



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

Paleoceanografía de la región central del Golfo de California durante el Cuaternario tardío, a través de un enfoque multiproxy

TESIS

Que para optar por el grado académico de

**Doctor en Ciencias
(Geología Marina)**

PRESENTA:

M. en C. Mauricio Omar Velázquez Aguilar

TUTORA PRINCIPAL

Dra. Ligia Lucina Pérez Cruz
(Instituto de Geofísica, UNAM)

JURADO DE EXAMEN

Dr. Erik Coria Monter
(Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM)

Dr. Yohan Alexander Correa Metrio
(Instituto de Geología, UNAM)

Dra. María Luisa Machain Castillo
(Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM)

Dra. Isabel Israde Alcántara
(Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo)

Ciudad de México, México. Mayo, 2024



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos académicos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por permitir mi desarrollo académico una vez más, y por darme la oportunidad de concluir mis estudios de doctorado formando parte de la máxima casa de estudios del país.

Al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, de la UNAM, por recibirme y dejarme realizar mis estudios de doctorado dentro de su programa; y porque a lo largo de este camino recorrido pude entender lo maravilloso que es el océano y, más importante aún, tuve la dicha de estudiarlo.

Al Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías (CONAHCyT) por otorgarme la beca número 762744, para realizar mis estudios de doctorado, a través del Programa de Becas Nacionales.

Al proyecto PAPIIT-DGAPA-UNAM número IN116623 “Registro climático de la cuenca de Guaymas, Golfo de California, durante los últimos 50,000 años, a través de un enfoque multiproxy”, por el apoyo financiero para realizar parte de los análisis de las muestras objeto de estudio de esta investigación.

A mi asesora, la Dra. Ligia Pérez Cruz, por seguirme acompañando a lo largo de mi formación académica después de tanto tiempo, por enseñarme, tenerme paciencia y motivarme a seguir adelante sin importar los obstáculos que se presenten. Agradezco profundamente todo el tiempo invertido, las revisiones y retroalimentaciones dadas para el desarrollo y culminación de este proyecto.

A los miembros de mi comité tutorial: el Dr. Erik Coria Monter y el Dr. Alexander Correa Metrio, por estar dispuestos desde el primer día a enriquecer este trabajo y aportar útiles comentarios y sugerencias. A la Dra. María Luisa Machain Castillo y a la Dra. Isabel Israde Alcántara, que se integraron después, por todo su tiempo y disposición para involucrarse en el proyecto y retroalimentarlo.

Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, por su acompañamiento durante toda la investigación y por su generoso apoyo a través del proyecto IICEAC 418908 para el financiamiento de los análisis de radiocarbono de esta investigación.

Al M. en C. Alejandro Aldama Cervantes, por su apoyo en la elaboración de los modelos de edad de las secuencias sedimentarias analizadas y por su disposición para discutir los resultados de esta tesis.

A la M. en C. Marysol Valdez Hernández por su apoyo en la creación y edición de imágenes para este trabajo.

Al Ing. Rafael Venegas Ferrer, por la recolección y obtención de datos en la sede del *International Ocean Discovery Program* (IODP), en *College Station*, Texas.

Al grupo científico y técnicos de la Expedición 385 “*Guaymas Basin Tectonics and Biosphere*” del IODP, así como a la tripulación de la plataforma de perforación *Joides Resolution*, por obtener los núcleos de sedimentos utilizados en esta investigación, y por todo el trabajo realizado durante la expedición.

Agradecimientos personales

Agradezco profundamente a mi madre, Blanca, por todo el amor que me ha dado desde que tengo memoria. Por ser siempre un pilar en mi vida, por enseñarme a luchar por lo que quiero y, sobre todo, por siempre apoyarme en mis decisiones. ¡Te amo, ma'!

A Ligia, por seguir enseñándome después de tantos años, por apoyarme desde entonces y por depositar su confianza en mí. Por dejarme crecer y guiarme a lo largo del camino, por alentarme a tomar nuevos rumbos, y aún en esos instantes, seguirme apoyando. Y porque sé que aun cuando tengo que partir, siempre tendré a alguien a quién pedir un consejo y guía. ¡Muchas gracias, Ligia!

A mi hermano, Jorge, por seguir siendo un ejemplo a seguir, por ser tan responsable y fiel a sus convicciones. Por apoyarme a su manera y siempre estar pendiente de mí. ¡Te quiero mucho, hermano!

A Luz Adriana, mi amiguita desde hace ya varios años. Aun parecen muy cercanos aquellos días donde nos animábamos mutuamente a terminar esa tesis de licenciatura. Gracias por estar siempre presente y dispuesta a ayudar cuando se necesita, por todas las risas, la convivencia, los chistes bobos, por la confianza y por creer tanto en mí y mis capacidades.

A Nadia, porque los años han pasado y aquí seguimos dando batalla. Porque muchos de mis recuerdos y aventuras desde mi paso por la licenciatura y hasta ahora están vinculados a ti. Porque a pesar del tiempo, aquí sigues mostrando tu amistad y tu apoyo.

Al barbonzuelo, Daniel, gracias por estar conmigo este tiempo. Te agradezco el enseñarme de manera directa e indirecta tantas cosas y por ayudarme a crecer tanto como persona. Gracias por apoyarme, entenderme y animarme a seguir adelante. Principalmente, gracias por ser mi compañero de equipo, el número 1, y por ser mi compañero de viaje.

A Rafael, Marysol y Alex, por hacer muy agradables, divertidos y amenos los días en el laboratorio. Gracias por las risas, las comidas, las salidas, la convivencia, por compartir alegrías, momentos de estrés y por acompañarme día a día en este largo proceso llamado doctorado. En pocas palabras, gracias por ser mi familia académica.

A Carlos, por acompañarme a lo largo de todo este proceso, por el cariño, la compañía, la paciencia y por todo el apoyo que me brindaste de diferentes formas.

Finalmente, gracias a Carmen, Miguel, Isa y a todos aquellos que no menciono directamente pero que contribuyeron con su granito de arena a hacer más ligera esta travesía, ya sea apoyándome académicamente en la culminación de este trabajo, o simplemente me hicieron reír en un momento de estrés.

*Este trabajo dedicado a Blanca y Ligia, por formarme y apoyarme,
cada una desde su trinchera, pero ambas siendo claro ejemplo de
mujeres excepcionales.*

The least movement is of importance to all nature.

The entire ocean is affected by a pebble.

Blaise Pascal

Índice general

Introducción	1
Justificación	4
Preguntas de investigación	6
Objetivos	6
Capítulo 1. Antecedentes	7
1.1 Introducción al Golfo de California	7
1.2 Cuenca Guaymas.....	7
1.2.1 Localización geográfica y batimetría	7
1.2.2 Clima	8
1.2.3 Marco oceanográfico.....	10
1.2.4 Productividad y nutrimentos	15
1.2.5 Sedimentos	16
Capítulo 2. Variabilidad climática del Cuaternario	18
2.1 Mecanismos de forzamiento climático.....	19
2.2 Variabilidad a escala milenaria durante el Cuaternario tardío	20
2.3 Variabilidad climática en la cuenca Guaymas durante los último 30,000 años	21
Capítulo 3. Proxies	24
3.1 Microfósiles silíceos.....	24
3.1.1 Radiolarios policistinos	24
3.1.2 Silicoflagelados	25
Capítulo 4. Métodos	28
4.1 Perforación de los sitios	29
4.1.1 Litología	29
4.2 Muestreo del sedimento	30
4.3 Modelo de edad	30
4.4 Silicoflagelados y radiolarios	31
4.5 Análisis estadísticos	32
Capítulo 5. Resultados	34
5.1 Marco cronológico y modelos de edad.....	34
5.2 Radiolarios	37
5.2.1 Distribución de radiolarios en los sedimentos.....	40

5.2.2 Radiolarios más representativos en las secuencias sedimentarias.....	41
5.2.3 Análisis de factores	41
5.2.4 Asociaciones de radiolarios a lo largo de las secuencias sedimentarias	43
5.3 Silicoflagelados	51
5.3.1 Afinidades ambientales	52
5.3.2 Silicoflagelados a lo largo de las secuencias sedimentarias	52
Capítulo 6. Discusión e interpretación.....	56
6.1 Tasas de sedimentación.....	56
6.2 Configuración climática y oceanográfica de los últimos 31,000 años cal AP	57
6.2.1 Intervalo pre-UMG (~31,260 a 26,500 años cal AP).....	57
6.2.2 UMG (~26,500 a 19,000 años cal AP).....	59
6.2.3 Desglaciación (~19,000 a 11,600 años cal AP).....	59
6.2.4 Holoceno (~11,600 años cal AP al presente)	62
Conclusiones.....	64
Referencias	66
Anexo 1 – Análisis de Factores (Radiolaria)	74
U1545-A. Carga de los factores	74
U1549-A. Carga de los factores	76
Anexo 2 – Abundancias relativas (Silicoflagellata)	77
U1545-A. Abundancias relativas	77
U1549-A. Abundancias relativas.	79

Índice de figuras y tablas

Figuras

Figura 1. Circulación atmosférica estacional del Pacífico tropical oriental: a) invierno-primavera, b) verano-otoño. Se muestra la posición de la ZCIT (línea punteada), del Centro Atmosférico de Alta Presión del Pacífico Norte y la formación del centro de baja presión sobre el noroeste de México en verano-otoño. La dirección de los vientos dominantes en el interior del golfo se muestra con una flecha azul (Modificada de Kessler, 2006).

Figura 2. a) Corte transversal de la cuenca Guaymas, se señalan las profundidades de las masas de agua, incluyendo el cambio estacional en la superficie: invierno-primavera (azul) y verano-otoño (rojo) (modificada de Torres-Orozco, 1993 y Pérez-Cruz et al., 2009); b) Perfil batimétrico del Golfo de California, se señala el frente termohalino estacional entre las masas de agua superficiales, así como las masas de agua superficiales, subsuperficiales y profundas.

Figura 3. Circulación oceánica superficial estacional en el Pacífico tropical oriental: a) invierno-primavera, b) verano-otoño. Se señala la variación en la extensión de la Corriente Norecuatorial (CNE), la Contracorriente Norecuatorial (CCNE), la corriente de California (CC), la Corriente Surecuatorial (CSE) y la corriente Costera de Costa Rica (CCR) (Modificada de Kessler, 2006).

Figura 4. Circulación superficial en el Golfo de California en: a) invierno y b) verano. c) Posición estacional del frente termohalino entre el Agua del Golfo de California (AGC) y el Agua Superficial Tropical (AST), así como el máximo alcance hacia el sur del Agua de la Corriente de California (ACC) en invierno (líneas azules) y del AST en verano (líneas rojas) (Acevedo-Acosta y Martínez-López, 2022).

Figura 5. Representación esquemática de la posición del jet stream polar (flecha negra) durante a) el Último Máximo Glacial y b) el Holoceno. En la primera se señala la extensión máxima de los bloques de hielo en el hemisferio norte durante la última glaciación (Modificada de COHMAP Members, 1988 y Hughes et al., 2013).

Figura 6. Cambios en el volumen de hielo del manto Laurentino durante los últimos 50,000 mil años. Los valores están expresados en términos de cambios eustáticos en el nivel del mar equivalentes (metros) (factor de conversión de 25.19 m por 1,015 m³ de hielo) (Modificada de Hughes et al., 2013).

Figura 7. Representación esquemática de la extensión de las celdas de circulación atmosférica durante: a) clima interglacial, con la división húmedo/seco cerca de ~27° N y b) clima glacial. Se señala la posición de la cuenca Guaymas (rectángulo rojo) (Modificada de Cheshire & Thurow, 2013).

Figura 8. Posición geográfica de los pozos U1545-A y U1549-A.

Figura 9. Secuencias sedimentarias de los pozos U1545-A y U1549-A. Se muestra la profundidad en metros bajo el piso oceánico (mbpo), la edad (años cal AP), los núcleos sedimentarios, el porcentaje de recuperación y la litología principal (modificada de Teske et al., 2019).

Figura 10. Diagrama de flujo que sintetiza los métodos utilizados para el desarrollo de esta investigación.

Figura 11. Modelos de edad para los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A.

Figura 12. Tasas de sedimentación, en sentido estratigráfico, de los pozos U1545-A y U1549-A.

Figura 13. Abundancia relativa, en sentido estratigráfico, de los órdenes Nassellaria y Spumellaria en los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A.

Figura 14. Microfósiles silíceos. Radiolarios (A) *Arachnocorallium calvata*, (B) *Botryostrobus aquilonaris*, (C) *B. auritus-australis*, (D) *Cladoscenum* sp cf. *C. tricolpium*, (E) *Cycladophora davisiana*, (F) *Lithomelissa setosa*, (G) *L. thoracites*, (H) *Peridium longispinum*, (I) *Phorticium pylonium* grupo, (J) *Siphocampe lineata*,

(K) *Tetrapyle octacantha* grupo. Silicoflagelados (L) *Dictyocha fibula* var. *messanensis*, (M) *Octactis octonaria* var. *pulchra*, (N) *Octactis speculum*.

Figura 15. Distribución en sentido estratigráfico de las asociaciones de radiolarios del Pozo U1545-A.

Figura 16. Distribución en sentido estratigráfico de las asociaciones de radiolarios del Pozo U1549-A.

Figura 17. Distribución en sentido estratigráfico de las especies de silicoflagelados más abundantes en los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A.

Figura 18. Abundancias relativas porcentuales, en el Pozo U1545-A, de las especies de silicoflagelados seleccionadas.

Figura 19. Abundancias relativas porcentuales, en el Pozo U1549-A, de las especies de silicoflagelados seleccionadas.

Figura 20. Registros de a) valores estandarizados de factor AIP; b) proporción Pa/Th (McManus et al., 2004); c) insolación solar a 23°N (DeMenocal et al., 2000); d) valores estandarizados de factor AST; e) valores estandarizados de factor ACC; f) volumen de hielo (cambios eustáticos en m (Hughes et al., 2013); g) valores estandarizados de factor AGC.

Figura 21. Registros de a) insolación solar a 23°N (de Menocal et al., 2000); b) abundancia relativa de *D. fibula* var. *messannensis*; c) abundancia relativa de *O. speculum*; d) volumen de hielo (cambios eustáticos en m) (Hughes et al., 2013); e) abundancia relativa de *O. octonaria* var. *pulchra*.

Tablas

Tabla 1. Características de las masas de agua presentes en el GdC (Portela et al., 2016).

Tabla 2. Afinidades ambientales de los radiolarios y silicoflagelados utilizados en este estudio.

Tabla 3. Información técnica de los pozos utilizados para esta investigación (Teske et al., 2019).

Tabla 4. Fechamientos de radiocarbono y edades calibradas para los pozos U1545-A y U1549-A

Tabla 5. Tasas de sedimentación en los pozos U1545-A y U1549-A.

Tabla 6. Listado taxonómico de radiolarios encontrados en los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A.

Tabla 7. Especies de radiolarios representativas de los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A.

Tabla 8. Análisis de Factores modo Q, para cada uno de los pozos.

Tabla 9. Puntajes de factor de los radiolarios más relevantes para cada factor en el Pozo U1545-A.

Tabla 10. Puntajes de factor de los radiolarios más relevantes para cada factor en el Pozo U1549-A.

Tabla 11. Listado taxonómico de silicoflagelados en los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A.

Resumen

El análisis de alta resolución de los radiolarios y silicoflagelados preservados en los sedimentos de los sitios U1545-A y U1549-A, perforados durante la Expedición 385 del IODP en la cuenca Guaymas, en el Golfo de California, proporciona información detallada sobre la evolución de la circulación oceánica y las masas de agua, y su relación con las condiciones climáticas del Océano Pacífico tropical oriental durante los últimos 31,000 años cal AP (con base en los fechamientos de radiocarbono AMS). De acuerdo a los registros, en el intervalo previo al Último Máximo Glacial, la cuenca Guaymas experimentó una alternancia en los patrones de circulación, particularmente entre el Agua de la Corriente de California (ACC) y el Agua del Golfo de California (AGC), con una presencia extendida del Agua Intermedia del Pacífico (AIP) debido a: la amplificación de los *jet streams*; el movimiento hacia el sur del Sistema de la Corriente de California (SCC) y la incursión del ACC en el golfo; y una mayor formación del Agua Intermedia del Pacífico Norte (AIPN). El Último Máximo Glacial fue testigo de la incursión del ACC en el golfo, debido al fortalecimiento del SCC. El predominio del AIP indica la expansión y mayor formación del AIPN. El evento Heinrich-I, tal como se manifiesta en el registro sedimentario, muestra dos patrones oceanográficos distintos, uno que sugiere un dominio del AGC y el otro, la incursión del ACC. El interstadial Bølling-Ållerød presentó la incursión de aguas superficiales tropicales (AST), AGC y ACC, vinculadas con la migración hacia el norte de la Zona de Convergencia Intertropical. Durante el Younger Dryas, dominó el ACC como respuesta al fortalecimiento del SCC y de las condiciones climáticas frías, que fue reemplazada por el AGC hacia el final del intervalo. El Holoceno mostró períodos alternos de AST y AGC, con el probable inicio del régimen monzónico moderno entre 7,600 y 1,000 años cal AP. A partir de ~1,000 cal AP, la ZCIT se desplazó hacia el sur.

Abstract

The high-resolution analysis of radiolarians and silicoflagellates in sediments from Holes U1545A and U1549A drilled during IODP Expedition 385 in the Guaymas Basin, in the Gulf of California provides detailed insights into the evolution of ocean circulation and water masses, and its relation to Eastern Tropical Pacific Ocean climate conditions, over the past 31,000 cal years BP (based on AMS radiocarbon dates). In the pre-Last Glacial Maximum, the Guaymas Basin experienced alternating circulation patterns of California Current Water (CCW) and Gulf of California Water (GCW), with an extended presence of the Pacific Intermediate Water (PIW) owing to: amplified jet streams; southern movement of the California Current System (CCS) and the incursion of CCW into the gulf; and increased North Pacific Intermediate Water (NPIW) formation. The Last Glacial Maximum witnessed the incursion of CCW due to the stronger CCS. The dominance of the PIW indicates the expansion and formation of NPIW. The Heinrich-I event as manifested in the core record, displays two distinct patterns, one suggesting GCW-like dominance and the other, the occurrence of CCW. The Bølling-Ållerød interstadial featured the entry of Tropical Surface Water (TSW), GCW, and CCW, linked with the northward migration of the Intertropical Convergence Zone. In the Younger Dryas, CCW dominated, transitioning to GCW as colder climatic conditions and more intense CCS. The Holocene displayed alternating periods of TSW and GCW, with a modern monsoon regime from 7,600 to 1,000 cal years BP. From 1,000 cal years BP to the present the ITCZ shifted to the south.

Introducción

Los registros sedimentarios en el Golfo de California (GdC), y en particular en la cuenca Guaymas, juegan un papel crucial en los estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos del Cuaternario debido a las características únicas que permiten la preservación de registros sedimentarios de alta resolución, proporcionando así conocimiento sobre los cambios ambientales (Barron et al., 2005; McClymont et al., 2012).

La sensibilidad de la cuenca Guaymas a las variaciones regionales en el golfo y a la circulación climática a mayor escala del Océano Pacífico oriental tropical permite que sus sedimentos registren los cambios climáticos a niveles regional y global de la cuenca del Pacífico (Barron et al., 2005; Pérez-Cruz, 2013). Además, la dinámica tectónica contribuye a las variaciones sedimentarias que reflejan cambios en el nivel del mar, la circulación oceánica y los procesos geológicos locales (Lizarralde et al., 2007; Miller & Lizarralde, 2013).

El desarrollo de los trabajos paleoclimáticos y paleoceanográficos se remonta a la década de los 80's, cuando se obtuvieron los primeros registros sedimentarios a partir de las perforaciones llevadas a cabo en la plataforma de perforación *Glomar Challenger* del *Deep Sea Drilling Project Leg 64*. Durante esta expedición se obtuvieron registros sedimentarios del golfo, con un alcance temporal de ~ 1.4 Ma, y su estudio tuvo diversos enfoques, entre ellos el estudio de la evolución del GdC desde una perspectiva paleoceanográfica (Molina-Cruz, 1986; 1988).

Particularmente, los estudios paleoclimáticos en la cuenca Guaymas enfocados al Cuaternario tardío han revelado información relevante, a través de análisis multiproxy (incluidos isótopos estables, biomarcadores y conjuntos de microfósiles), sobre los cambios en la temperatura de la superficie del mar (TSM), la circulación superficial y subsuperficial, la productividad y los regímenes de precipitación. En particular, los estudios de variabilidad climática en la cuenca Guaymas han cubierto principalmente los últimos $\sim 20,000$ años calibrados antes del presente (años cal AP) en diferentes escalas de tiempo (Keigwin & Jones, 1990; Sancetta, 1995; Pride et al., 1999; Barron et al., 2005; McClymont et al., 2012); sin embargo, algunos estudios se extienden hasta $\sim 50,000$ años cal AP (Cheshire & Thurow, 2013; Price et al., 2013; Barron et al., 2014). Las reconstrucciones paleoclimáticas se han basado en varios indicadores (microfósiles, ópalo, Carbono Orgánico Total-COT, isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{15}\text{N}_{\text{org}}$, marcadores moleculares $\text{U}^{37}\text{K}'$ y TEX^{86}H , y reflectancia) para identificar cambios en la productividad del océano, surgencias eólicas, así como cambios en la oxigenación de columna de agua y TSM.

Se han sugerido condiciones cálidas y estratificadas durante el Estadio Isotópico Marino (EIM) 3 en la cuenca Guaymas, en contraste con la presencia de agua relativamente fría ($\text{SST} < 16$ °C) y de baja salinidad durante el EIM 2 (Barron et al., 2014). Los Eventos Heinrich (EH) 3, 2 y 1 se caracterizaron por condiciones de baja productividad debido a la disminución de los procesos de surgencia como consecuencia del debilitamiento de los vientos del noroeste (NO) (Price et al., 2013). Durante el Último Máximo Glacial (UMG), se ha sugerido

que la productividad disminuyó y la precipitación aumentó, debido a la migración latitudinal del Centro de Alta Presión del Pacífico Norte (CAAP) y del jet polar hacia el sur (Cheshire & Thurow, 2013); sin embargo, en los modelos climáticos estas condiciones no se observan (McClymont et al., 2012).

