostratigraphy of the Lower Cambrian of Siberia and the Far East*. Nauka, Novosibirsk, 5–13.
- Nimmergut, A. y Abelmann, A. (2002). Spatial and seasonal changes of radiolarian standing stocks in the Sea of Okhotsk. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 49(3), 463–493.
- Obut, O. e Iwata, K. (2000). Lower Cambrian Radiolaria from the Gorny Altai (southern West Siberia). *Journal of Geology and Geophysics*, 41, 33-37.
- Osman, M. B., Tierney, J. E., Zhu, J., Tardif, R., Hakim, G. J., King, J. y Poulsen, C. J. (2021). Globally resolved surface temperatures since the Last Glacial Maximum. *Nature*, 599, 239-244.
- Paillard, D. (2009). Last Glacial Termination. En V. Gornitz (Ed.), *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments* (pp. 495-498). Springer.
- Pajares, S. (2021). Unraveling the distribution patterns of bacterioplankton in a mesoscale cyclonic eddy confined to an oxygen-depleted basin. *Aquatic Microbial Ecology*, 87, 151-166.
- Pérez-Cruz, L. (2006). Climate and ocean variability during middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. *Quaternary Research*, 65, 401-410.
- Pérez-Cruz, L. (2013). Hydrological changes and paleoproductivity in the Gulf of California during middle and late Holocene and their relationship with ITCZ and North American Monsoon variability. *Quaternary Research*, 79, 138-151.
- Pérez-Cruz, L., Villagrán-de-la-Cruz, G. E. y Gómez-Lizárraga, L. (2009). Radiolarios en los sedimentos marinos del Cuaternario tardío del Golfo de California: Paleoceanografía y Paleoclimatología. En: A. Gogichaisvili (Ed.), *Monografías del Instituto de Geofísica* (pp. 15-72). Instituto de Geofísica, UNAM.
- Pérez-Cruz, L. y Urrutia-Fucugauchi, J. (2010). Holocene laminated sediments from the southern Gulf of California: geochemical, mineral magnetic and microfossil study. *Journal of Quaternary Science*, 25(6), 989–1000.
- Pérez-Cruz, L., Gómez, L., Urrutia-Fucugauchi, J. y Choumiline, K. (2015). Climatic changes during Mid-Late Holocene in the southern Gulf of California. En U. K. Tekin y A. Tuncer (Eds.), *Newsletter of the International Association of Radiolarists: The 14th Meeting of the International*

Association of Radiolarists A conference on Fossil and Recent Radiolarians (35avo. volumen). Interrad.

Peteet, D. M. (2009). Younger Dryas. En V. Gornitz (Ed.), *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments* (pp. 993-995). Springer.

Petit J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J. M., Bender, M., Chappellaz, J., Davies, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, C. M., Ritz, C., Saltzman, E. y Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.

Petrushevskaya, M. G. (1986). *Radiolarian analysis*. Akademiya Nauk SSSR.

Pisias, N. G. (1986). Vertical water mass circulation and the distribution of radiolaria in surface sediments of the gulf of California. *Marine Micropaleontology*, 10, 189-205.

Pisias, N. G. y Rea, D. K. (1988). Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: Sea surface response to the southeast Trade Winds. *Paleoceanography*, 3(1), 21–37.

Portela, E., Beier, E., Barton, E. D., Castro, R., Godínez, V., Palacios-Hernández, E., Fiedler, P. C., Sánchez-Velasco, L. y Trasviña, A. (2016). Water Masses and Circulation in the Tropical Pacific off Central Mexico and Surrounding Areas. *Journal of Physical Oceanography*, 46(10), 3069–3081.

Pouille, L., Obut, O., Danelian, T. y Sennikov, N. (2011). Lower Cambrian (Botomian) polycystine Radiolaria from the Altai Mountains (southern Siberia, Russia). *Comptes Rendus Palevol*, 10(8), 627–633.

Pride, C., Thunell, R., Sigman, D., Keigwin, L., Altabet, M. y Tappa, E. (1999). Nitrogen isotopic variations in the Gulf of California since the Last Deglaciation: Response to global climate change. *Paleoceanography*, 14(3), 397–409.

Probert, I., Siano, R., Poirier, C., Decelle, J., Biard, T., Tuji, A., Suzuki, N. y Not, F. (2014). *Brandtodinium* gen. nov. and *B. nutricula* comb. nov. (Dinophyceae), a dinoflagellate commonly found in symbiosis with polycystine radiolarians. *Journal of Phycology*, 50(2), 388–399.

Rapp, D. (2012). *Ice Ages and Interglacials: Measurements, Interpretation, and Models* (2^a ed.). Springer.

Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, L. M., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, B., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E. y Ruth, U. (2006). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *Journal of Geophysical Research*, 111, D06102.

Renssen, H., Seppä, H., Heiri, O., Roche, D. M., Goosse, H. y Fichet, T. (2009). The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geoscience*, 2(6), 411–414.