Alrededor de 16,500 años cal AP se reconoció un episodio frío, caracterizado por un aumento en la precipitación y aguas superficiales con baja salinidad en la cuenca Guaymas (Keigwin & Jones, 1990). Esto sugirió la presencia de vientos del NO debilitados e incursiones de agua subtropical en el GdC, ocasionando cambios en la extensión de las aguas subsuperficiales, y disminuyendo los procesos de surgencias y de mezcla (Pride et al., 1999).

Durante el Bølling-Ållerød (B/A), se han reconocido períodos alternos de condiciones eutróficas y oligotróficas con un aumento repentino de la TSM de 3°C, registrado hace aproximadamente 13,000 años cal AP (McClymont et al., 2012). Por otro lado, algunos registros durante el Younger Dryas (YD) proponen que es un evento climático de transición, caracterizado por la presencia de aguas intermedias altamente oxigenadas en el GdC (Keigwin & Jones, 1990), baja productividad y condiciones similares a las que ocurren actualmente en la fase de El Niño (Barron et al., 2005), así como un aumento en la TSM de la cuenca (McClymont et al., 2012; Price et al., 2013). Los registros de TSM sugieren un aumento de temperatura en las aguas superficiales durante el Holoceno (TSM > 24°C) y, en general, una alta productividad durante el inicio y fin del Holoceno (Douglas et al., 2007).

También se ha propuesto que el contraste moderno de productividad este-oeste en el GdC comenzó entre ~6,200 y 5,400 años cal AP, y se asoció con el inicio del Monzón de Norteamérica (MNA) (Barron et al., 2005). Se identificaron cambios en la TSM, entre ~10,000 y 8,200 años cal AP, que se relacionaron con la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y el CAAP hacia el norte.

Aunque se han desarrollado varios estudios paleoceanográficos en esta región, aún falta por entender los cambios en la estructura hidrográfica, principalmente cómo ha sido la circulación de las masas de agua y su relación con procesos oceánicos y atmosféricos en el Cuaternario tardío, a diferentes escalas temporales. Es importante entender cómo la dinámica del Océano Pacífico y el clima global han influido en el golfo para descifrar la intrincada relación entre el Océano Pacífico tropical oriental y el GdC, que a su vez proporcionará información sobre la evolución climática durante el Cuaternario tardío.

En este contexto, esta investigación se enfoca en el estudio de microfósiles silíceos: radiolarios policistinos (referidos en adelante como radiolarios) y silicoflagelados, para reconstruir la estructura hidrográfica, las masas de agua y los patrones de circulación en la cuenca Guaymas durante los últimos 31,000 años cal AP.

Los radiolarios son protistas holoplanctónicos que se encuentran ampliamente distribuidos en el océano, habitando a diferentes profundidades de la columna de agua (desde la superficie hasta 2000 m). Su distribución ambiental está determinada por las propiedades de las diferentes masas de agua (p. ej. temperatura, salinidad, nutrientes) (Welling et al., 1992; Molina-Cruz et al., 1999; Boltovskoy et al., 2010). Por su parte, los silicoflagelados son

organismos fitoplanctónicos, particularmente abundantes en áreas de surgencia ricas en nutrientes (Schrader et al., 1986; Barron et al., 2014), y que presentan una relación muy estrecha con las propiedades físicas y químicas de las aguas superficiales, principalmente temperatura (Haq, 1980; Barron et al., 2004).

Ambos grupos de organismos tienen sensibilidades y limitaciones distintas; sin embargo, cabe señalar que los silicoflagelados y los radiolarios que habitan en ambientes poco profundos responden de manera similar a cambios ambientales específicos. Dado que ambos grupos de organismos presentan estructuras preservables de sílice biogénico, su incorporación al registro sedimentario permite que pueden considerarse de manera conjunta al interpretar las variaciones oceánicas a lo largo del tiempo en estos ambientes.

En este estudio se presentan los registros de alta resolución de las asociaciones de radiolarios y silicoflagelados para (1) investigar cambios hidrográficos y climáticos en escalas de tiempo glacial-interglacial, milenaria y sub-milenaria y (2) establecer la relación entre las características hidrográficas regionales del GdC y del Océano Pacífico tropical oriental.

Justificación

En la actualidad, el estudio del sistema climático terrestre, cómo opera y cómo ha evolucionado, es prioritario debido a los cambios climáticos que ocurren actualmente y a la velocidad de éstos. Si bien, los cambios que se presentan son resultados parciales de la actividad antropogénica, la variabilidad climática natural del planeta juega un papel muy importante. Por lo anterior, es importante entender cómo ha sido el clima a lo largo del tiempo, y para ello se tiene la posibilidad de estudiar registros geológicos, particularmente, sedimentos marinos que preservan con gran fidelidad los cambios climáticos.

En particular, el periodo Cuaternario está caracterizado por cambios climáticos disruptivos a diferentes escalas temporales: orbital (glacial-interglacial), milenaria, con periodos fríos y cálidos, como el UMG o el Holoceno, respectivamente, y sub-milenaria, como la sucesión de los periodos estadales e interestadales (relacionados con los eventos Dansgaard-Oeschger – D-O) o los EH, por mencionar algunos. Esta alta complejidad en el sistema climático y su cercanía con el presente han hecho del Cuaternario un intervalo clave para poder comprender mejor el funcionamiento del sistema climático actual, así como su respuesta a diferentes mecanismos de forzamiento.

Desde hace varias décadas, en México se han realizado diferentes investigaciones dirigidas a entender los cambios climáticos del Cuaternario; el mayor reto ha sido obtener los registros naturales, particularmente marinos, que contengan las señales climáticas del pasado y que abarquen este periodo. Recientemente, y gracias al esfuerzo invertido en perforaciones científicas internacionales, ha sido posible tener alcances temporales de mayor cobertura temporal. En el año 2019, entre los meses de septiembre y noviembre, se realizó la Expedición 385 del IODP (*International Ocean Discovery Program*) “*Guaymas Basin Tectonics and Biosphere*”. Durante esta expedición se perforaron ocho sitios y 26 pozos, recobrando un total de 755 núcleos sedimentarios equivalentes a 4,176.2 m de sedimentos (con un 87.9% de recuperación).

El estudio de los sedimentos obtenidos en esta expedición constituye una oportunidad excelente para explorar una zona tectónicamente activa y la formación de intrusiones magmáticas, para conocer la biósfera de ambientes extremófilos profundos y, en el contexto de este proyecto, contar con un registro sedimentario continuo del Cuaternario tardío que revele información trascendental sobre las características climáticas de este intervalo.

Debido a que la Dra. Ligia Pérez Cruz formó parte del grupo científico de la expedición, se cuenta con muestras sedimentarias para su estudio. De los sitios perforados, se seleccionaron sedimentos de los núcleos de los pozos U1545-A y U1549-A. La selección de los pozos se realizó considerando contar con muestras de diferentes regiones de la cuenca, en la región noroeste (Pozo U1545-A) y centro (Pozo U1549-A). Al momento de la selección, fue importante utilizar registros sedimentarios que no mostraran perturbaciones debidas a flujos magmáticos y/o alteraciones diagenéticas que pudieran alterar la señal climática registrada

en ellos. Por lo tanto, estas secuencias constituyen un excelente registro natural de las señales climáticas del Cuaternario tardío en la cuenca Guaymas.

Con base en lo anterior, el enfoque principal de este trabajo está particularmente dirigido a documentar los cambios ocurridos en la circulación oceánica y las masas de agua, así como su relación con las variaciones en la dinámica oceánica y atmosférica de la región, y con otros mecanismos de forzamiento climático, a escala local y regional del Océano Pacífico tropical oriental, durante los últimos ~31,000 años cal AP, ampliando así la perspectiva paleoceanográfica que se tiene actualmente sobre el GdC.

La integración de los resultados obtenidos, en términos de la estructura hidrográfica a través del tiempo, y de los cambios en los patrones de circulación y las masas de agua permitirán ampliar el conocimiento sobre la evolución climática y los mecanismos de forzamiento que operan a nivel regional y del Océano Pacífico tropical oriental.

Preguntas de investigación

1. ¿Cómo se reflejan las condiciones climáticas contrastantes del Pleistoceno y el Holoceno en la circulación oceánica y atmosférica del GdC, particularmente en la cuenca Guaymas?
2. ¿Qué masas de agua se reconocen en la cuenca Guaymas en los pasados 31,000 años cal AP, y qué mecanismos oceánicos/atmosféricos han controlado su formación y/o incursión en el GdC?
3. En esta investigación, a partir del estudio de los proxies biológicos, el alcance temporal y la resolución ¿será posible identificar periodos y eventos climáticos más conspicuos del Cuaternario tardío?

Objetivos

Objetivo general

1. Caracterizar los cambios en las masas de agua y en los patrones de circulación oceánica, con base en los registros de los núcleos sedimentarios de los pozos U1545-A y U1549-A, en la cuenca Guaymas, durante el Cuaternario tardío, y su relación con la variabilidad climática del Océano Pacífico tropical oriental.

Objetivos particulares

1. Identificar la presencia de las masas de agua en la cuenca Guaymas, asociadas a la variabilidad climática del Cuaternario tardío, con base en las asociaciones de radiolarios policistinos y los silicoflagelados encontrados en los sedimentos.
2. Relacionar los cambios en las masas de agua con los patrones de circulación oceánica y atmosférica del GdC, así como con la dinámica climática del Océano Pacífico tropical oriental y sugerir los mecanismos de forzamiento climático que desempeñaron un papel importante a escala local y regional.
3. Comparar y correlacionar los registros de los proxies biológicos con otros registros disponibles que permitan una mejor interpretación de las condiciones climáticas y oceanográficas de la región.

Capítulo 1. Antecedentes

1.1 Introducción al Golfo de California

El GdC, también conocido como Mar de Cortés o Mar Bermejo, es el único mar interior en la región oriental del Océano Pacífico (22 – 32° N, 105 – 115° W). Su longitud es de 1,130 km y el ancho varía entre 80 y 200 km (Lluch-Cota et al., 2007). Hacia el sur, el GdC se encuentra en comunicación abierta con el Océano Pacífico y en el norte limita con la desembocadura del Río Colorado (Lavin & Marinone, 2003). En su margen occidental está limitado por la península de Baja California, y en su margen oriental por los estados de Sonora y Sinaloa.

Con base en la batimetría se han reconocido 5 provincias (Lavín & Marinone, 2003).

1. La zona de entrada, con una profundidad mayor a 3,000 m y en comunicación con el Océano Pacífico (de Cabo San Lucas a Cabo Corrientes); en esta región se originan frentes oceánicos como el resultado del contacto de diferentes masas de aguas, y se localizan las cuencas Pescadero y Mazatlán.
2. El Golfo de California Sur (de Cabo San Lucas – El Dorado hasta el sur de las grandes islas). La profundidad de la región disminuye hacia el norte. Las cuencas de esta provincia son: Farallón (~3,000 m), Carmen (~2,000 m), Guaymas (~2,000 m) y San Pedro Mártir (~1,000 m).
3. El archipiélago o zona de islas, con canales angostos y umbrales, cuya profundidad máxima oscila entre 300 y 600 m, que permiten la comunicación entre las regiones norte y sur.
4. El Golfo de California Norte (delimitada por la zona de islas y por una línea que va de Puerto Peñasco, Sonora a San Felipe, Baja California), es una zona somera de profundidad de ~200 m de profundidad. Las cuencas de esta región son: Tiburón (400 m), Delfín (500 m) y Wagner (200 m).
5. El Alto Golfo de California es la zona más somera con una profundidad menor a 30 m, se localiza en la región más norte del Golfo de California, a 31°N.

1.2 Cuenca Guaymas

1.2.1 Localización geográfica y batimetría

Con base en la clasificación realizada por Lavín & Marinone (2003), la cuenca Guaymas se localiza en el Golfo de California Sur, entre 27° y 28° latitud N y entre 111° y 112° longitud O. La profundidad de la cuenca varía latitudinalmente, con cerca de 2,000 m en su porción sur (Teske et al., 2019), que disminuyen hacia el norte hasta alcanzar ~200 m de profundidad (Bray, 1988; Lavín & Marinone, 2003).

La cuenca Guaymas es altamente sensible a cambios en la radiación solar y su distribución a escala global; se localiza en la actual división subtropical húmedo/seco (~27°N) y su posición

resulta estratégica para identificar las variaciones en el CAAP, y su impacto en las surgencias, lluvias/escorrentías y estacionalidad, identificado a través de cambios en la productividad y preservación de los sedimentos, el flujo de terrígenos y la estructura del sedimento, respectivamente (Barron et al., 2014).

1.2.2 Clima

El clima de la región está determinado por diversos factores que se modifican a escala anual, principalmente la insolación que dicta la migración de la ZCIT y los reacomodos de los centros atmosféricos de presión, que su vez definen los patrones de vientos, la precipitación y los cambios en la circulación oceánica superficial y atmosférica (Barry & Chorley, 2003; Pérez-Cruz, 2013). Esto resulta en una configuración climática, particularmente para el GdC, caracterizada por la formación de un sistema monzónico que está definido por el cambio en la dirección de los vientos, a escala anual, y la presencia de dos fases estacionales bien definidas (Obeso-Nieblas, 2003; Jiménez et al., 2005), descritas a continuación (Fig. 1).

La fase seca ocurre durante el final de invierno y el inicio de la primavera, cuando la ZCIT se encuentra en su posición más cercana al Ecuador ($\sim 2^{\circ}\text{N}$) (Amador et al., 2006; Schneider et al., 2014) y la insolación recibida en el hemisferio norte es menor ($\sim 225 \text{ W/m}^2$) (de Menocal et al., 2000). Durante esta fase, los centros atmosféricos de alta y baja presión concurren latitudinalmente a $\sim 23^{\circ}\text{N}$, y ocasionan la formación de un gradiente barométrico que, por geostrofia y por la alta topografía de las regiones adyacentes, ocasiona que los vientos del NO se intensifiquen (Fig. 1), fluyan a lo largo del eje axial del golfo, alcanzando valores de $\sim 12 \text{ m/s}$ (Obeso-Nieblas et al., 2007), e induzcan el transporte de agua superficial hacia el sur, principalmente por el margen oriental del golfo, en donde se generan procesos de surgencias importantes (Badan-Dangon et al., 1991). La TSM disminuye ($\sim 18^{\circ}\text{C}$ en la región norte y $\sim 23^{\circ}\text{C}$ en el sur) (Soto-Mardones et al., 1999), y genera una capa de mezcla de mayor espesor, un transporte de Ekman a lo largo del margen oriental del golfo, y un debilitamiento y aparente desaparición de la termoclina de enero a marzo (Thunell et al., 1996; Douglas et al., 2001; 2007; Marinone, 2003).

Durante la fase húmeda, en verano y otoño, la insolación en el hemisferio norte alcanza valores de 450 W/m^2 a 23°N (de Menocal et al., 2000), la ZCIT se posiciona a $\sim 9^{\circ}\text{N}$ (Schneider et al., 2014), el CAAP migra hacia $\sim 40^{\circ}\text{N}$ (Bordoni et al., 2004; Cheshire & Thurow, 2013), y el centro de baja presión se posiciona a $\sim 32^{\circ}\text{N}$; el resultado de esta configuración climática es el fortalecimiento de los vientos del sureste (SE) (Fig. 1) que alcanzan una magnitud de $\sim 4 \text{ m/s}$ (Obeso-Nieblas et al., 2007). Durante esta fase se registra un aumento en la temperatura, humedad y en la tasa de precipitación regional. Además, ocurre el transporte de las aguas superficiales tropicales hacia el interior del golfo, generando surgencias sobre la costa occidental y aumentando la TSM hasta alcanzar 30°C (Marinone, 2003).

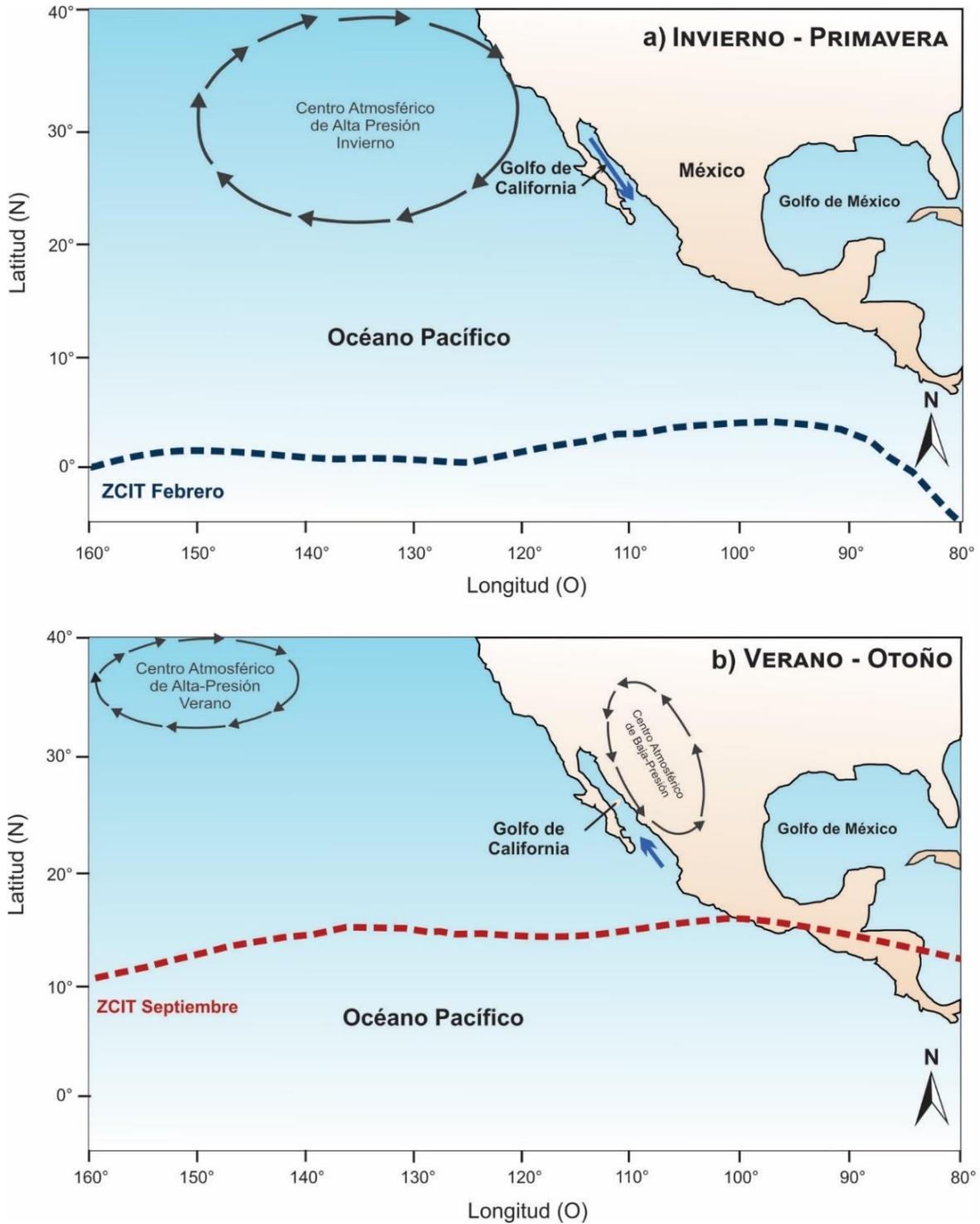


Figura 1. Circulación atmosférica estacional del Pacífico tropical oriental: a) invierno-primavera, b) verano-otoño. Se muestra la posición de la ZCIT (línea punteada), del Centro Atmosférico de Alta Presión del Pacífico Norte y la formación del centro de baja presión sobre el noroeste de México en verano-otoño. La dirección de los vientos dominantes en el interior del golfo se muestra con una flecha azul (Modificada de Kessler, 2006).

Durante la fase más cálida del verano, las aguas superficiales cálidas, de hasta 150 m de espesor, cubren las regiones centro y sur del golfo, permitiendo la formación de una termoclina profunda y retardando la advección de nutrientes a la superficie; lo cual, en conjunto con el debilitamiento de las surgencias eólicas y su restricción al borde peninsular del golfo, limita la producción primaria de la región (Álvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991; Bray & Robles, 1991).

1.2.3 Marco oceanográfico

Masas de agua

La distribución vertical de las masas de agua del GdC ha sido evaluada en diversos trabajos (Bray & Robles, 1991; Torres-Orozco, 1993; Badan-Dangon, 1998, Lavín et al., 2009); sin embargo, la clasificación más reciente (Portela et al., 2016), sugiere la caracterización de masas con base en el uso de la salinidad absoluta y la temperatura conservativa, dado que estas medidas correspondientes a la Ecuación Termodinámica del Agua Marina de 2010 (TEOS-10, por sus siglas en inglés), se expresan en términos del Sistema Internacional de Unidades y representan de manera más adecuada las características de las masas de agua (Portela et al., 2016). A continuación, se describen las características de las masas de agua presentes en el GdC (Fig. 2) con base en la clasificación más reciente; debido a la falta de datos posteriores a los 1000 m de profundidad, se expresan las características del Agua Profunda del Pacífico (APP) reportadas por Lavín et al. (2009) (Tabla 1).

Tabla 1. Características de las masas de agua presentes en el GdC (Portela et al., 2016).

Masa de agua y abreviación	Salinidad (g kg⁻¹)	Temperatura (°C)	Profundidad (m)
Agua Superficial Tropical AST	<34.6	>25.1	0-50
Agua Superficial Tropical evaporada ASTe	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 Subsuperficial Subtropical ASsSt	34.6- 35.1	9 – 18	75-400
Agua Intermedia del Pacífico AIP	34.6-34.9	4 – 9	400 - 1200
Agua Profunda del Pacífico APP	34.5 - 34.7	4	>1200

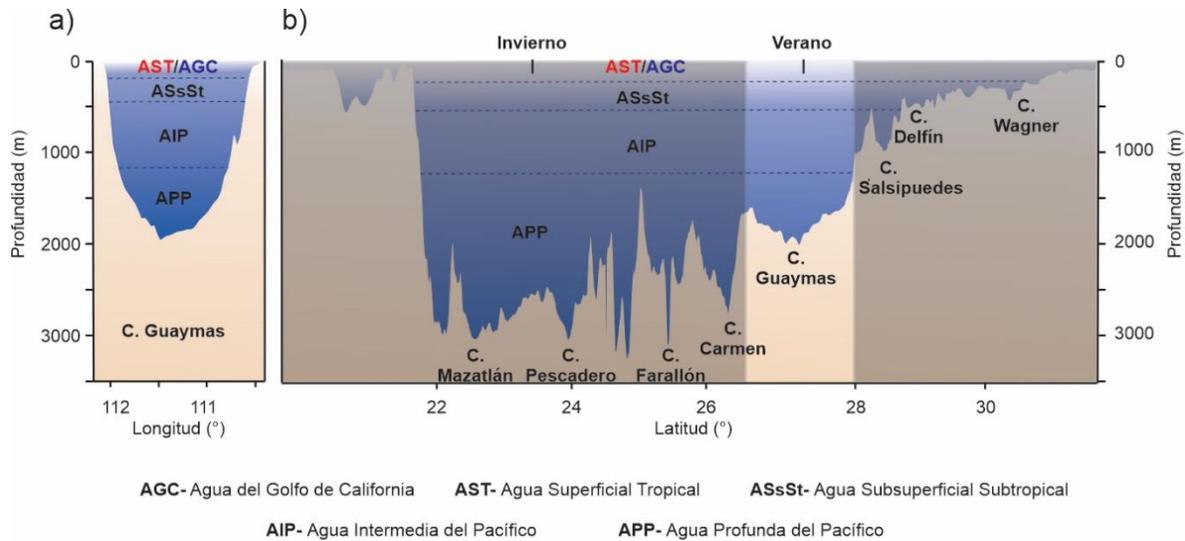


Figura 2. a) Corte transversal de la cuenca Guaymas, se señalan las profundidades de las masas de agua, incluyendo el cambio estacional en la superficie: invierno-primavera (azul) y verano-otoño (rojo) (modificada de Torres-Orozco, 1993 y Pérez-Cruz et al., 2009); b) Perfil batimétrico del Golfo de California, se señala el frente termohalino estacional entre las masas de agua superficiales, así como las masas de agua superficiales, subsuperficiales y profundas.

Además de las características de temperatura y salinidad de cada una de las masas de agua presentes en el GdC (Tabla 1), algunas de estas masas de agua presentan características particulares que se señalan a continuación:

El AIP presenta variaciones espaciales en su límite superior, que se retrae durante el verano hacia el sur y avanza durante el invierno, cuando consigue un mayor alcance latitudinal hacia el interior del golfo (Lavín & Marinone, 2003). Dentro de esta masa de agua se encuentra la Zona de Oxígeno Mínimo ($0.15 > O_2 > 0.08$ ml/L) (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991).

El ASsSt presenta una variación estacional con incursiones muy marcadas durante el otoño-invierno, cuando alcanza la parte norte del GdC, y se retrae hacia el sur durante primavera-verano (Lavín & Marinone, 2003).

El AST presenta su máxima incursión durante verano, en contraste con el invierno, cuando se encuentra restringida a la región de la boca del GdC (Lavín & Marinone, 2003). Se ha propuesto que el origen de esta masa de agua se relaciona con el ASsSt que asciende por procesos de surgencias en la boca del GdC, en donde la tasa de precipitación, que es mayor a la de evaporación, disminuye su salinidad (Lavín & Marinone, 2003; Portela et al., 2016).

El AGC se encuentra estrechamente ligada al AST, ya que presentan un ciclo estacional complementario. La principal característica de esta masa de agua es su alta salinidad, que inicialmente se hipotetizó como el resultado de: 1) los procesos de evaporación que incrementan la salinidad y transforman el AST en AGC (Monreal-Gómez et al., 2001); o 2) la transformación por evaporación del ASsSt, principalmente en el norte del GdC, y los

procesos de mezcla de vertical propiciados por la mezcla por mareas y vientos (Lavín & Marinone, 2003). Sin embargo, recientemente se ha sugerido que el AGC tiene dos orígenes distintos, el AGC que se encuentra cerca del margen peninsular, que se extiende desde la superficie hasta los 100-150 m de profundidad fluyendo hacia fuera del GdC, y que se forma en la porción norte del golfo por convección invernal (12-18°C); y el AGC que fluye hacia el interior del golfo y se encuentra en el margen continental, entre 0 y 40 m de profundidad, que es AST sujeta a evaporación (ASTE) que se mantiene en la superficie por su alta temperatura (Lavín et al., 2009).

Dentro del GdC, el ACC generalmente está restringida a la zona de la boca (Lavín & Marinone, 2003). Algunos estudios han demostrado la presencia de intrusiones de masas de agua externas al golfo con salinidades menores a 34.5 g kg^{-1} , que han sido asociados con el AST debido a su temperatura (17-24°C) y que normalmente alcanzan latitudes de hasta 25° N; sin embargo, los registros de salinidad y oxígeno disuelto sugieren que su origen está más relacionado con el ACC (Castro et al., 2000; 2006). Se ha sugerido que esta masa de agua altamente oxigenada, denominada como el Agua del Mínimo de Salinidad Somero, es el resultado de la mezcla del ACC, en mayor parte, con el AST (Warsh et al., 1973). Esta masa de agua presenta dos núcleos en la región de la boca, uno en el margen peninsular y otro en el continental (Lavín et al., 2009).

Se ha documentado que la presencia del ACC y del ASTe, en la cuenca Guaymas es poco frecuente y que las masas de agua presentes de manera permanente en la cuenca son: el APP, AIP, ASsSt, AST y el AGC (Fig. 2) (Molina-Cruz, 1986; Lavín et al., 2009).

Circulación superficial

La circulación oceánica superficial del Océano Pacífico tropical oriental y, por lo tanto, del GdC está sujeta a la variabilidad climática estacional de la región; conforme el calentamiento atmosférico cambia estacionalmente entre los hemisferios, las variables atmosféricas como viento, nubosidad, precipitación y evaporación, también lo hacen.

Los forzamientos climáticos de carácter estacional, asociados en gran parte con la migración latitudinal de la ZCIT, se ven reflejados en forma de cambios en la topografía de la pinoquina, la termoclina y en el sistema de circulación ecuatorial que, a su vez, afectan la variabilidad estacional de la Contracorriente Norecuatorial (CCNE) (Kessler, 2006), que en el Océano Pacífico tropical oriental mantiene un flujo débil o ausente durante el invierno-primavera.

Durante invierno-primavera, la Corriente de California (CC) tiene su mayor desarrollo y alcanza latitudes tropicales (17° N) (Lavín et al., 2006), alimentando así a la Corriente Norecuatorial (CNE) después de bordear la región de Tehuantepec; en contraste con la Corriente de Costa Rica (CCR) que se mantiene débil o ausente, debido al giro anticiclónico de la región que la restringe a la costa e impide su paso hacia la península de Baja California (al menos en los primeros 200 m de la columna de agua) (Fig. 3).

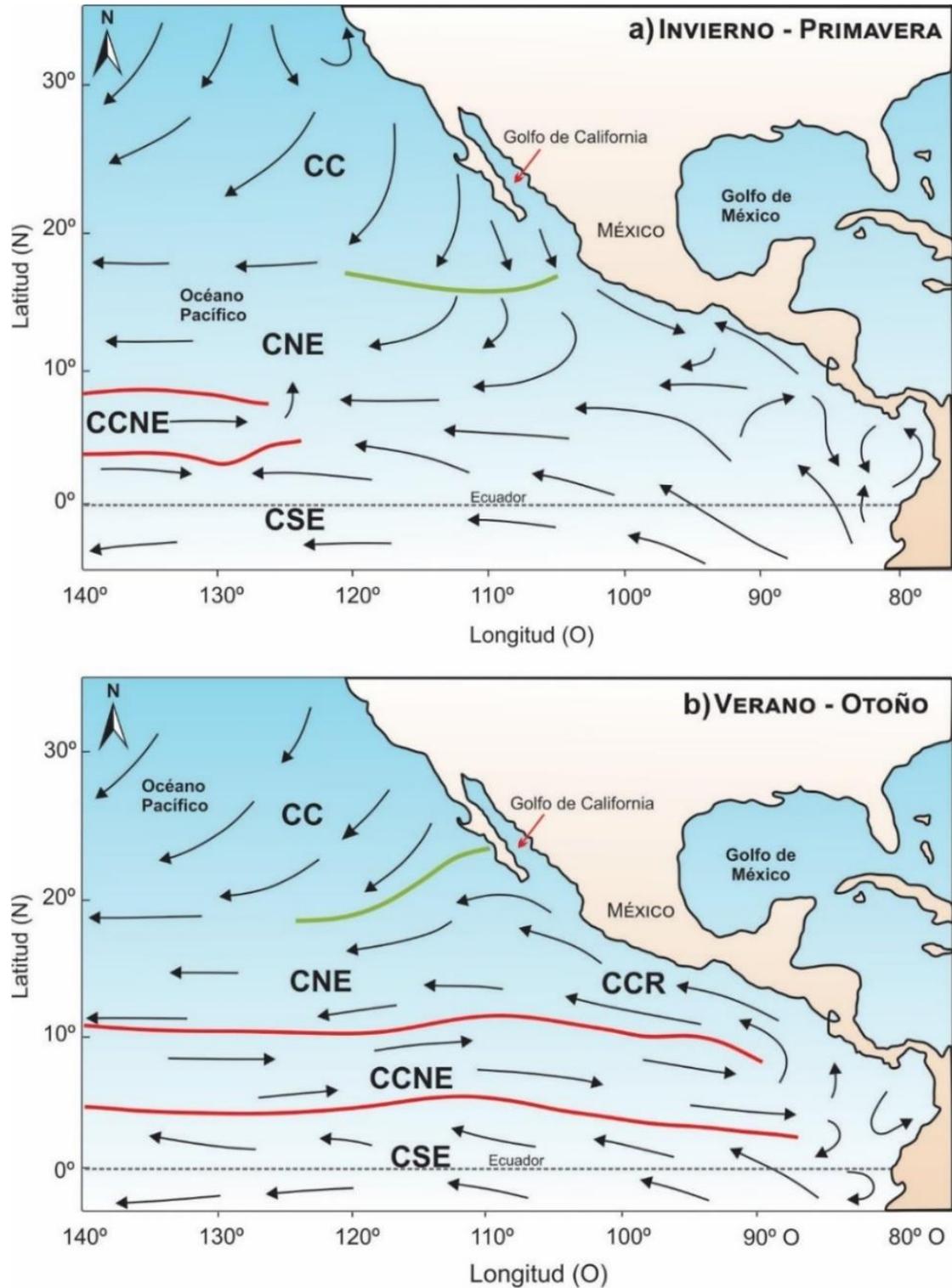


Figura 3. Circulación oceánica superficial estacional en el Pacífico tropical oriental: a) invierno-primavera, b) verano-otoño. Se señala la variación en la extensión de la Corriente Norecuatorial (CNE), la Contracorriente Norecuatorial (CCNE), la corriente de California (CC), la Corriente Surecuatorial (CSE) y la corriente Costera de Costa Rica (CCR) (Modificada de Kessler, 2006).

Durante verano-otoño, la CCNE se fortalece y fluye alrededor del Domo de Costa Rica, hacia el este, y alimenta la CNE (Lavín et al., 2009), mientras que la CC se mantiene restringida hasta 25°N a lo largo de la península de Baja California. La CCR se fortalece, como respuesta al debilitamiento y la retracción del cuenco de Tehuantepec, y favorece la entrada de aguas tropicales hacia el interior del golfo (Fig. 3) (Kessler, 2006).

El patrón general de circulación oceánica dentro del GdC está caracterizado por un intercambio neto de agua con el Océano Pacífico, constituido por la salida de agua superficial (0-200 m) y la entrada de agua subsuperficial (200-600 m) (Bray, 1988; Álvarez-Borrego, 2010). Se ha documentado la formación de un frente termohalino en la entrada del golfo (Molina-Cruz, 1988), dado por el encuentro del AGC, AST y ACC (Portela et al., 2016), que migra latitudinalmente, tanto en aguas superficiales como subsuperficiales (Fig. 4) (Molina-Cruz, 1986; Lavín et al., 2009; 2014).

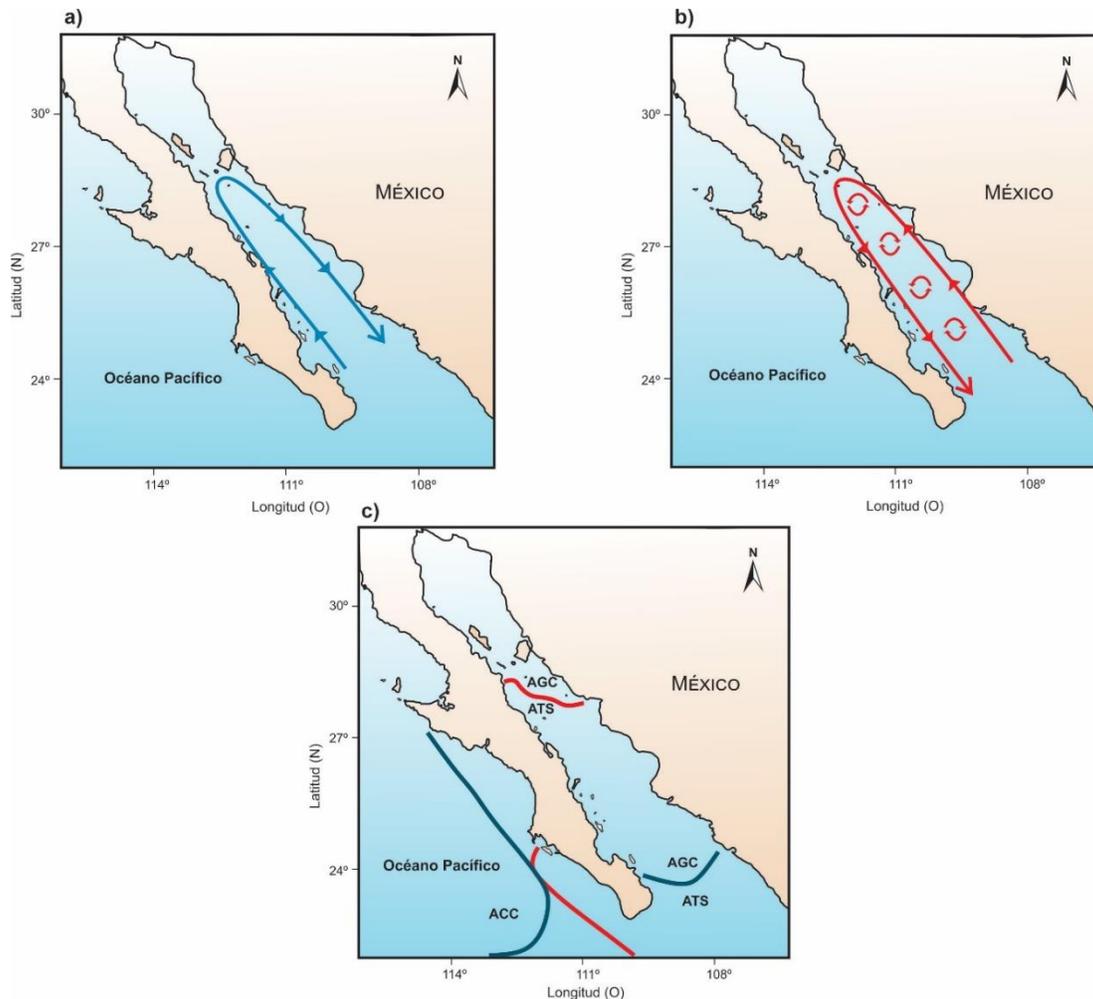


Figura 4. Circulación superficial en el Golfo de California en: a) invierno y b) verano. c) Posición estacional del frente termohalino entre el Agua del Golfo de California (AGC) y el Agua Superficial Tropical (AST), así como el máximo alcance hacia el sur del Agua de la Corriente de California (ACC) en invierno (líneas azules) y del AST en verano (líneas rojas) (Acevedo-Acosta y Martínez-López, 2022).

Durante el invierno, cuando la circulación anticiclónica influye en la región sur del golfo (Lavín & Marinone, 2003; Lavín et al., 2013), el cambio en los patrones del viento desplaza el frente termohalino hacia el sur, disminuyendo así la influencia del AST en la boca (Molina-Cruz, 1988). Si bien, la formación de este límite es más evidente durante invierno, este persiste hasta la primavera; durante esta temporada el AGC sale del golfo por su margen oriental y fortalece los procesos de surgencias costeras en esta región, mientras que el ACC ingresa por el margen occidental del golfo (Fig. 4) (Portela et al., 2016).

Por otro lado, durante el verano, cuando los vientos dominantes provienen del SE, el frente termohalino se posiciona en el extremo de la península de Baja California y favorece la entrada de agua al golfo. En estos meses, las temperaturas más altas y el valor anual mínimo de salinidad, indica la presencia de aguas transicionales entre el AST y el AGC que ingresan por el margen oriental, mientras que el AGC sale por el margen occidental. Además, la circulación ciclónica en el sur del GdC favorece la formación de giros a lo largo del golfo (Fig. 4) (Lavín & Marinone, 2003; Lavín et al., 2013). La entrada neta de agua dulce hacia el GdC se debe a las escorrentías costeras, reduciendo la salinidad; sin embargo, la poca profundidad de la capa de mezcla confina este efecto a los primeros 20 m de la columna de agua (Portela et al., 2016).

1.2.4 Productividad y nutrientes

El GdC, particularmente la cuenca Guaymas, ha sido reconocido como una región muy productiva ($>300 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) que presenta diversos mecanismos físicos que favorecen el aporte de nutrientes a la zona fótica (Álvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991; Álvarez-Borrego, 2010). A partir de imágenes satelitales se ha revelado que existen dos sitios principales de productividad: 1) el margen continental del GdC, especialmente en la región central y sur, y 2) la zona de los archipiélagos o de islas (Santamaria-del-Ángel et al., 1994).

Actualmente se reconocen cuatro procesos que favorecen la advección de nutrientes hacia la zona fótica y la producción del fitoplancton : mezcla por viento y surgencias costeras (principalmente a lo largo del margen continental del GdC), mezcla por mareas y turbulencia (al norte del GdC), la circulación termohalina que transporta el agua intermedia hacia la capa de mezcla, y las ondas atrapadas a la costa, siendo los primeros dos los de mayor contribución (Santamaria-del-Ángel et al., 1994; Gaxiola-Castro et al., 1999).

El régimen de productividad del GdC presenta variaciones a escala estacional e interanual. Durante invierno-primavera, el fortalecimiento de los vientos del NO ocasiona procesos de mezcla y surgencias que favorecen el aporte de nutrientes hacia las aguas superficiales y una alta productividad que alcanza valores que pueden exceder los $4 \text{ g C m}^2 / \text{ día}$ (Álvarez-Borrego & Lara-Lara, 1991; Santamaria-del-Ángel et al., 1994; Thunell, 1998). Las surgencias frente a la costa oriental del golfo son intensas, y la concentración de clorofila *a* puede exceder los 10 mg m^{-3} (Álvarez-Borrego & Giles-Guzmán, 2012). Por otro lado, durante el verano cuando el agua superficial es cálida y los vientos son más débiles y difusos, el agua está estratificada (Hidalgo-González & Álvarez-Borrego, 2004), ocasionando el

debilitamiento de los procesos de surgencias y el desarrollo de condiciones oligotróficas, en donde los valores de clorofila *a* son de $\sim 0.5 \text{ mg m}^{-3}$ (Álvarez-Borrego & Giles-Guzmán, 2012).

1.2.5 Sedimentos

La sedimentación y el espesor de los sedimentos en las cuencas del GdC varían sustancialmente, desde sedimentos muy gruesos mayores a 4 km de espesor (cuencas Wagner, Tiburón y Delfín) (Persaud et al., 2003; González-Fernández et al., 2005) hasta regiones con solo una fina capa de sedimentos (cuenca Alarcón) (Sutherland et al., 2012). Particularmente, la cuenca Guaymas está caracterizada por una rápida deposición de sedimentos predominantemente limo-arcillosos. Estos tienen dos componentes principales, un componente de sedimentos terrígenos de los márgenes continentales cercanos, y un componente de materia orgánica derivada de las aguas suprayacentes altamente productivas (van Andel, 1964 en Teske et al., 2019).

Dentro de la cuenca existen variaciones en el tipo de sedimento y en la sedimentación: en la porción noroeste el sedimento es predominantemente biogénico; por el contrario, la sedimentación en la porción sureste de la cuenca está dominado por terrígenos, que provienen principalmente del transporte lateral desde ambos márgenes del golfo (Pérez-Cruz et al., 2009). El mayor aporte proviene desde el margen oriental, debido a la alta precipitación y a los flujos hídricos permanentes del sistema del delta del río Yaqui, y del graben de $\sim 200 \text{ m}$ de profundidad que define el límite de la placa en este segmento y que tiende a confinar las turbiditas del sistema yaqui a la región sureste (Pérez-Cruz et al., 2009, Teske et al., 2019).

Respecto a los sedimentos biogénicos, hay una dominancia de organismos silíceos. El GdC se encuentra dentro de uno de los dos parches importantes de sedimentos silíceos que se encuentran fuera del cinturón mundial de acumulación de sílice, y funciona como un sumidero de este material con un contenido máximo de sílice amorfo mayor al 65% (Pérez-Cruz et al., 2009), que es el resultado de los procesos de surgencias estacionales responsables de las condiciones eutróficas superficiales y del crecimiento del plancton que se registran en esta zona (Álvarez-Arellano & Molina-Cruz, 1984).