- Rodbell, D. T., Seltzer, G. O., Anderson, D. M., Abbot, M. B., Enfield, D. B. y Newman, J. H. (1999). An ~15,000 year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science*, 283(5401), 516-520.
- Rogers, J. (2016). Monsoonal and other climatic influences on radiolarian species abundance over the last 35 ka, as recorded in core FR10/95-GC17, off North West Cape (Western Australia). *Revue de Micropaléontologie*, 59(3), 275–293.
- Sachs, H. M. (1973). *Quantitative radiolarian-based paleoceanography in Late Pleistocene subarctic Pacific sediments* [Tesis de doctorado]. Brown University.
- 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.
- Sandin, M. M., Biard, T., Romac, S., O’Dogherty, L., Suzuki, N. y Not, F. (2021). A Morpho-molecular Perspective on the Diversity and Evolution of Spumellaria (Radiolaria). *Protist*, 172(3), 125806.
- Shuman, B. N. y Marsicek, J. (2016). The structure of Holocene climate change in mid-latitude North America. *Quaternary Science Reviews*, 141, 38–51.
- Staines-Urías, F., González-Yajimovich, O. y Beaufort, L. (2015). Reconstruction of past climate variability and ENSO-like fluctuations in the Southern Gulf of California (Alfonso Basin) since the last glacial maximum. *Quaternary Research*, 83, 488-501.
- Sugiyama, K., Hori, R. S., Kusunoki, Y., & Matsuoka, A. (2008). Pseudopodial features and feeding behavior of living nassellarians *Eucyrtidium hexagonatum* Haeckel, *Pterocorys zancleus* (Müller) and *Dictyocodon prometheus* Haeckel. *Paleontological Research*, 12(3), 209–222.
- Suzuki, N. y Sugiyama, K. (2001). Regular axopodial activity of *Diplosphaera hexagonalis* Haeckel (spheroidal spumellarian, Radiolaria). *Paleontological Research*, 5(2), 131-140.
- Suzuki, N. (2005). Physiological axopodial activity of *Rhizosphaera trigonacantha* Haeckel (a spheroidal radiolarian, Polycystina, Protista). *Marine Micropaleontology*, 54(3-4), 141–153.
- Suzuki, N. y Aita, Y. (2011). Radiolaria: achievements and unresolved issues: taxonomy and cytology. *Plankton and Benthos Research*, 6(2), 69–91.
- Suzuki, N. y Not, F. (2015). Biology and Ecology of Radiolaria. *Marine Protists*, 179–222.
- Suzuki, N., O’Dogherty, L., Caulet, J. P. y Dumitrica, P. (2021). A new integrated morpho- and molecular systematic classification of Cenozoic radiolarians (class Polycystinea) – suprageneric taxonomy and logical nomenclatorial acts. *Geodiversitas* 43(15): 405–573.
- Takahashi, K. (1991). Radiolaria: flux, ecology, and taxonomy in the Pacific and Atlantic. En S. Honjo (Ed.), *Ocean Biocoenosis* (Serie 3). Woods Hole Oceanographic Institution Press.

- Takahashi, K. (1997). Time-series fluxes of Radiolaria in the eastern subarctic Pacific Ocean. *NOM, Spec.*, (10), 299-309.
- Tanaka, S. y Takahashi, K. (2008). Detailed vertical distribution of radiolarian assemblage (0-3000 m, fifteen layers) in the central subarctic Pacific, June 2006. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University. Series D, Earth and planetary sciences*, 32(1), 49-72.
- Thunell, R., Pride, C., Ziveri, P., Muller-Karger, F., Sancetta, C. y Murray, D. (1996). Plankton response to physical forcing in the Gulf of California. *Journal of Plankton Research*, 18(11), 2017–2026.
- Torres-Orozco, E. (1993). *Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California* [Tesis de maestría]. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada.
- Uriarte, C. A. (2010). *Historia del clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco.
- van de Paverd, P. J. (1995). *Recent Polycystine Radiolaria from the Snellius-II Expedition* [Tesis de doctorado]. Free University De Boelelaan, Center for Marine Earth Science & University of Oslo, Paleontological Museum.
- Velázquez-Aguilar, M. O. (2019). *Registro de precipitación en la región del Océano Pacífico tropical oriental (Cuenca Alfonso, Golfo de California), durante los últimos 18,000 años: una aproximación a través de indicadores geoquímicos* [Tesis de maestría]. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Villagrán de la Cruz, G. E. (2011). *Cambios multidecadales del clima registrados en los sedimentos anóxicos de la cuenca del Carmen, golfo de California durante el Holoceno tardío* [Tesis de maestría]. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Villegas-Aguilera M. M. (2009). *Fitoplancton silíceo de la zona eufótica como señal de la productividad primaria en Cuenca Alfonso, Golfo de California* [Tesis de maestría]. Programa del Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, Instituto Politécnico Nacional.
- Welling, L. A. y Pisias, N. G. (1993). Seasonal Trends and Preservation Biases of Polycystine Radiolaria in the Northern California Current System. *Paleoceanography*, 8(3), 351–372.
- Welling, L. A., Pisias, N. G., Johnson, E. S. y White, J. R. (1996). Distribution of polycystine radiolarian and their relation to the physical environment during the 1992 El Niño and following cold event. *Deep-Sea Research II*, 43, 1413-1434.
- Yamashita, H., Takahashi, K. y Fujitani, N. (2002). Zonal and vertical distribution of radiolarians in the western and central Equatorial Pacific in January 1999. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(13-14), 2823–2862.

Yuasa, T., Horiguchi, T., Mayama, S. y Takahashi, O. (2016). *Gymnoxantheella radiolaria* gen. et sp. nov. (Dinophyceae), a dinoflagellate symbiont from solitary polycystine radiolarians. *Journal of Phycology*, 52(1), 89–104.

Zimov, S., Schuur, A. G. y Chapin III, F. S. (2006). Permafrost and the global carbon budget. *Science*, 312, 1612-1613.