En la actualidad, la acumulación de sílice pertenece principalmente al grupo de las diatomeas, el cual llega a comprender de 70 a 90% del contenido de sedimentos; los radiolarios ocupan el segundo lugar en importancia y el tercer puesto corresponde a los silicoflagelados. Algunos estudios realizados en la cuenca han permitido corroborar que los esqueletos de radiolarios pueden llegar a presentarse en concentraciones de hasta $\sim 100,000$ esqueletos por gramo de sedimento seco en lodos silíceos (Boltovskoy, 1998).

El contenido terrígeno y biogénico se deposita en el fondo de las cuencas, constituyendo el registro sedimentario. Su preservación se debe a la presencia de la Zona de Oxígeno Mínimo, que se encuentra dentro del AIP (masa de agua que contiene una muy baja cantidad de

oxígeno disuelto), y a la poca bioturbación que favorece la preservación de sedimentos que constituyen registros climáticos muy importantes para los estudios paleoceanográficos (Pérez-Cruz et al., 2009).

Como se mencionó previamente, el depósito de sedimentos en la cuenca Guaymas es rápido, como consecuencia de la alta productividad de las aguas suprayacentes y del aporte de terrígenos provenientes de los márgenes laterales del GdC. Sin embargo, de acuerdo a estudios previos en la región, la tasa de sedimentación ha variado ampliamente durante los últimos 30,000 años cal AP.

Particularmente, durante el intervalo previo al UMG, la tasa de sedimentación fue de 0.15 cm/año, y disminuyó levemente entre 25,000 y 22,000 años cal AP, probablemente como respuesta a la reducción en los vientos del NO ocasionada por la posición al sur del CAAP (Cheshire & Thurow, 2013; Barron et al., 2014). Aparentemente, durante la desglaciación, de 22,000 a 16,000 años cal AP, la tasa de sedimentación aumentó y alcanzó valores de 0.28 cm/año (Pichevin et al., 2012), que puede relacionarse con el incremento en el aporte de terrígenos a la cuenca durante condiciones glaciales (Cheshire & Thurow, 2013; Barron et al., 2014). El inicio del B/A estuvo marcado por una alta tasa de sedimentación, de 0.45 cm/año, que descendió a lo largo del intervalo y que alcanzó valores muy bajos durante el YD, de 0.10 cm/año (Pride et al., 1999). Este aumento en la tasa de sedimentación a inicio del B/A puede relacionarse con un cambio en el régimen climático que inicio hace 16,500 años cal AP, en donde las condiciones de precipitación fueron más evidentes, como consecuencia del aumento en la insolación (Cheshire & Thurow, 2013). Por el contrario, se ha evidenciado que, durante el YD, la estacionalidad era baja y la productividad en la cuenca colapsó (Pride et al., 1999; Cheshire & Thurow, 2013). Aparentemente, el Holoceno estuvo caracterizado por valores relativamente bajos de sedimentación, que se encuentran entre 0.08 y 0.41 cm/año (Keigwin & Jones, 1990; Pride et al., 1999; Barron & Bukry, 2007), con excepción de un aumento marcado entre ~10,300 y 9,800 años cal AP, en donde la tasa de sedimentación alcanzó valores de 0.41 cm/año (Pride et al., 1999), y durante el Holoceno tardío (~4,000 años cal AP al reciente), en donde las tasas de sedimentación reportadas para la cuenca se encuentran entre 0.1 y 0.4 cm/año (Juillet-Lecrerc & Schrader, 1987; Barron et al., 2003), que se asocian con el establecimiento del ciclo climático de dos fases que rige el golfo en la actualidad y que define la alta estacionalidad de la cuenca (Cheshire & Thurow, 2013).

Capítulo 2. Variabilidad climática del Cuaternario

El Cuaternario es el último periodo de la escala del tiempo geológico. Este intervalo comprende dos épocas: el Pleistoceno, que comenzó hace ~2.58 millones de años y se extendió hasta hace 11,700 años, y el Holoceno, que inició hace ~11,700 años y se extiende hasta el presente (Cohen et al., 2013). Desde una perspectiva climática, el Cuaternario es un intervalo altamente inestable con importantes cambios climáticos marcados por la sucesión de cerca de 30 ciclos glaciales/interglaciales en el hemisferio norte, que persistieron por más de 100 mil y 10 mil años en promedio, respectivamente (Elias, 2013). Estos periodos contrastantes se encuentran estrechamente ligados; durante las condiciones climáticas frías de los periodos glaciales, grandes mantos de hielo se formaban en altas latitudes del hemisferio norte, los cuales, al aumentar su extensión y alcanzar su volumen máximo invertían su tendencia hasta que desaparecían durante periodos cálidos, dando paso al desarrollo de los periodos interglaciales (Marshall, 2009) (Fig. 5).

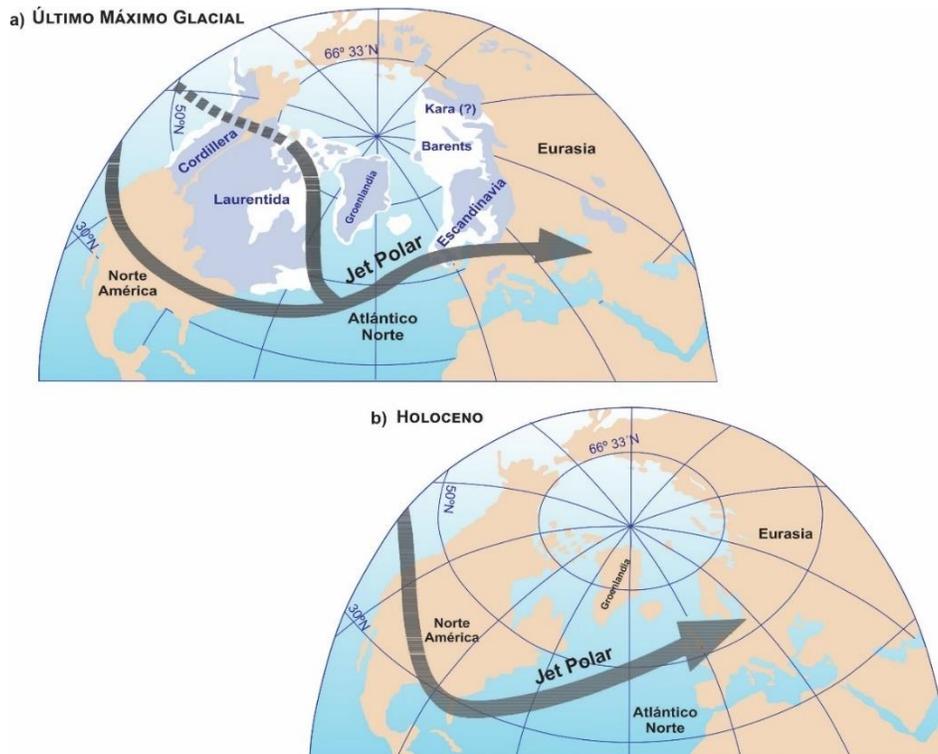


Figura 5. Representación esquemática de la posición del jet stream polar (flecha negra) durante a) el Último Máximo Glacial y b) el Holoceno. En la primera se señala la extensión máxima de los bloques de hielo en el hemisferio norte durante la última glaciación (Modificada de COHMAP Members, 1988 y Hughes et al., 2013).

Los periodos glaciales estuvieron caracterizados por la formación de grandes bloques de hielo en altas latitudes que extendían su volumen hacia el sur (Fig. 5), debido a los cambios en la excentricidad de la órbita, la inclinación del eje de rotación respecto al plano de la elíptica y la orientación del eje de la Tierra (Marshall, 2009). Estos parámetros, también llamados Ciclos de Milankovitch, presentan variaciones en ciclos regulares con

periodicidades de 100,000 años (excentricidad), 41,000 años (oblicuidad) y 19,000 y 23,000 años (precesión). Estos cambios fueron esenciales para la activación de las glaciaciones del hemisferio norte durante intervalos de alta excentricidad y una baja inclinación axial durante el afelio, provocando la presencia de veranos fríos (Marshall, 2009).

Se ha documentado que durante los últimos 900,000 años, los ciclos glaciales incrementaron su amplitud y duración, ya que durante el Pleistoceno temprano su duración era cercana a ~40,000 años, y aumentó hasta ~100,000 años durante el Pleistoceno tardío; considerando que la ciclicidad de los parámetros orbitales no cambió durante el Cuaternario, las variaciones en la temporalidad de las glaciaciones se atribuyen a variaciones internas en el sistema climático y en la dinámica propia de las capas de hielo (Clark et al., 1999).

2.1 Mecanismos de forzamiento climático

A partir de los registros obtenidos de núcleos de hielo en Vostok, se ha determinado que durante los últimos ~420,000 años, los gases de efecto invernadero como el dióxido de carbono (CO₂) y el metano (CH₄) eran más bajos que en la actualidad, ocasionando un efecto de enfriamiento global que habría reforzado las condiciones frías durante la glaciación (Petit et al., 1999).

Otro factor relevante fue la formación y expansión de los bloques de hielo, así como su efecto en el aumento del albedo, de la reflexión de la radiación solar, y cómo modificó la elevación topográfica promedio. Estos procesos funcionaron como mecanismos de retroalimentación que promovieron la expansión del hielo, una vez que su nucleación inició, y aceleraron su reducción durante la desglaciación (Fig. 6) (Clark et al., 1999). Además, el aumento en la extensión latitudinal de los mantos de hielo del hemisferio norte (Fig. 6), expandió la celda atmosférica polar, ampliando su influencia hasta ~45°N (Cheshire & Thurow, 2013); y contrajo las celdas atmosféricas de Ferrel y Hadley (Fig. 7). Estos cambios modificaron las latitudes de los jets polar y subtropical, extendiéndose sobre Norteamérica a ~45° y 20°N (Fig. 5) (Andrews & Dyke, 2009; Cheshire & Thurow, 2013), al sur de su posición actual, de manera tal que el efecto del CAAP sobre la cuenca se vio fuertemente limitado y redujo su estacionalidad, particularmente durante el invierno (Fig. 7) (Cheshire et al., 2005). Por otro lado, la poca humedad atmosférica redujo el ascenso del aire húmedo en la ZCIT, alcanzando solamente ~7 km de altitud (Cheshire & Thurow, 2013) (Fig. 7). Durante el verano, esta configuración climática pudo permitir el desarrollo de las surgencias costeras (Cheshire et al., 2005).

Durante los interglaciales, el aumento en la insolación permitió el aporte de humedad a la atmósfera, que alcanzó hasta ~10 km de altitud en la ZCIT (Cheshire & Thurow, 2013), restringió la aridez característica de los intervalos glaciales y fortaleció los centros atmosféricos, particularmente aquellos correspondientes a los límites de las celdas de Ferrel y Hadley, que migraron hacia el norte debido a la reducción de la celda polar (Fig. 7) y

modificaron, a su vez, la posición de los jets polar y subtropical, a $\sim 60^\circ$ y 30°N (Fig. 5) (Andrews & Dyke, 2009; Cheshire & Thurow, 2013).

Finalmente, los cambios en la evaporación y en el aporte de agua dulce hacia el Atlántico Norte frenaron la formación de agua profunda, que a su vez redujo la circulación termohalina y disminuyó la cantidad de calor transferido hacia los polos, esto ocasionó una mayor intensidad de las condiciones frías en latitudes medias y subpolares del Atlántico Norte (Clark et al., 1999).

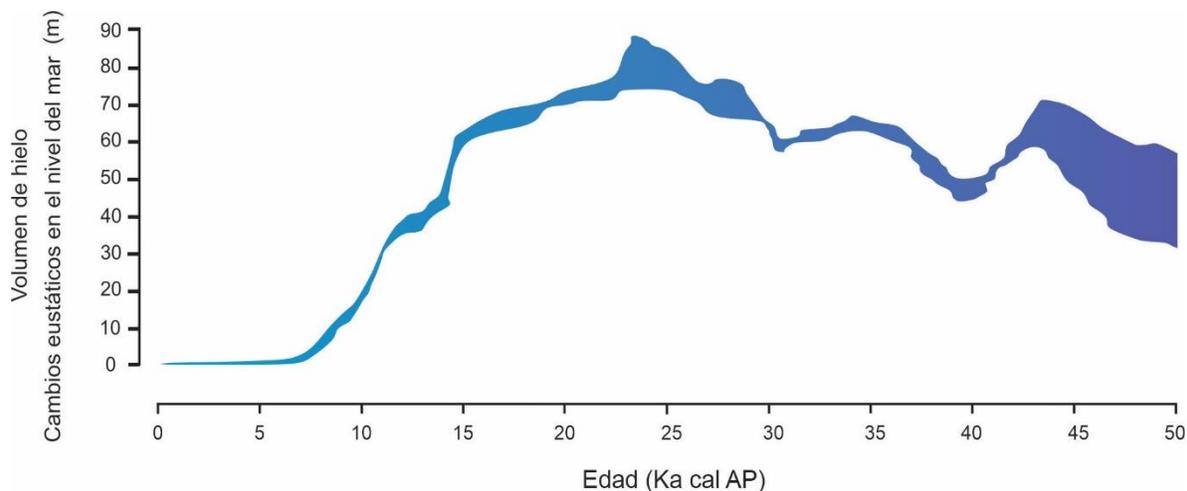


Figura 6. Cambios en el volumen de hielo del manto Laurentino durante los últimos 50,000 mil años. Los valores están expresados en términos de cambios eustáticos en el nivel del mar equivalentes (metros) (factor de conversión de 25.19 m por $1,015 \text{ m}^3$ de hielo) (Modificada de Hughes et al., 2013).

2.2 Variabilidad a escala milenaria durante el Cuaternario tardío

A partir del análisis de isótopos de ^{18}O , tomados de muestras de sedimentos marinos, se han identificado cambios en la temperatura global durante el Cuaternario, a través de la alternancia de periodos cálidos y fríos, los EIM. Esta escala temporal fue desarrollada en la década de los 50's, y ha identificado 104 estadios durante el Cuaternario, de los cuales únicamente 3 corresponden a los últimos $\sim 50 \text{ Ka}$ (Railsback et al., 2015).

En una escala temporal menor, se identificaron oscilaciones entre episodios cálidos y fríos dentro de los periodos glaciales, que reciben el nombre de eventos D-O, y que se registraron 24 ocasiones durante la última glaciación. El aumento de la temperatura en estos intervalos se ha estimado entre 10 y 15°C , ocurrido en un lapso de 20 a 50 años, que se mantenía por cientos o miles de años y era seguido por un enfriamiento gradual (Mogensen, 2009). Dentro de cada evento D-O, se han identificado dos fases: una fase cálida denominada interestadial y una fase fría llamada estadial (Björck et al., 1998).

Se ha sugerido que, previo al inicio de los ciclos D-O, la temperatura global aumentó. La identificación de material terrígeno en el Océano Atlántico, proveniente del continente y

transportado en los icebergs, ha servido como evidencia del incremento en la descarga de icebergs desde el manto Laurentino y del alcance latitudinal hacia el sur de las aguas frías (Bond et al., 1992). Estos eventos reciben el nombre de EH (Mogensen, 2009), y su origen se ha relacionado con los cambios en la circulación termohalina como consecuencia de las variaciones en el aporte de agua dulce hacia el Atlántico Norte (McManus et al., 2004).

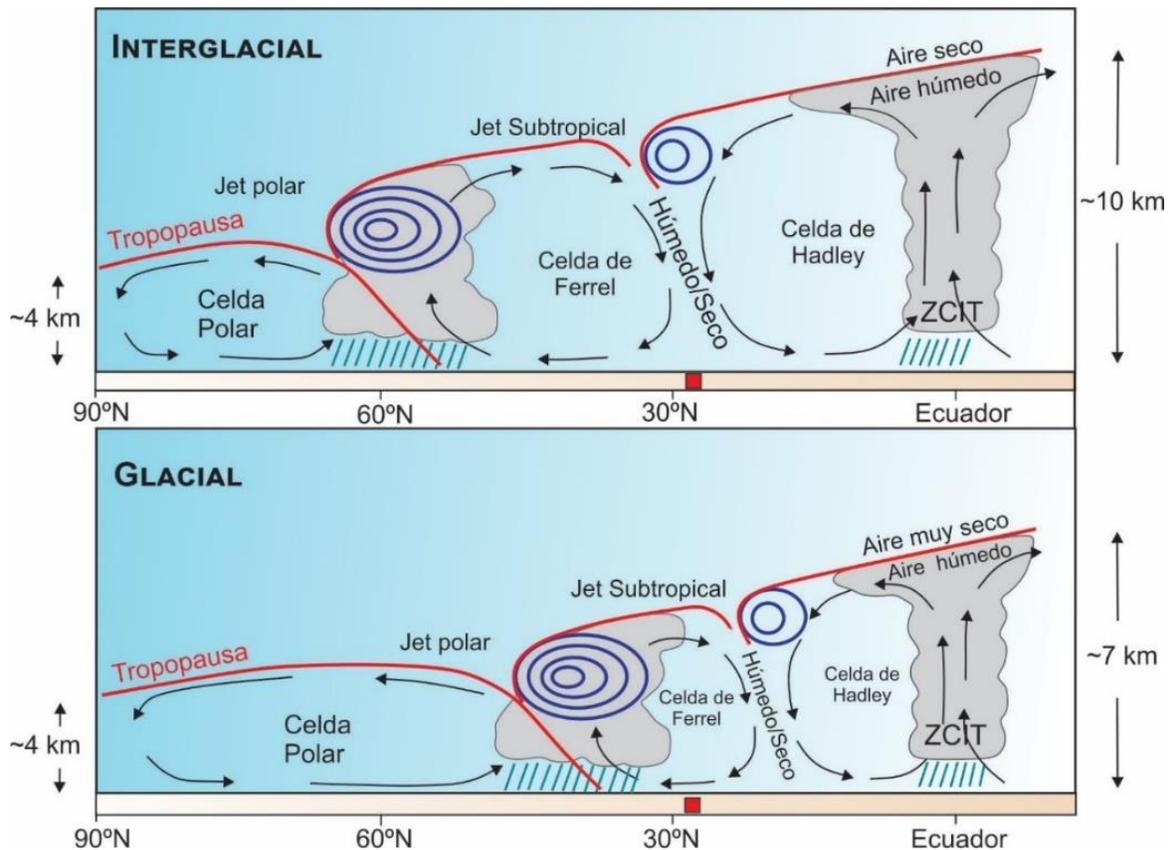


Figura 7. Representación esquemática de la extensión de las celdas de circulación atmosférica durante: a) clima interglacial, con la división húmedo/seco cerca de $\sim 27^\circ$ N y b) clima glacial. Se señala la posición de la cuenca Guaymas (rectángulo rojo) (Modificada de Cheshire & Thurow, 2013).

2.3 Variabilidad climática en la cuenca Guaymas durante los último 30,000 años

El intervalo que corresponde a los últimos 30,000 años está definido, en general, por una amplia variabilidad climática caracterizada por el final de la última glaciación, que se extendió hasta hace 11,700 años, y el posterior desarrollo de un periodo interglacial que se mantiene hasta el presente. Otros eventos de menor escala, como los eventos D-O y los EH, han sido identificados durante el final del Pleistoceno; en contraste con el Holoceno, que ha mantenido una relativa estabilidad climática (Mayewski et al., 2004).

A partir de los registros de silicoflagelados y el índice $\text{TEX}^{\text{H}}_{86}$ (TSM) (McClymont et al., 2012), se ha sugerido que entre $\sim 31,000$ y 15,000 años cal AP, la CC incursionó hacia el

interior del golfo, alcanzando la cuenca Guaymas (Molina-Cruz, 1986; Barron et al., 2014), y que el CAAP se encontraba en una posición promedio más al sur que la actual (Cheshire & Thurow, 2013). Así mismo, la presencia de diatomeas y silicoflagelados de origen tropical, sugiere el debilitamiento de los procesos de surgencias, en respuesta a la modificación de los centros atmosféricos (Barron et al., 2014), evidenciado a través de los registros de sílice biogénico (Pichevin et al., 2012), que disminuyen su concentración, particularmente durante los EH y que, de manera inversa, la aumentan durante los interestadiales, sugiriendo un mayor contraste térmico océano-continente, el fortalecimiento de los vientos del NO, y el desarrollo de los procesos de surgencias.

Entre 15,000 y 11,700 años cal AP, se desarrollaron dos eventos climáticos muy marcados, el B/A (evento cálido) y el YD (evento frío que marca el final del Pleistoceno). Durante el primero (14,600 a 12,900 años cal AP), las condiciones del golfo eran similares a las que se desarrollan actualmente (Barron et al., 2014), con la presencia de sedimentos laminados, enriquecidos en sílice biogénico y empobrecidos en carbonato de calcio (CaCO_3), que sugieren un incremento en la productividad y una estacionalidad marcada (Barron et al., 2005; Cheshire et al., 2005; Dean, 2006; Cheshire & Thurow, 2013). Así mismo, las diatomeas sugieren que la fase cálida del monzón, presente durante el verano, era más marcada que en la actualidad (Barron et al., 2004), y los registros de $\delta^{18}\text{O}$ sugieren un aumento en la tasa de evaporación y en la temperatura, así como una disminución de la salinidad en aguas intermedias (Keigwin & Jones, 1990). Se ha inferido que durante este intervalo comenzó la migración hacia el norte de la ZCIT (Pride et al., 1999).

Durante el YD, las condiciones climáticas generales fueron predominantemente frías, aunque los registros de alquenonas muestran un escenario diferente (McClymont et al., 2012). Los sedimentos sugieren una mayor ventilación de la Zona de Oxígeno Mínimo (Dean, 2006), posiblemente relacionado con la disminución de la productividad biológica como consecuencia de un debilitamiento de los vientos del NO (Sancetta, 1995), y que ha sido evidenciado a partir del registro de diatomeas y silicoflagelados (Barron et al., 2004), el contenido de sílice biogénico y de CaCO_3 (Barron et al., 2004; Dean, 2006). Además, se ha sugerido un aumento en la entrada de terrígenos a la cuenca (Cheshire et al., 2005; Cheshire & Thurow, 2013), y la presencia de aguas tropicales (Barron et al., 2014). En general, el este intervalo se identifica como uno de transición hacia el Holoceno, caracterizado por una reducción en la productividad y el desarrollo de las condiciones tipo El Niño (Sancetta, 1995).

El inicio del Holoceno estuvo marcado por un aumento marcado de la temperatura, entre ~11,700 y 10,000 años cal AP la productividad biológica aumentó, evidenciado a través del aumento en el sílice biogénico de los sedimentos (Sancetta, 1995; Pride et al., 1999; Barron et al., 2014), el aumento en el contenido de nitrógeno (Pride et al., 1999), así como por la disminución en el CaCO_3 , lo cual sugiere un rápido declive en las condiciones tropicales del GdC (Barron et al., 2004; 2014; Dean, 2006), y una posición más al norte de la ZCIT. Por

otro lado, el aumento en la diatomea *Roperia tessellata*, indicadora de surgencias invernales, sugiere un enfriamiento de las masas de agua superficiales de la cuenca (Barron et al., 2014), una mayor frecuencia en los procesos de surgencias y una disminución en la precipitación (Cheshire et al., 2005; Cheshire & Thurow, 2013).

Entre 10,000 y 6,200 años cal AP se reconocieron incursiones mínimas de aguas tropicales hacia el golfo. El fortalecimiento de los vientos de NO condujo a un aumento en los procesos de surgencias (Sancetta, 1995), evidenciado por el depósito de sílice biogénico y asociaciones específicas de diatomeas y silicoflagelados (Barron et al., 2004). Hacia los ~6,200 años cal AP, se aprecia un aumento gradual en el sílice biogénico, que sugiere un cambio en la dirección de los vientos de invierno-primavera y el desarrollo de surgencias en el margen continental del golfo. Estas condiciones se mantuvieron relativamente estables hasta hace 2,800 años cal AP; sin embargo, hace ~3,000 años cal AP se sugiere un debilitamiento en la intensidad de los vientos del NO, un aumento en la incursión de agua superficial cálida y una baja productividad (Sancetta, 1995).

Los registros geoquímicos sugieren que entre ~5,600 y 2,500 años cal AP hubo un cambio de condiciones invernales con vientos fuertes del NO, procesos de surgencias más fuertes y alta productividad silíceas hacia condiciones de verano con vientos débiles del SE, aguas cálidas superficiales y baja productividad silícea, que se ha sugerido como el establecimiento del fenómeno El Niño Oscilación del Sur (ENOS) en el Pacífico ecuatorial (Dean, 2006). Entre ~2,800 y 2,400 años cal AP las condiciones en el golfo fueron más similares a las que se desarrollan en la actualidad, con el establecimiento de ciclos ENOS intensos. Posterior a este intervalo, se identificó un aumento muy marcado en la productividad (Barron et al., 2004), y se sugiere una TSM de 13-14°C, la intensificación de los vientos del NO y de los procesos de surgencias (Juillet-Lecrerc & Schrader, 1987). Además, se han identificado características muy particulares respecto a la productividad en eventos climáticos muy bien definidos, como la Anomalía Climática Medieval y la Pequeña Edad de Hielo, que mostraron condiciones de baja y alta productividad, respectivamente (Barron et al., 2003).

Capítulo 3. Proxies

Los proxies son indicadores indirectos cuantificables, extraídos de un registro climático, que por su naturaleza (física, química o biológica) están relacionados con diferentes variables paleoclimáticas y cuyas oscilaciones reflejan los cambios acontecidos en estas variables a través del tiempo (Cronin, 1999). Con el propósito de descifrar las condiciones paleoclimáticas, se utilizan proxies de diversa naturaleza; particularmente para esta investigación, y debido a su enfoque, se utilizaron a los radiolarios y los silicoflagelados como indicadores de masas de agua. A continuación, se presentan sus características.

3.1 Microfósiles silíceos

Debido a que el plancton se encuentra estrechamente relacionado con las características de las masas de agua y con la cantidad de nutrimentos, sus restos en el registro sedimentario proporcionan una herramienta para descifrar las condiciones paleoclimáticas, principalmente de carácter paleoceanográfico (Weinhaimer & Cayan, 1997; De Wever et al., 2001; Lazarus, 2005).

Las características básicas que deben poseer los organismos para ser útiles como proxies son: 1) poseer patrones morfológicos específicos con estructuras preservables; 2) ser abundantes en el sedimento para permitir su análisis cuantitativo; 3) contar con una amplia distribución geográfica; 4) tener una alta especificidad a parámetros ambientales y una rápida respuesta a cambios en su entorno y; 5) tener un amplio alcance estratigráfico (Kling, 1979; Abelmann & Gowing, 1997; Boltovskoy, 1998; Molina-Cruz et al., 1999).

3.1.1 Radiolarios policistinos

La distribución geográfica de los radiolarios policistinos está relacionada directamente con la circulación oceánica, masas de agua y patrones latitudinales. Su abundancia y distribución varía estacionalmente como respuesta a la tolerancia que presentan a las condiciones del medio (Kling, 1978) ya que, debido a su naturaleza planctónica, son fácilmente transportados y distribuidos sobre las áreas en donde pueden vivir y reproducirse (Pérez-Cruz et al., 2009).

De acuerdo a la latitud, se pueden distinguir asociaciones tropicales, subtropicales, templadas-frías y polares, así como especies distintivas o asociaciones características de zonas de frentes oceánicos (Boltovskoy, 1998) y regiones de surgencia (Nigrini & Caulet, 1992). Por otro lado, la distribución vertical se encuentra relacionada con características de la columna de agua (temperatura y salinidad) (Pérez-Cruz et al., 2009), y se distinguen diversos patrones, cada uno caracterizado por un máximo de abundancia ubicado por encima de un intervalo de profundidad restringida, fuera del cual los niveles de abundancia para esas especies son cercanos a cero (Kling, 1979). En términos generales, la máxima abundancia de radiolarios se sitúa entre los 25 y 50 m de profundidad y entre los 200 y 300 m; en ambientes más profundos el número de organismos disminuye drásticamente; sin embargo, aún en las

profundidades cercanas a los 4000 m, se ha reportado la presencia de algunas especies (Arz, 2004).

De manera general, los radiolarios presentes en los sedimentos reflejan de manera adecuada a las especies presentes en la columna de agua (Molina-Cruz, 1986). A partir del trabajo de Molina-Cruz et al. (1999), se demostró que las especies predominantes en el sedimento también eran el componente principal en muestras planctónicas incluso cuando algunas asociaciones de radiolarios no reflejaban en su totalidad alguna masa de agua; esto sugiere que las muestras planctónicas pueden funcionar como una manera de resolver asociaciones ecológicas que no pueden resolverse a través de los sedimentos, pero también indica que las especies más relevantes de las masas de agua suprayacentes están presentes en los sedimentos y pueden ser interpretadas ecológicamente. De esta manera, las asociaciones de radiolarios presentes en los sedimentos son un compuesto de especies que provienen de diferentes masas de agua que se integran de manera conjunta dentro de la tanatocenosis.

Dado lo anterior, los radiolarios han sido ampliamente estudiados y utilizados en investigaciones paleoceanográficas; particularmente como proxies de masas de agua (Molina-Cruz et al., 1999), aunque algunas especies particulares han permitido relacionar inferencias sobre la productividad de la región (Lazarus, 2005). Durante las últimas décadas, en el GdC se han realizado estudios que utilizan a los radiolarios como proxy (Molina-Cruz, 1977; 1984; 1986; 1988; Molina-Cruz et al., 1999; Pérez-Cruz, 2006). A partir de estos trabajos se ha podido identificar la presencia e incursiones de las masas de agua del golfo a través del tiempo, el aumento y disminución en la productividad biológica relacionada con las zonas de surgencia, las zonas de frentes termohalinos, se han inferido procesos de evaporación y cambios en la salinidad de aguas superficiales, entre otros.

3.1.2 Silicoflagelados

Los silicoflagelados son organismos cosmopolitas, de ambientes neríticos y pelágicos, que constituyen una parte importante del fitoplancton en aguas frías (Lee, 2008). Su distribución se encuentra estrechamente relacionada con las propiedades físicas y químicas de las masas de agua, tales como temperatura, salinidad y disponibilidad de nutrientes (Haq, 1980).

El intervalo de temperatura en el que estos organismos se distribuyen va de 0 a 30°C y el de salinidad de 30 a 40 g kg⁻¹ (Haq, 1980); sin embargo, la temperatura es el factor principal que determina su distribución. Los silicoflagelados son organismos autótrofos que dependen de la luz para obtener energía, por lo que su distribución vertical está restringida a la zona fótica de la columna de agua (0 a 200 m) (Sandrger et al., 1995). En regiones de altas latitudes en donde la intensidad de la luz es relativamente baja, las mayores abundancias se encuentran en los primeros 50 m de la columna de agua, mientras que en las regiones tropicales y subtropicales estos organismos se encuentran principalmente entre los 15 y 70 m de profundidad (Armstrong & Brasier, 2005). Otro factor esencial para su desarrollo es la disponibilidad y concentración de nutrientes, ya que su desarrollo se ve favorecido en las

regiones oceánicas en donde hay un alto contenido de sílice y en regiones de surgencia, como lo es el margen oriental del GdC (Armstrong & Brasier, 2005).

Dentro de los sedimentos con componentes silíceos, los silicoflagelados ocupan el tercer lugar dentro de los sedimentos ricos en este material (Barron et al., 2004; 2014), y su registro fósil se extiende hasta el Cretácico tardío (Takahashi, 1991), razón por la cual han sido utilizados en estudios bioestratigráficos en regiones oceánicas, particularmente aquellas donde los fósiles calcáreos están ausentes. Debido a las fluctuaciones en las variables que afectan su abundancia y desarrollo, funcionan como una excelente herramienta potencialmente útil en reconstrucciones paleoceanográficas (Haq, 1980; Barron et al., 2003; 2004; Onodera & Takahashi, 2005, Barron & Bukry, 2007), ya que proporcionan información importante sobre las características de las masas de agua como: temperatura, salinidad y cantidad de nutrimentos y, al desarrollarse principalmente en la zona fótica (0 a 200 m) brindan información más precisa acerca de la cantidad de radiación solar que incide sobre las aguas superficiales (Barron & Bukry, 2007).

En el GdC se han realizado diversos estudios enfocados en la recolección, identificación y descripción de las especies de silicoflagelados presentes en sedimentos, trampas de sedimentos y columna de agua (Murray & Schrader, 1983; Schrader et al., 1986; Pérez-Cruz & Molina-Cruz, 1988; Hernández-Becerril & Bravo-Sierra, 2001; Barron et al., 2004; 2014; Barron & Bukry, 2007; Álvarez-Gómez & Martínez-López, 2010). A partir de estos trabajos, se han identificado y descrito las especies más comunes en el GdC: *Octactis octonaria* var. *pulchra*, *O. speculum*, *Dictyocha messanensis* forma *messanensis*, *D. messanensis* forma *spinosa*, *D. epiodon*, *D. fibula* var. *robusta*, *D. calida*, *D. californica*, *D. franshepardii* y *D. perlaevis*. Estas mismas especies también han sido observadas en otras regiones del Océano Pacífico y del Atlántico (Poelchau, 1976; Takahashi, 1991; Takahashi & Blackwelder, 1992; Onodera & Takahashi, 2005; Barron & Bukry, 2007). Estos trabajos han permitido reconocer la relación existente entre las especies de silicoflagelados y variables oceánicas particulares; algunos estudios realizados sugieren el uso de silicoflagelados como indicadores de masas de agua (*Dictyocha/O. speculum*) (Parkinson, 2002), presencia de masas de agua frías (*O. speculum*) y cálidas (*D. calida* y *D. messanensis*) (Poelchau, 1976; Takahashi, 1991; Onodera & Takahashi, 2005), así como variaciones en la productividad (*O. octonaria* var. *pulchra*, *D. messanensis* y *D. fibula* var. *robusta*) (Murray & Schrader, 1983; Schrader et al., 1986).

A continuación, se presentan las afinidades ambientales y la masa de agua asociada a cada uno de los taxa de radiolarios y silicoflagelados utilizados en esta investigación (Tabla 2). Esto constituye la base para realizar las interpretaciones ambientales de la cuenca Guaymas durante los últimos 30,000 años cal AP, a partir de las variaciones de los organismos identificados en los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A.

Tabla 2. Afinidades ambientales de los radiolarios y silicoflagelados utilizados en este estudio.

Taxón y masa de agua asociado	Muestra	Afinidad ambiental	Referencia
RADIOLARIOS			
<i>Arachnocorallium calvata</i> AGC	SS	Habita en la superficie (primeros 100 m); éstas asociada con procesos de mezcla en el GdC.	Molina-Cruz et al., 1999
<i>Botryostrobus aquilonaris</i> ACC	CA/SS	Habita el ACC y está relacionada con frentes oceánicos en el GdC. Se asocia con <i>C. davisiana</i> y <i>B. auritus-australis</i> .	Molina-Cruz, 1986
<i>Botryostrobus auritus-australis</i> ACC	CA/SS	Habita en la superficie (0 a 150 m), y se ha relacionado con el ACC.	Boltovskoy & Riedel, 1987
<i>Cladoscenum sp cf. C. tricolum</i> AGC	CA	Habita en la superficie (40 a 200 m), se relaciona con regiones de surgencia enriquecidas en nitratos y silicatos.	Yamashita et al., 2002
<i>Cycladophora davisiana</i> ACC	CA/SS	Habita en profundidades de 50 a 150 m en el Pacífico oriental. Está asociada con frentes termohalinos en el GdC, y es un indicador de condiciones glaciales.	Molina-Cruz, 1986
<i>Lithomelissa setosa</i> AGC	CA/SS	Habita en aguas superficiales (0 a 120 m); por encima de la capa de mezcla. Es una especie indicadora de surgencias y condiciones de primavera boreal en el Pacífico norte.	Ishitani & Takahashi, 2007
<i>Lithomelissa thoracites</i> AGC	CA/SS	Habita en los primeros 100 m de la columna de agua. Es una especie predominante en las aguas superficiales de la cuenca Guaymas y se asocia con aguas altamente productivas.	Welling & Piasias, 1993
<i>Peridium longispinum</i> AGC	CA/SS	Habita en la superficie (100 a 150 m) en el GdC. Se ha asociado con aguas productivas.	Molina-Cruz et al., 1999
<i>Phortidium pylonium</i> grupo AST	CA/SS	Habita en los primeros 150 m de profundidad en el Océano Pacífico tropical oriental. Se ha asociado con surgencias en el margen occidental del GdC y con vientos del SE.	Boltovskoy et al., 2010
<i>Siphocampe lineata</i> AIP	CA/SS	Habita aguas intermedias (300 a 1000 m) en el Pacífico Norte. Se ha relacionado con el AIP en el GdC.	Boltovskoy & Correa, 2016
<i>Tetrapyle octacantha</i> grupo AST	CA/SS	Habita de 0 a 75 m de profundidad. Es un indicador de la termoclina tropical. En el GdC se ha relacionado con aguas tropicales.	Hu et al., 2015
SILICOFLAGELADOS			
<i>Dictyocha fibula var. messanensis</i> AST	CA/SS	Se relaciona con aguas tropicales oligotróficas y una alta TSM.	Onodera & Takahashi, 2005
<i>Octactis octonaria var. pulchra</i> AGC	CA/SS	Habita en aguas superficiales frías (15 a 23 °C) en regiones altamente productivas, indicando surgencias y procesos de mezcla.	Schrader et al., 1986
<i>Octactis speculum</i> ACC	CA/SS	Habita aguas relativamente frías. En el GdC se ha asociado con la incursión del ACC.	Murray & Schrader, 1983

SS: Sedimento superficial – CA: Columna de agua

Capítulo 4. Métodos

Este trabajo de investigación se inserta dentro del proyecto “*Guaymas Basin Tectonics and Biosphere: Expedition 385*” del IODP, llevado a cabo de septiembre a noviembre del 2019, a bordo del buque de perforación *Joides Resolution*. Durante la expedición, se perforaron ocho sitios (26 pozos), y se recolectaron 755 núcleos sedimentarios equivalentes a 4176.2 m, con un 87.9% de recuperación (Teske et al., 2019). Para este proyecto se seleccionaron los núcleos sedimentarios de los sitios U1545 y U1549, particularmente de los pozos A (referidos en adelante como U1545-A y U1549-A, respectivamente) (Fig. 8) (Tabla 3).

Tabla 3. Información técnica de los pozos utilizados para esta investigación (Teske et al., 2019).

Pozo	Coordenadas geográficas	Columna de agua (m)	Penetración (m)	Sedimento recuperado (m)	Recuperación (%)
U1545-A	27°38.23' N 111°53.34' O	1593.52	503.3	389	77.29
U1549-A	27°28.33' N 111°28.78' O	1840.07	168.0	166.9	99.3

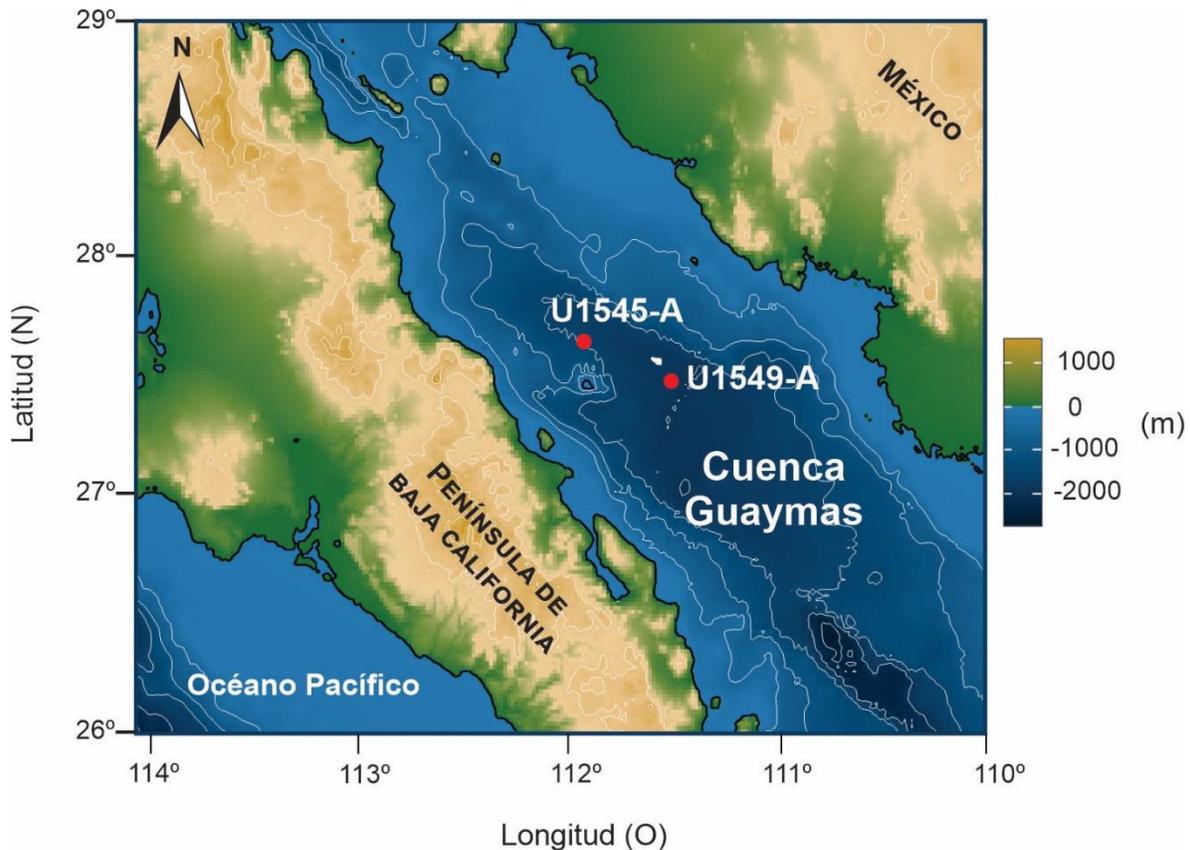


Figura 8. Posición geográfica de los pozos U1545-A y U1549-A.

4.1 Perforación de los sitios

El Pozo U1545-A se encuentra a ~52 km al NO del graben axial del centro de dispersión de la cuenca Guaymas (27°38.23' N, 111°53.34' O) (Fig. 8). El sedimento se obtuvo a una profundidad de 1593.5 m y se utilizó un Nucleador de Pistón Avanzado, un Nucleador de Pistón Avanzado de Longitud Media y un Sistema de Barriles de Núcleo Extendido. La penetración máxima fue de 503.3 m y se recuperaron 389 m de sedimento, correspondientes al 77 % (Teske et al., 2019). Para esta investigación se analizaron los primeros 41 m del sedimento (núcleos 385-1545A-1H a 5H).

El Pozo U1549-A se perforó a ~9.5 km al NO del graben axial del centro de dispersión (27°28.33' N, 111°28.78' O) (Fig. 8). La profundidad a la que se realizó la perforación fue de 1840.1 m, y se llevó a cabo a través de un sistema de Nucleador de Pistón Avanzado. La penetración total fue de 168 m, y se obtuvo un total de 166.9 m, equivalente al 99 % de recuperación (Teske et al., 2019). En esta investigación se revisaron los primeros 28 m de sedimento (núcleos 385-U1549A-1H a 4H).

Estos sedimentos son ideales para el desarrollo confiable de un modelo de edad y el establecimiento de un marco temporal para la cuenca Guaymas durante el Cuaternario tardío, debido al registro continuo de la acumulación de sedimentos pelágicos y a la ausencia de discordancias significativas asociadas con procesos tectónicos o de pérdida de material (Teske et al., 2019; 2021a; 2021b).

4.1.1 Litología

Los sedimentos del Pozo U1545-A están compuestos por una mezcla de oozes laminados de diatomeas y minerales arcillosos. Los componentes menores incluyen nanofósiles calcáreos, partículas siliciclásticas de tamaño limo y minerales autigénicos. Los cambios sedimentológicos a lo largo de la secuencia no son marcados, y solo se reconoce una unidad litoestratigráfica (Unidad I) (Teske et al., 2019), siendo la subunidad IA en donde se encuentran los sedimentos de interés para este trabajo. La naturaleza biogénica y siliciclástica de los sedimentos y la abundancia de láminas finas en el registro sedimentario sugiere que el ambiente de depósito de este sitio se mantuvo hemipelágico y con condiciones subóxicas-anóxicas. La preservación de nanofósiles calcáreos es de buena/moderada a pobre a lo largo de la secuencia sedimentaria (Teske et al., 2021a). En general, la preservación es buena en las regiones con nanofósiles abundantes y pobre en aquella con poca abundancia. Las diatomeas son abundantes y con buena preservación (Teske et al., 2019) (Fig. 9).

En el Pozo U1549-A los sedimentos recuperados son, en su mayoría, de origen biogénico (principalmente oozes de diatomeas) con una proporción importante (10 %) de componentes siliciclásticos de tamaño arena a limo que se encuentran mezclados con el componente biogénico. No se observan cambios diagenéticos importantes lo cual ocasionó la caracterización de una sola unidad litoestratigráfica (Unidad I) (Teske et al., 2019). La litología observada más común es un ooze de diatomeas no laminados de color gris olivo y

de tamaño arcilla a limo. Los sedimentos de origen terrígeno, intercalados con sedimentos biogénicos, varían en tamaño de algunos centímetros a un metro de espesor. Las láminas más gruesas ocasionalmente tienen una base de arena bioclástica laminada con algunas partículas siliciclásticas gruesas (Teske et al., 2021b). También se reconocieron otras capas de sedimentación siliciclásticas gruesas (del tamaño de limo a arena), y van desde láminas de unos pocos milímetros de espesor hasta lechos de ~6 m. Las láminas más gruesas se asocian con arena limosa que muestra erosión en la base. En la sucesión litológica se observaron cuatro capas deposicionales terrígenas excepcionalmente gruesas y normalmente graduadas, de las cuales una se encuentra dentro del intervalo de estudio, particularmente entre ~14 y 18 m, y que se ha asociado a flujos de gravedad (Fig. 9). A lo largo de la secuencia, se observa la abundancia de nanofósiles calcáreos con una preservación buena/moderada. En general, las diatomeas marinas son dominantes a abundantes con una preservación buena/moderada, y las diatomeas de agua dulce en este sitio son mucho más frecuentes que en el Pozo U1545-A, lo que sugiere una fuerte influencia de aportes terrestres (Teske et al., 2019).

4.2 Muestreo del sedimento

Con base en la litología de los pozos U1545-A y U1549-A y en las tasas de sedimentación preliminares basadas en la bioestratigrafía de nanoplancton calcáreo (Teske et al., 2019), se tomaron 122 muestras de los núcleos sedimentarios del Pozo U1545-A y 36 muestras de los núcleos sedimentarios del Pozo U1549-A en las instalaciones del edificio del *IODP* en *College Station, Texas*. La selección de muestras se realizó cada ~30 y 60 cm, para los pozos U1545-A y U1549-A, respectivamente, en los intervalos en donde no se observaron procesos diagenéticos o intrusiones de cuerpos ígneos que pudieran haber perturbado la señal climática registrada en los sedimentos.

4.3 Modelo de edad

Para tener un modelo de edad preciso, se realizó el fechamiento por ^{14}C (radiocarbono AMS) de 28 muestras (~5 g en 17 y 11 muestras para los pozos U1545-A y U1549-A, respectivamente). Las muestras se seleccionaron considerando las tasas de sedimentación estimadas a partir de datos bioestratigráficos (Teske et al., 2021a, 2021b). Debido a la ausencia de foraminíferos, los fechamientos se realizaron sobre sedimento total en el laboratorio *Rafter Radiocarbon Laboratory, GNS Science, National Isotope Center* (Lower Hutt, Nueva Zelanda) a través de la técnica de Espectrometría de Aceleración de Masas, que es la técnica más común para sedimentos jóvenes no perturbados (Jull, 2007). A partir de las edades radiocarbónicas convencionales (ERC) de cada muestra y su error estándar, se realizó la calibración de las edades en término de años cal AP, para lo cual se utilizó el software *R Statistical* versión 4.3.0 (*R Core Team, 2023*) y la paquetería de modelo de edad Bacon (versión 2.3.4) (Blaauw & Christen, 2011) que está basada en la aplicación de estadística Bayesiana a través de iteraciones Markov Chain – Monte Carlo. Este modelo de edad consideró la curva de calibración Marine20 (Heaton, 2020) y una edad de efecto reservorio constante de 301 ± 50 años (Goodfriend, 1997).

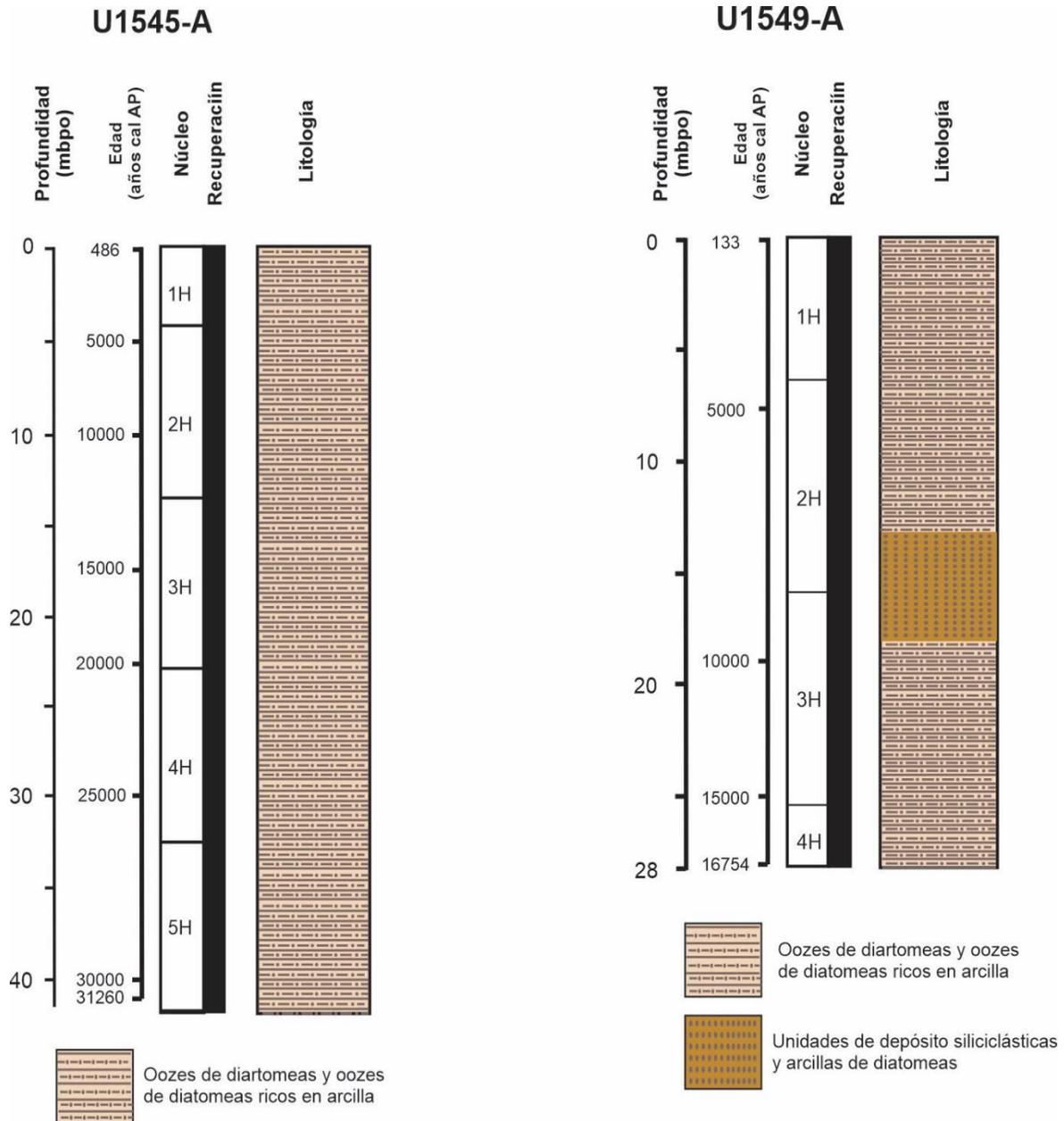


Figura 9. Secuencias sedimentarias de los pozos U1545-A y U1549-A. Se muestra la profundidad en metros bajo el piso oceánico (mbpo), la edad (años cal AP), los núcleos sedimentarios, el porcentaje de recuperación y la litología principal (modificada de Teske et al., 2019).

4.4 Silicoflagelados y radiolarios

Las preparaciones fijas se realizaron en el Laboratorio de Paleooceanografía y Paleoclimas del Instituto de Geofísica (UNAM), de acuerdo al método propuesto por Molina-Cruz (1984). Las muestras de sedimento se liofilizaron y se tomaron ~2 g de sedimento para cada muestra (U1545-A=122 muestras, U1549-A=36 muestras). A cada muestra se añadieron 20 ml de ácido clorhídrico (HCl) a 37% y 25 ml de peróxido de hidrógeno (H₂O₂) a 35%, con el

objetivo de disolver carbonatos y eliminar la materia orgánica, respectivamente. Para acelerar la reacción, las muestras se colocaron en una parrilla a $\sim 250^{\circ}\text{C}$ por un intervalo aproximado de cuatro horas. El material resultante se tamizó, y para poder separar las fracciones de tamaño correspondientes a cada uno de los grupos de microfósiles silíceos, se utilizaron dos aperturas de malla: $37\ \mu\text{m}$ para radiolarios y $25\ \mu\text{m}$ para silicoflagelados. El material obtenido en los tamices se asentó en los portaobjetos y se fijó con el medio de montaje Entellan (índice de refracción 1.40-1.50 a 20°C). La identificación taxonómica de los individuos se realizó a nivel de especie a través de la observación de las placas en un microscopio óptico *Zeiss* modelo *Axioskop 40* con objetivos *Planapo* (10x, 20 x y 40x). Se identificaron 300 o más individuos por placa en cada muestra, alícuota estadísticamente representativa (Sachs, 1973; Fatela & Taborda, 2000).

4.5 Análisis estadísticos

Se realizó un análisis de estadística descriptiva a los datos de radiolarios y silicoflagelados. A las abundancias relativas de radiolarios se les aplicó un filtro de presencia/persistencia, para destacar las especies más representativas de las secuencias sedimentarias ($>1\%$ en la muestra) (Correa-Metrio et al., 2010), con las cuales se realizó una nueva base de datos, a la cual se le aplicó un análisis multivariado, el Análisis de Factores en su modo Q, con el objetivo de agrupar a las especies que conformaron a cada una de las asociaciones ecológicas.

El análisis de factores es un enfoque estadístico utilizado para identificar relaciones entre variables en un gran conjunto de datos (Pisias et al., 2013; Matul et al., 2018) y para reducir estas variables en dimensiones más pequeñas con una mínima pérdida de información (Hirama et al., 2010). El análisis de factores modo Q es una de las técnicas estadísticas estándar para estimar los parámetros (paleo)ambientales a partir de datos micropaleontológicos archivados en sedimentos marinos (MARGO project members, 2009; Ortiz, 2011; Matul & Mohan, 2017), y se utiliza para mejorar las inferencias paleoceanográficas basadas en conjuntos de datos cuantitativos micropaleontológicos marinos (Loubere & Qian, 1997; Pisias et al., 2013; Matul & Mohan, 2017). En este estudio, el análisis de factores modo Q se realizó utilizando el software R Statistical versión 4.3.0 (*R Core Team* 2023), con una rotación de varianza maximizada (VARIMAX) que incluye la rotación de las coordenadas de los datos que resultan de un análisis de componentes principales, para maximizar la varianza compartida entre las variables. El número de factores significativos dentro del modelo suele determinarse mediante criterios matemáticos considerando los valores propios (Molina-Cruz et al., 1999; Pérez-Cruz, 2006). Las cargas del factor representan la ponderación del factor en cualquier muestra determinada, y los puntajes del factor identifican las especies más relevantes que definen a cada uno de los factores. El análisis agrupa las muestras según su similitud y define conjuntos de especies que son ortogonales en todas las muestras (Welling et al., 1996).

Por otro lado, las frecuencias relativas de las especies de silicoflagelados se graficaron en sentido estratigráfico sin análisis estadísticos adicionales.

Finalmente, el conjunto de la información recabada de los diferentes proxies se utilizó, y con ayuda de la literatura revisada previamente se elaboraron las interpretaciones paleoclimáticas relacionadas con la reconstrucción de las condiciones oceanográficas de la región, enfocadas a los cambios en las masas de agua y su relación con los cambios en los patrones de circulación oceánica y atmosférica.

A continuación, se presenta una síntesis de los métodos descritos previamente (Fig. 10).

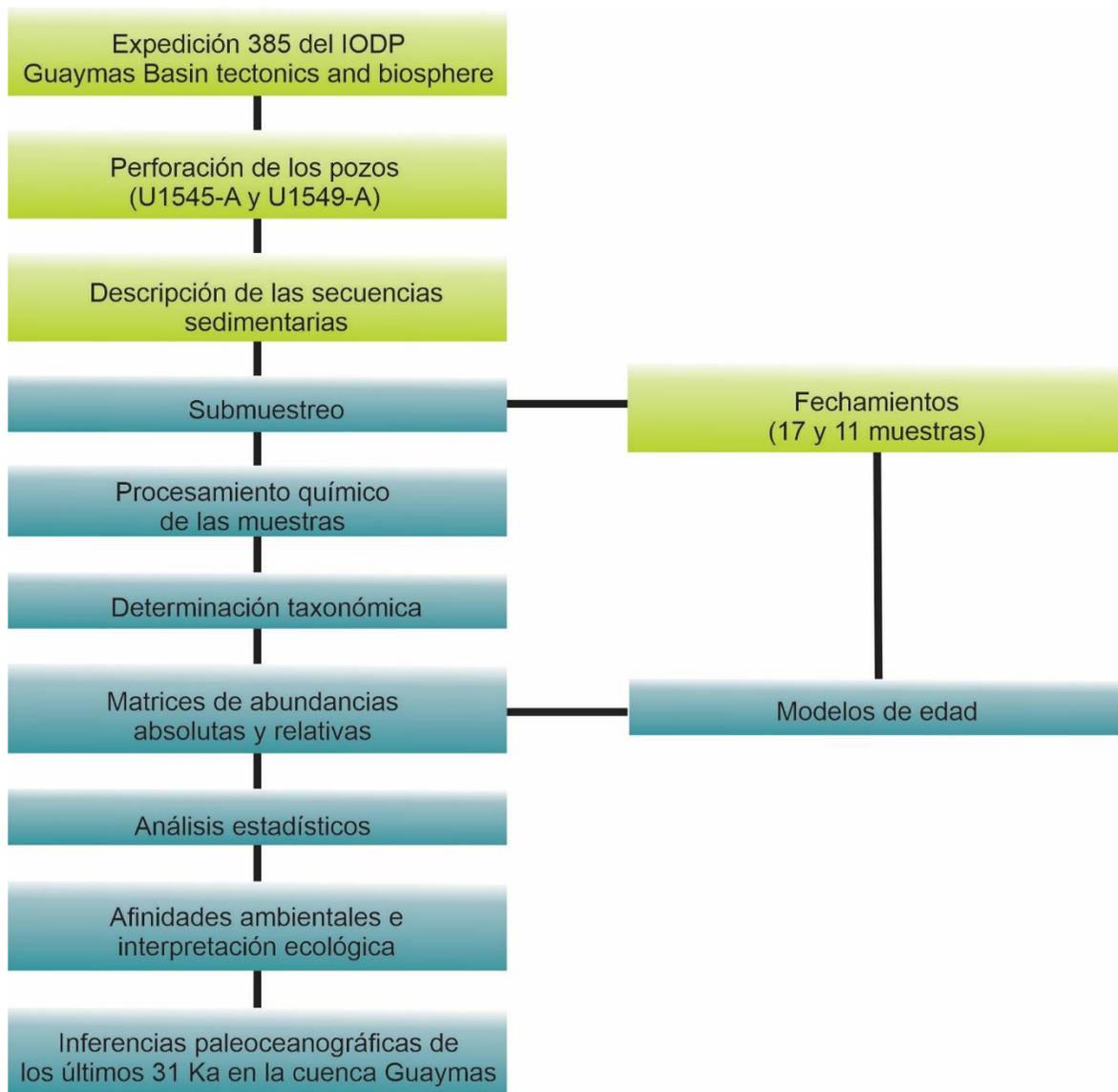


Figura 10. Diagrama de flujo que sintetiza los métodos utilizados para el desarrollo de esta investigación.

Capítulo 5. Resultados

5.1 Marco cronológico y modelos de edad

El fechamiento de los sedimentos de la cuenca Guaymas proporciona el marco temporal para este estudio, que comprende desde el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno. A continuación, se muestran los fechamientos, el error asociado y las edades calibradas (Tabla 4).

Tabla 4. Fechamientos de radiocarbono y edades calibradas para los pozos U1545-A y U1549-A.

Pozo	Código	Profundidad (m)	ERC (años AP)	Error (años)	Edad calibrada (años cal AP)
U1545-A	NZA 73592	0.62	1320	20	754
	NZA 73603	4.22	3763	23	3,352
	NZA 73605	6.25	5525	25	5,427
	NZA 73606	7.12	6503	27	6,416
	NZA 73607	8.56	7972	30	7,909
	NZA 73608	13.48	11364	41	12,355
	NZA 73609	13.76	11500	42	12,567
	NZA 73610	14.4	12132	44	13,046
	NZA 73611	14.99	12371	46	13,383
	NZA 73593	15.86	12559	47	13,884
	NZA 76034	20.80	15873	74	18,021
	NZA 73594	25.75	19934	107	22,239
	NZA 73595	29.53	21748	133	24,593
	NZA 73596	30.11	22064	137	24,921
	NZA 73597	34.74	24022	175	27,246
NZA 73598	40.76	28077	283	30,561	
NZA 73599	42.19	28238	292	31,272	
U1549-A	NZA 73600	1.8	1787	21	958
	NZA 73601	3.6	2753	22	1,995
	NZA 73602	5.4	3800	24	3,250
	NZA 73604	6.59	4632	25	4,176
	NZA 73752	10.64	6718	28	6,778
	NZA 73753	11.22	7172	28	7,254
	NZA 73754	12.37	8631	32	8,600
	NZA 73756	22.07	11710	43	10,993
	NZA 73757	23.25	12588	47	13,612
	NZA 73758	26.34	14427	56	15,842
NZA 73759	28.04	14876	59	16,752	

Con base en los fechamientos, se determinó que las secuencias sedimentarias tienen un alcance temporal que va de: ~31,272 a 486 años cal AP para el Pozo U1545A, y de ~16,752 a 133 años cal AP para el Pozo U1549-A (Fig. 11). Las edades calibradas de la superficie de los dos pozos, fue obtenida a partir de la extrapolación de la tasa de sedimentación subyacente inmediata. Así mismo, en el Pozo U1549-A no se consideraron los sedimentos correspondientes a las unidades de depósitos siliciclásticos (flujos de gravedad), debido a que su origen puede estar asociado con la inestabilidad de los sedimentos y, por lo tanto, de derrumbes del talud que alteraron la secuencia de depósito original y la señal climática registrada en ellos.

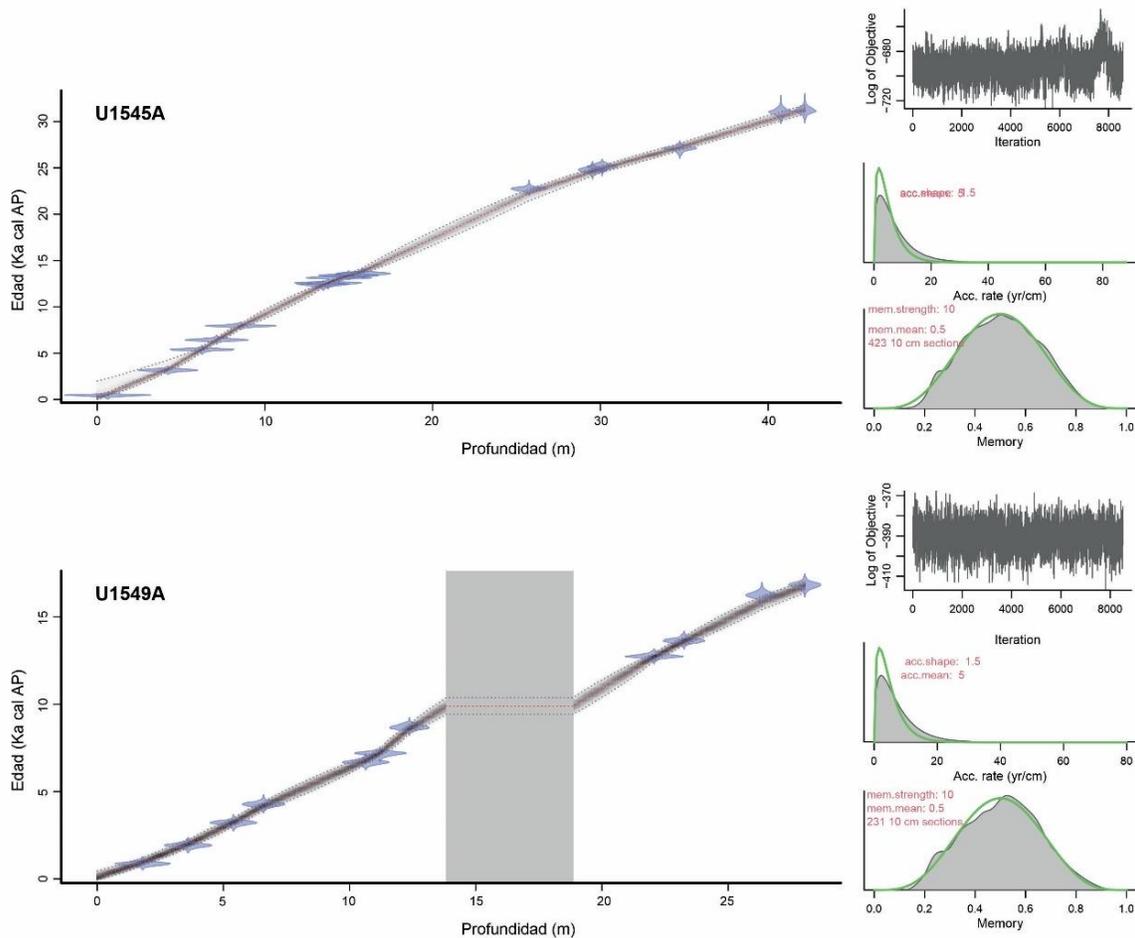


Figura 11. Modelos de edad para los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A.

Para el Pozo U1545-A, la tasa de sedimentación promedio fue de 1.49 mm/año. La tendencia general de la tasa de sedimentación disminuye hacia el presente; su rango de variación se encuentra entre 2.01 mm/año (de ~31,272 a 30,561 años cal AP) y 0.88 mm/año (de ~6,416 a 5,427 años cal AP). En general, se aprecia una tasa de sedimentación mayor durante el Pleistoceno, particularmente entre ~31,272 y 22,239 años cal AP; un descenso marcado entre

~22,239 y 5,427 años cal AP, y finalmente un aumento desde ~5,427 hasta 754 años cal AP (Tabla 5, Fig. 12).

En el Pozo U1549-A, la tasa de sedimentación promedio fue de 1.40 mm/año. Las tasas de sedimentación muestran una disminución hacia el presente; en este sitio, la tasa de sedimentación menor, de 0.45 mm/año, se encuentra entre ~13,612 y 10,993 años cal AP, mientras que la tasa de sedimentación más alta, de 2.91 mm/año, está entre ~10,993 y 9,891 años cal AP. En general, entre ~16,752 y 7,254 años cal AP, la tasa de sedimentación disminuyó gradualmente, hasta que hace ~7,254 años cal AP invirtió su tendencia y aumentó (Tabla 5, Fig. 12).

Tabla 5. Tasas de sedimentación en los pozos U1545-A y U1549-A.

Pozo	Profundidad (m)		Edad (años cal AP)		Tasa de sedimentación (mm/año)
	Inicio	Fin	Inicio	Fin	
U1545-A	0.62	4.22	754	3,352	1.39
	4.22	6.25	3,352	5,427	0.98
	6.25	7.12	5,427	6,416	0.88
	7.12	8.56	6,416	7,909	0.96
	8.56	13.48	7,909	12,355	1.11
	13.48	13.76	12,355	12,567	1.32
	13.76	14.40	12,567	13,046	1.34
	14.40	14.99	13,046	13,383	1.75
	14.99	15.86	13,383	13,884	1.74
	15.86	20.80	13,884	18,021	1.19
	20.80	25.75	18,021	22,239	1.17
	25.75	29.53	22,239	24,593	1.61
	29.53	30.11	24,593	24,921	1.77
	30.11	34.74	24,921	27,246	1.99
	34.74	40.76	27,246	30,561	1.82
40.76	42.19	30,561	31,272	2.01	
U1549-A	1.80	3.60	958	1,995	1.74
	3.60	5.40	1,995	3,250	1.43
	5.40	6.59	3,250	4,176	1.29
	6.59	10.64	4,176	6,778	1.56
	10.64	11.22	6,778	7,254	1.22
	11.22	12.37	7,254	8,600	0.85
	12.37	13.84	8,600	9,891	1.14
	18.86	22.07	9,891	10,993	2.91
	22.07	23.25	10,993	13,612	0.45
	23.25	26.34	13,612	15,842	1.39
26.34	28.04	15,842	16,752	1.74	

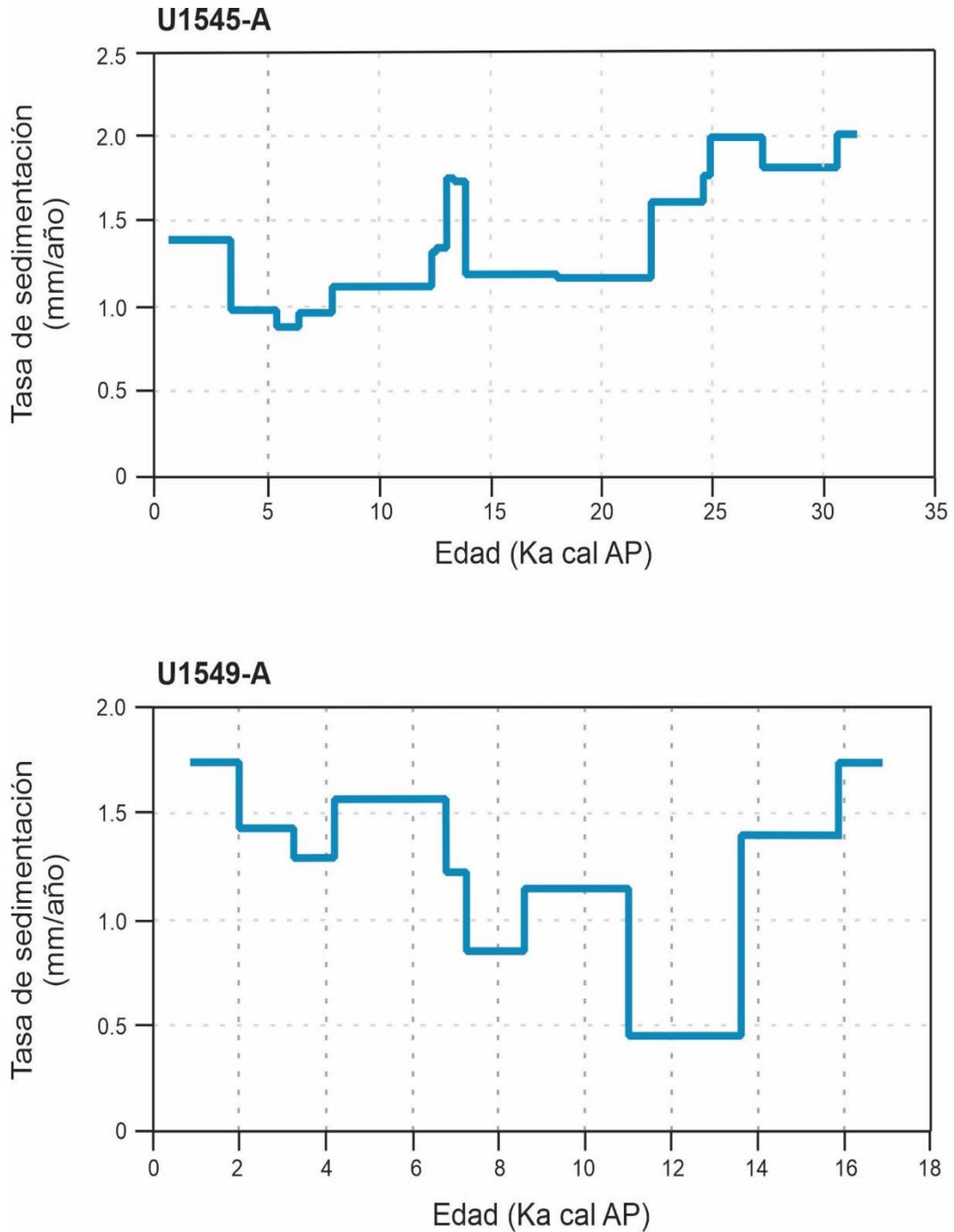


Figura 12. Tasas de sedimentación, en sentido estratigráfico, de los pozos U1545-A y U1549-A.

5.2 Radiolarios

Los radiolarios se encontraron a lo largo de las secuencias sedimentarias de ambos pozos; estos fueron abundantes, diversos y bien conservados. En las muestras del Pozo U1545-A se encontraron 145 taxa de radiolarios y 115 taxa en el Pozo U1549-A. A continuación, se muestra el listado taxonómico (Tabla 6).

Tabla 6. Listado taxonómico de radiolarios encontrados en los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A.

ORDEN SPUMELLARIA	
Familia COLLOSPHERIDAE	<i>Euchitonia elegans/furcata</i> grupo
<i>Acrosphaera murrayana</i>	<i>Euchitonia sp. cf. E. furcata</i>
Familia SPHAEROZOIDAE	<i>Euchitonia triangulum</i>
<i>Sphaerouzoum punctatum</i>	<i>Hymeniastrum euclidis</i>
<i>Sphaerouzoum crassus</i>	<i>Spongaster tetras</i>
Familia ACTINOMMIDAE	<i>Spongocore puella</i>
<i>Acanthosphaera actinota</i>	<i>Spongodiscus anomalum</i>
<i>Actinomma boreale</i>	<i>Spongodiscus biconcavus</i>
<i>Actinomma circumtexta</i>	<i>Spongodiscus resurgens</i>
<i>Actinomma delicatulum</i>	<i>Spongopyle osculosa</i>
<i>Actinomma leptoderma</i>	<i>Spongotrochus glacialis</i>
<i>Actinomma leptoderma longispina</i>	<i>Stylochlamydidium venustum</i>
<i>Actinomma medianum</i>	<i>Stylodictya tenuispina</i>
<i>Actinomma sol</i>	<i>Stylodictya validispina</i>
<i>Actinosphaera acanthophora</i>	Familia LITHELIIDAE
<i>Anomalacantha dentata</i>	<i>Larcopyle bütschlii</i>
<i>Cenosphaera sp. det</i>	<i>Larcospira minor</i>
<i>Cladococcus abietinus</i>	<i>Larcospira sp.</i>
<i>Drupptractus irregularis</i>	Familia HELIODISCIDAE
<i>Drupptractus variabilis</i>	<i>Heliodiscus amphidiscus</i>
<i>Heliosphaera radiata</i>	<i>Heliodiscus asteriscus</i>
<i>Hexacontium arachnoidale</i>	<i>Heliodiscus sp.</i>
<i>Hexacontium laevigatum</i>	Familia PYLONIIDAE
<i>Hexacontium melpomene</i>	<i>Hexapyle armata</i>
<i>Hexacontium phytagoraea</i>	<i>Hexapyle dodecantha</i>
<i>Hexacontium sp. cf. H. gigantheum</i>	<i>Phorticium pylonium</i> grupo
<i>Spongosphaera streptacantha</i>	<i>Tetrapyle octacantha</i> grupo
<i>Stylosphaera hispida</i>	ORDEN NASSELLARIA
<i>Stylosphaera pyriformis</i>	Familia SPYRIDAE
Familia COCCODISCIDAE	<i>Acanthodesmia vinculata</i>
<i>Didimocyrtis ellipsoidis</i>	<i>Ceratospyris sp. cf. C. borealis</i>
<i>Didimocyrtis messanensis</i>	<i>Clathrocircus stapedius</i>
<i>Didymocyrtis tetrathalamus</i>	<i>Lophospyris pentagona pentagona</i>
Familia PHACODISCIDAE	<i>Lophospyris pentagona quadriformis</i>
<i>Circodiscus microporus</i>	<i>Phormospyris sp. cf. P. ophirensis</i>
Familia SPONGODISCIDAE	<i>Phormospyris stabilis capoi</i>
<i>Amphirhopalum ypsilon</i>	<i>Phormospyris stabilis scaphipes</i>
<i>Dictyocoryne euclidis</i>	<i>Phormospyris stabilis stabilis</i>
<i>Dictyocoryne profunda</i>	<i>Tholospyris baconiana baconiana</i>
<i>Dictyocoryne truncatum</i>	<i>Tholospyris procera</i>
	<i>Tholospyris rhombus</i>

Zygocircus productus capulosus

Familia PLAGONIIDAE

Amphiplecta acrostoma

Arachnocorallium calvata

Arachnocorys umbellifera

Campylacantha cladophora

Cladosceniium ancoratum

Cladosceniium sp. cf. *C. tricolpium*

Clathrocorys murrayi

Ceratocyrtis histricosa

Lampromitra coronata

Lampromitra cracenta

Lampromitra quadricuspis

Lithomelissa laticeps

Lithomelissa pentacantha

Lithomelissa setosa

Lithomelissa thoracites

Lophophaena hispida

Lophophaena nadezdae

Peridium longispinum

Peridium sp. cf. *P. longispinum*

Peromelissa phalacra

Phormacantha hystrix

Plectacantha sp.

Pseudocubus obeliscus

Trisulcus triacanthus

Familia THEOPERIDAE

Artopilium undulatum

Bathropyramis quadrata

Calocyclas monumentum

Coracalyptra cervus

Coracalyptra kruegeri

Conarachnium parabolicum

Cornutella annulata

Cornutella profunda

Cycladophora davisiana

Dictyophimus histricosus

Eucyrtidium acuminatum

Eucyrtidium annulatum

Eucyrtidium anomalum

Eucyrtidium dictyopodium

Eucyrtidium erythromystax

Eucyrtidium hexagonatum

Eucyrtidium hexastichum

Eucirtydium veneris

Lipmanella bombus

Lipmanella dictyoceras

Litharachnium tentorium

Lophocorys polyacantha

Pseudodictyophimus gracilipes

Pterocanium auritum

Pterocanium elegans

Pterocanium praetextum eucolpum

Pterocanium trilobum

Pterocorys zancleus

Theocorys veneris

Theopilium tricostatum

Familia CARPOCANIIDAE

Carpocanarium papillosum

Carpocanistrum spp.

Carpocanium obliquum

Dictyocephalus papillosus

Familia PTEROCORYTHIDAE

Anthocyrtidium ophirense

Anthocyrtidium zanguebaricum

Lamprocyclas maritalis grupo

Lamprocyrtis nigrinae

Pterocorys clausus

Pterocorys minythorax

Stichopilium bicornis

Familia ARTOSTROBIIDAE

Botryoscobus scalaris

Botryostrobos aquilonaris

Botryostrobos auritus-australis

Botryostrobos sp.

Phormostichoartus corbula

Siphocampe lineata

Siphocampe sp.

Spirocyrtis scalaris

Stichocorys seriata

Tricolocampe corbula

Familia CANNBOTRYIDAE

Acrobotrys cribosa

Acrobotrys teralans

Botryocyrtis quinaria

Botryopyle sp cf *L. inflatum*

5.2.1 Distribución de radiolarios en los sedimentos

De las especies encontradas para cada uno de los pozos, se identificó una variación en sentido estratigráfico de los órdenes taxonómicos Nassellaria y Spumellaria (Fig. 13). En cada uno de los pozos se apreció una dominancia promedio marcada del primero sobre el segundo.

En el Pozo U1545-A, el promedio de naselarios y espumelarios fue de 79.7 y 20.3%, respectivamente; se apreció una estabilidad de la abundancia relativa de ambos órdenes, de ~31,000 a 15,000 años cal AP, y entre ~15,000 y 486 años cal AP se puede identificar el aumento de los espumelarios, que alcanza sus picos más altos a ~11,300, ~6,076 y 4,830 años cal AP, y entre 8,950 y 8,690 años cal AP, cuando su abundancia relativa supero el 40% (Fig. 13). Respecto al Pozo U1549-A, el promedio de naselarios y espumelarios fue de 69.78 y 30.21%, respectivamente. En esta secuencia también se aprecia una estabilidad relativa de ambos órdenes, con excepción de una disminución en la abundancia de naselarios hacia el reciente, particularmente de ~5,662 a 4,557 y de 1,656 a 688 años cal AP (Fig. 13).

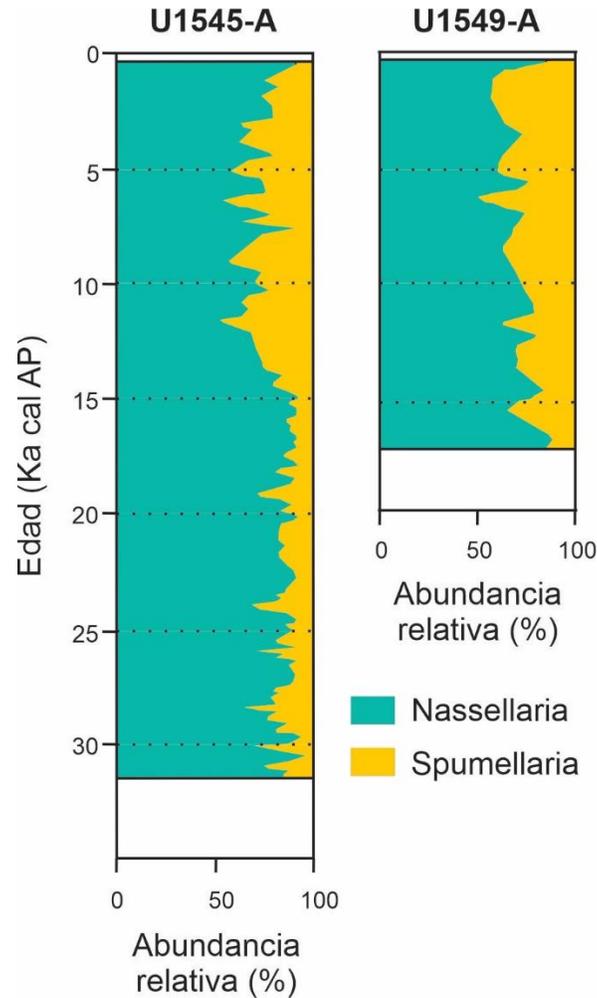


Figura 13. Abundancia relativa, en sentido estratigráfico, de los órdenes Nassellaria y Spumellaria en los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A.

5.2.2 Radiolarios más representativos en las secuencias sedimentarias

Utilizando como base la matriz de abundancias relativas de radiolarios identificados en los sedimentos, se elaboró una matriz de datos que fue sometida a un filtro estadístico de presencia/persistencia (Correa-Metrio et al., 2010). Como resultado del filtro aplicado, se identificaron 26 y 34 especies representativas para los pozos U1545-A y U1549-A, respectivamente. El criterio para seleccionar a las especies representativas estuvo dado por su presencia en los sedimentos con una abundancia relativa promedio ≥ 1 ; estas especies se muestran a continuación (Tabla 7).

5.2.3 Análisis de factores

Tomando como base las especies representativas de cada uno de los sitios (Tabla 7), se elaboró una nueva matriz de datos para cada sitio, a las cuales se les aplicó un Análisis de Factores modo Q; los resultados de los análisis indicaron que el Pozo U1545-A se puede expresar en términos de 4 factores que explican el 79% de la varianza total de los datos (Tabla 8), mientras que el Pozo U1549-A está representado por 4 factores que explican el 69.78 % de la varianza total (Tabla 8).

Como parte del análisis de factores, se obtuvieron los puntajes de factor (*factor scores*), y se identificaron a las especies que representan a cada uno de los factores en el Pozo U1545-A (Tabla 9) y en el Pozo U1549-A (Tabla 10), y que están determinadas por presentar puntajes de factor > 1 . De esta manera, cada factor matemático puede referirse en términos de asociaciones de radiolarios.

En el Pozo U1545-A, compuesto por 4 factores, el Factor 1 está representado por la especie de radiolario *Siphocampe lineata*. El Factor 2 tiene a las especies *Lithomelissa thoracites*, *Peridium longispinum*, *Phorticium pylonium* grupo y *Tetrapyle octacantha* grupo. El Factor 3 corresponde solamente a la especie *Cycladophora davisiana*, mientras que el Factor 4 corresponde a las especies *L. setosa* y *L. thoracites* (Fig. 14).

En el Pozo U1549-A, el Factor 1 está representado por las especies *L. setosa*, *L. thoracites*, *P. pylonium* grupo y *T. octacantha* grupo. El Factor 2 contiene a las especies *L. setosa*, *L. thoracites* y *S. lineata*. El Factor 3 está compuesto por las especies *Arachnocorallium calvata*, *Cladoscenum* sp cf. *C. tricolpium* y *P. longispinum*. Finalmente, el Factor 4 está representado por las especies *Botryostrobilus aquilonaris*, *B. auritus-australis*, *C. davisiana*, *L. setosa* y *L. thoracites* (Fig. 14).

Con base en las asociaciones de radiolarios y sus afinidades ambientales con las condiciones oceanográficas modernas (principalmente masas de agua) en la cuenca Guaymas, los factores se denominaron: 1) *Agua del Golfo de California*, 2) *Agua Superficial Tropical*, 3) *Agua Intermedia del Pacífico* y, 4) *Agua de la Corriente de California*. Las cargas de los factores (*factor loadings*) se trazaron a lo largo del tiempo y los principales cambios se describen a continuación.

Tabla 7. Especies de radiolarios representativas de los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A.

Taxa	Pozo		Taxa	Pozo	
	U1545-A	U1549-A		U1545-A	U1549-A
<i>Acanthodesmia vinculata</i>		X	<i>Pseudocubus obeliscus</i>	X	
<i>Acrobotrys teralans</i>	X	X	<i>Siphocampe lineata</i>	X	X
<i>Amphiplecta acrostoma</i>		X	<i>Theocorys veneris</i>		X
<i>Arachnocorallium calvata</i>	X	X	<i>Trisulcus triacanthus</i>	X	X
<i>Botryoscobus scalaris</i>	X	X	<i>Cenosphaera sp.</i>		X
<i>Botryostrobus aquilonaris</i>	X	X	<i>Druppattracus irregularis</i>		X
<i>Botryostrobus auritus-australis</i>	X	X	<i>Hexacontium arachnoidale</i>		X
<i>Cladoscenum sp cf. C. tricolpium</i>	X	X	<i>Hexacontium laevigatum</i>	X	X
<i>Clathrocircus stapedius</i>	X	X	<i>Larcopyle buetschlii</i>	X	X
<i>Cycladophora davisiana</i>	X	X	<i>Larcospira minor</i>	X	X
<i>Eucyrtidium hexastichum</i>		X	<i>Phorticium pylonium grupo</i>	X	X
<i>Lithomelissa pentacantha</i>	X	X	<i>Spongocore puella</i>		X
<i>Lithomelissa setosa</i>	X	X	<i>Stylochlamydidium venustum</i>	X	
<i>Lithomelissa thoracites</i>	X	X	<i>Stylodictya validispina</i>	X	X
<i>Lophophaena hispida</i>	X	X	<i>Tetrapyle Octacantha grupo</i>	X	X
<i>Peridium longispinum</i>	X	X			
<i>Peridium sp cf P. longispinum</i>	X	X			
<i>Peromelissa phalacra</i>		X			
<i>Phormospyris stabilis scaphipes</i>	X	X			
<i>Phormosticoartus corbula</i>	X	X			
<i>Plectacantha sp.</i>		X			

Tabla 8. Análisis de Factores modo Q, para cada uno de los pozos.

Factor	Valor propio	Varianza total (%)	Valor propio acumulado	Varianza acumulada (%)
Pozo U1545-A				
1	51.31	42.05	51.31	42.05
2	26.18	21.46	77.49	63.51
3	11.63	9.54	89.13	73.05
4	7.25	5.94	96.38	79.00
Pozo U1549-A				
1	13.83	47.70	13.83	47.70
2	3.02	10.43	16.86	58.14
3	1.86	6.44	18.72	64.58
4	1.50	5.19	20.23	69.78

5.2.4 Asociaciones de radiolarios a lo largo de las secuencias sedimentarias

Una vez determinadas las asociaciones de radiolarios que representan a cada factor, se consideraron las cargas de factor para determinar el comportamiento de las asociaciones a través del tiempo (Anexo I). A continuación, se describe el comportamiento de estas.

Pozo U1545-A

En esta secuencia se presentaron 4 asociaciones de radiolarios que explicaron el 79 % de la varianza total de las muestras. Particularmente, cada una de las asociaciones explicó 42.05, 21.46, 9.54 y 5.94% de la varianza total, respectivamente (Tabla 8). Una síntesis del comportamiento de estas asociaciones se muestra en la Fig. 15.

El Factor 1, denominado *Agua Intermedia del Pacífico*, explica el 42% de la varianza total (Tabla 8). Sus valores más altos se muestran con ligeras fluctuaciones en cuatro intervalos, de ~ 30,690 a 24,755, 19,770 a 18,790, 18,050 a 14,360 y 13,400 a 12,200 años cal AP (Fig. 15). Los valores más bajos del factor se encuentran a lo largo del Holoceno; este factor está representado por *Siphocampe lineata* con un puntaje de factor de 4.59 (Tabla 9). Esta especie habita en aguas frías y frentes oceánicos (Boltovskoy & Riedel, 1987), habitando profundidades de agua de 300 a 1,000 metros en el Océano Pacífico norte (Kling & Boltovskoy, 1995). Sus mayores abundancias están restringidas a latitudes altas (Boltovskoy & Correa, 2016) en las regiones árticas y subárticas del Océano Pacífico norte (Takahashi, 1991; Kling & Boltovskoy, 1995; Boltovskoy & Correa, 2016). Previamente se asoció con el AIP en el GdC (Bernal-Ramírez, 2003). Por lo tanto, su ocurrencia dominante en este factor sugiere que el flujo del AIP se fortaleció en el pozo U1545-A durante estos intervalos.

Tabla 9. Puntajes de factor de los radiolarios más relevantes para cada factor en el Pozo U1545-A. Se señalan en rojo las especies representativas de los factores de acuerdo a su puntaje de factor.

Orden	Taxón	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4
N	<i>Acrobotrys teralans</i>	-0.21	-0.94	0.25	0.90
N	<i>Arachnocorallium calvata</i>	-0.14	0.16	-0.11	0.09
N	<i>Botryoscobus scalaris</i>	-0.52	-1.37	-0.36	0.25
N	<i>Botryostrobos aquilonaris</i>	0.31	-2.23	0.40	0.73
N	<i>Botryostrobos auritus-australis</i>	-0.08	0.75	-0.13	-0.45
N	<i>Cladoscenum</i> sp cf. <i>C. tricolpium</i>	-0.61	0.44	-0.44	-0.23
N	<i>Clathrocircus stapedius</i>	-0.32	0.33	-0.41	-0.46
N	<i>Cycladophora davisiana</i>	-0.80	0.02	4.70	-0.77
N	<i>Lithomelissa pentacantha</i>	-0.55	-0.29	-0.59	0.10
N	<i>Lithomelissa setosa</i>	0.29	0.66	0.32	3.52
N	<i>Lithomelissa thoracites</i>	0.83	1.75	0.32	2.31
N	<i>Lophophaena hispida</i>	-0.21	-0.45	-0.29	-0.14
N	<i>Peridium longispinum</i>	0.06	1.29	-0.23	0.20
N	<i>Peridium</i> sp cf <i>P. longispinum</i>	-0.42	-0.73	-0.45	0.19
N	<i>Phormospyris stabilis scaphipes</i>	-0.37	-0.01	-0.36	-0.55
N	<i>Phormosticoartus corbula</i>	-0.49	-0.73	-0.13	-0.13
N	<i>Pseudocubus obeliscus</i>	-0.53	0.04	-0.56	-0.22
N	<i>Siphocampe lineata</i>	4.59	-0.80	0.26	-0.89
N	<i>Trisulcus triacanthus</i>	-0.22	-0.50	-0.35	-0.15
S	<i>Hexacantium laevigatum</i>	-0.05	-0.07	-0.33	-0.45
S	<i>Larcopyle buetschlii</i>	-0.34	-0.10	-0.54	-0.42
S	<i>Larcospira minor</i>	-0.05	0.54	-0.30	-0.70
S	<i>Phorticium pilonium</i> grupo	0.24	1.29	-0.05	-0.61
S	<i>Stylochlamydidium venustum</i>	-0.43	-0.80	-0.38	-0.23
S	<i>Stylodictya validispina</i>	-0.15	-0.68	-0.10	-0.49
S	<i>Tetrapyle octacantha</i> grupo	0.17	2.43	-0.16	-1.39

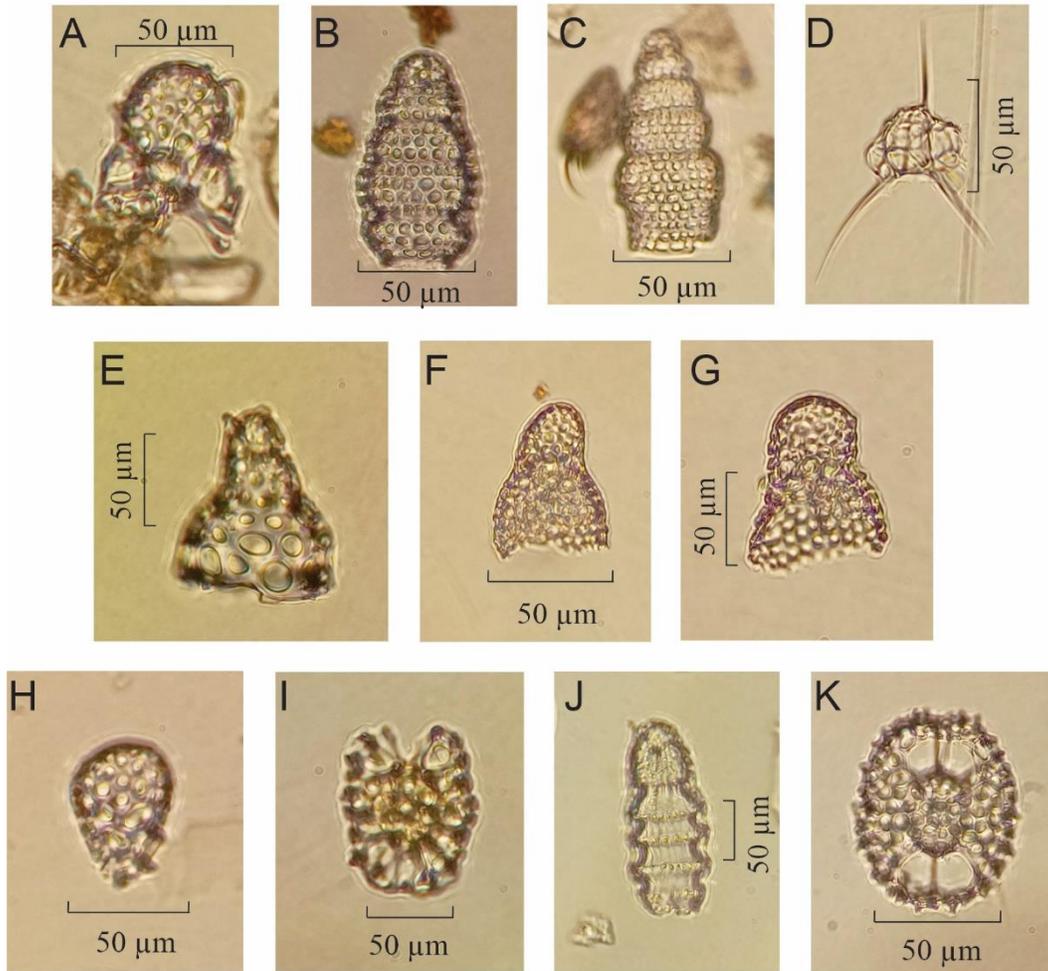
N: Nassellaria, S: Spumellaria

Tabla 10. Puntajes de factor de los radiolarios más relevantes para cada factor en el Pozo U1549-A. Se señalan en rojo las especies representativas de los factores de acuerdo a su puntaje de factor.

Orden	Taxón	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4
N	<i>Acanthodesmia vinculata</i>	-0.50	-0.32	-0.11	-0.60
N	<i>Acrobotrys teralans</i>	-0.17	-0.47	-0.27	0.15
N	<i>Amphiplecta acrostoma</i>	-0.64	-0.32	-0.02	-0.65
N	<i>Arachnocorallium calvata</i>	-0.44	0.50	1.84	0.69
N	<i>Botryoscobus scalaris</i>	-0.97	0.18	0.09	0.18
N	<i>Botryostrobos aquilonaris</i>	-1.34	0.14	-1.09	2.82
N	<i>Botryostrobos auritus-australis</i>	-1.53	-0.59	0.24	2.30
N	<i>Cladoscenum</i> sp cf. <i>C. tricolpium</i>	-0.30	0.43	1.02	-1.38
N	<i>Clathrocircus stapedius</i>	-0.01	-0.31	0.11	-0.81
N	<i>Cycladophora davisiana</i>	-0.03	-0.56	-0.22	1.14
N	<i>Eucyrtidium hexastichum</i>	0.15	-0.51	-1.18	-0.09
N	<i>Lithomelissa pentacantha</i>	-0.20	-0.36	-0.41	-0.28
N	<i>Lithomelissa setosa</i>	1.20	1.62	0.62	2.49
N	<i>Lithomelissa thoracites</i>	2.87	1.82	0.71	1.07
N	<i>Lophophaena hispida</i>	-0.89	-0.02	0.47	-0.03
N	<i>Peridium longispinum</i>	0.34	-1.22	4.34	-0.37
N	<i>Peridium</i> sp cf <i>P. longispinum</i>	-0.77	-0.20	0.78	-0.93
N	<i>Peromelissa phalacra</i>	-0.52	-0.71	-0.18	-0.35
N	<i>Phormospyris stabilis scaphipes</i>	0.19	-0.31	-0.10	-0.85
N	<i>Phormosticoartus corbula</i>	-0.35	-0.19	0.19	0.66
N	<i>Plectacantha</i> sp	-0.72	-0.19	-0.12	-0.41
N	<i>Theocorys veneris</i>	0.29	0.39	-0.67	-0.49
N	<i>Siphocampe lineata</i>	-1.17	4.57	-0.18	-1.58
N	<i>Trisulcus triacanthus</i>	-0.76	0.12	0.02	0.08
S	<i>Cenosphaera</i> sp.	0.12	-0.26	-0.81	-0.63
S	<i>Druppatracus irregularis</i>	0.81	-0.98	-0.64	-0.65
S	<i>Hexacontium arachnoidale</i>	-0.08	-0.19	-0.27	-0.07
S	<i>Hexacontium laevigatum</i>	0.46	-0.18	-0.42	0.58
S	<i>Larcopyle buetschlii</i>	-0.13	-0.38	-0.69	-0.60
S	<i>Larcospira minor</i>	0.60	-0.29	-0.59	-0.27
S	<i>Phortidium pilonium</i> grupo	2.32	-0.45	0.10	-0.40
S	<i>Spongocore puella</i>	-0.06	-0.20	-0.89	-0.23
S	<i>Stylodictya validispina</i>	-0.19	-0.26	-0.61	-0.31
S	<i>Tetrapyle octacantha</i> grupo	2.45	-0.32	-1.06	-0.20

N: Nassellaria, S: Spumellaria

Radiolarios



Silicoflagelados

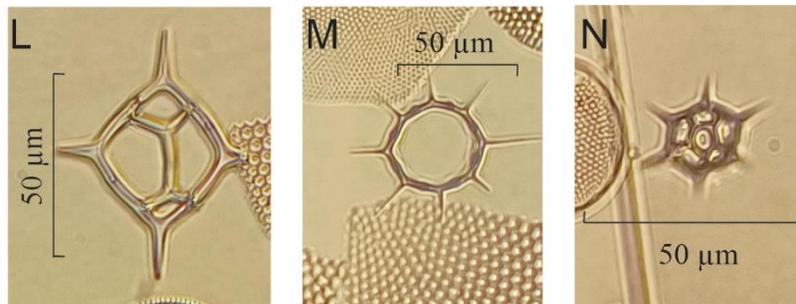


Figura 14. Microfósiles silíceos. Radiolarios (A) *Arachnocorallium calvata*, (B) *Botryostrobos aquilonaris*, (C) *B. auritus-australis*, (D) *Cladocscenium* sp cf. *C. tricolpium*, (E) *Cycladophora davisiana*, (F) *Lithomelissa setosa*, (G) *L. thoracites*, (H) *Peridium longispinum*, (I) *Phorticium pylonium* grupo, (J) *Siphocampe lineata*, (K) *Tetrapyle octacantha* grupo. Silicoflagelados (L) *Dictyocha fibula* var. *messanensis*, (M) *Octactis octonaria* var. *pulchra*, (N) *Octactis speculum*.

El Factor 2, denominado *Agua Superficial Tropical*, explica el 22% de la varianza total (Tabla 8). Este factor muestra sus valores más altos en el Holoceno, desde ~11,300 a 640 años cal AP, en intervalos episódicos de ~30,980 a 30,390, 28,340 a 27,400 y 14,110 a 12,090 años cal AP, y muestra picos a ~24,750, 19,030 y 15,350 años cal AP (Fig. 15). Este factor está representado por *Tetrapyle octacantha* grupo, *Lithomelissa thoracites*, *Phortidium pylonium* grupo y *Peridium longispinum*, con puntajes de factor de 2.43, 1.75, 1.29 y 1.29, respectivamente (Tabla 9). Los miembros de *T. octacantha* grupo habitan en la superficie y se distribuyen principalmente entre 0 y 75 m de profundidad en áreas productivas donde la clorofila *a* es alta (Ishitani & Takahashi, 2007; Hu et al., 2015), son indicadores de la termoclina tropical (Hu et al., 2015). Este grupo taxonómico ha sido identificado como la especie líder del Pacífico ecuatorial central (Welling et al., 1996). En el GdC, fue reportada previamente en las cuencas Pescadero y Farallón, sugiriendo el ingreso de masas de agua cálida en el sur del golfo (Fernández-Barajas et al., 1994; Molina-Cruz et al., 1999). *L. thoracites* habita en aguas superficiales, de 0 a 100 m de profundidad (Abelmann & Gowing, 1997), y es la especie predominante en la superficie del agua de la cuenca Guaymas (Molina-Cruz et al., 1999), se ha asociado con el AST y con aguas altamente productivas (Pisias, 1986). Es importante mencionar que, en el pasado, se le consideraba un grupo más que una sola especie y se encontró que era un componente importante de un conjunto relacionado con las condiciones invernales en la costa del Pacífico (Welling & Pisias, 1993). Los miembros de *P. pylonium* grupo tienen una distribución cosmopolita y habitan en los 150 m superiores de la columna de agua en el Océano Pacífico tropical oriental (Boltosvskoy et al., 2010). El grupo se ha relacionado con surgencias a lo largo del GdC occidental y con vientos más fuertes del SE (Molina-Cruz et al., 1999). *P. longispinum* habita en la capa de mezcla superficial, de 100 a 150 m de profundidad en el GdC (Molina-Cruz et al., 1999), crece en condiciones ambientales similares de temperatura y salinidad a las descritas para *L. thoracites*, y en ambientes altamente oxigenados, de 5 a 7 ml/L en el Océano Pacífico (Tanaka & Takahashi, 2008). Así, las afinidades ambientales de este conjunto de radiolarios sugieren la entrada de AST en la cuenca Guaymas, como ocurre en la actualidad por el debilitamiento de los vientos del NO y el fortalecimiento de los vientos del SE (Amador et al., 2006; Marinone, 2003). Además, la aparición de *L. thoracites*, *P. pylonium* grupo y *P. longispinum* puede indicar el desarrollo de procesos de surgencias locales en el margen occidental del GdC, o la advección de aguas ricas en nutrientes, principalmente debido a surgencias costeras, ondas internas y/o la influencia de giros ciclónicos.

El Factor 3, denominado *Agua de la Corriente de California*, explica el 10% de la varianza total (Tabla 8). Este factor muestra la mayor dominancia durante el Pleistoceno tardío, de ~30,830 a 28,670, de 27,400 a 21,490 y de 13,710 a 13,210 años cal AP, y en un pico a ~11,820 años cal AP (Fig. 15). *Cycladophora davisiana* representa este factor con un puntaje de factor de 4.70 (Tabla 9). Esta especie habita en aguas de profundidad intermedia que oscilan entre ~200 y 500 m de profundidad en la corriente del sur de California y el mar de Okhotsk (Kling y Boltovskoy, 1995; Nimmergut y Abelmann, 2002; Okazaki et al., 2003), y en aguas subsuperficiales del Pacífico Oriental, de 50 a 150 m de profundidad (Boltovskoy et al., 2010). Se ha asociado con los frentes termohalinos en la desembocadura del GdC y

con el ACC (Molina-Cruz, 1986). *C. davisiana* se ha relacionado con los períodos glaciales lo que indica que puede servir como indicador de las condiciones glaciales. La presencia de esta especie durante el Pleistoceno tardío, principalmente durante el UMG, de ~26,500 a 22,000 años cal AP, sugiere la incursión del ACC en el golfo, alcanzando la cuenca Guaymas (~27°N) durante condiciones de frío extremo, cuando el volumen de hielo aumentó globalmente y la celda atmosférica polar se expandió. Este cambio amplificó su influencia hacia el sur modificando la posición de los jets atmosféricos polares y subtropicales y desplazó el Sistema de la Corriente de California (SCC), que a su vez permitió el ingreso del ACC al golfo.

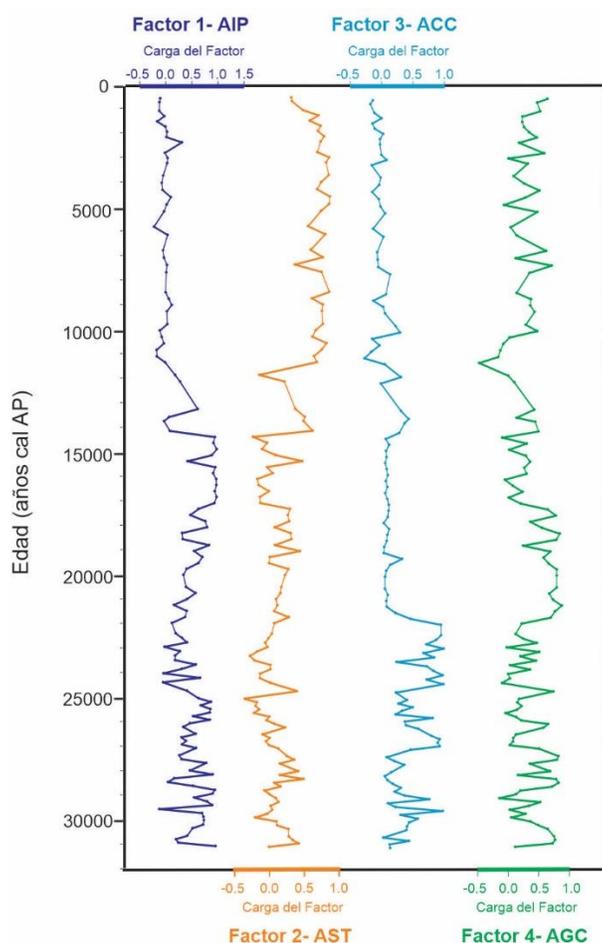


Figura 15. Distribución en sentido estratigráfico de las asociaciones de radiolarios del Pozo U1545-A.

El Factor 4, denominado *Agua del Golfo de California*, explica el 6% de la varianza total de los datos (Tabla 8). Los valores más altos de este factor son de ~31,120 a 24,750, de 21,730 a 17,060 y de 7,620 a 490 años cal AP; y se identifican algunos picos episódicos en ~14,110, 13,210 y 9,990 años cal AP (Fig. 15). Este factor está compuesto por *L. setosa* y *L. thoracites*, con puntajes de factor de 3.52 y 2.31, respectivamente (Tabla 9). *L. setosa* habita en los 120 m superiores de la columna de agua (Kling & Boltovskoy, 1995; Yamashita et al., 2002; Ishitani & Takahashi, 2007; Tanaka & Takahashi, 2008) por encima de la capa de mezcla y

la termoclina (Yamashita et al., 2002; Lüer et al., 2008), en masas de agua oxigenada (5 a 7 ml/L) con una salinidad de 34 a 35.5 g kg⁻¹ (Yamashita et al., 2002; Tanaka & Takahashi, 2008), sirviendo como indicador de procesos de surgencia (Ishitani & Takahashi, 2007). *L. setosa* se ha asociado con períodos interglaciales como marcador de las condiciones de primavera boreal en el Océano Pacífico norte (Takahashi, 1987). Las afinidades ambientales de *L. thoracites* se han descrito previamente. Por lo tanto, esta asociación sugiere la formación de una masa de agua similar al AGC en la cuenca. Estas condiciones podrían ser similares a la actual fase fría invierno-primavera en el golfo, cuando los vientos del NO se fortalecen, debido a la migración del CAAP, promoviendo la intensificación de surgencias y giros de mesoescala, y el aumento de la productividad.

Pozo U1549-A

Al igual que en el Pozo U1545-A, en esta secuencia se identificaron 4 asociaciones de radiolarios, explicando el 69.78 % de la varianza total de las muestras. Particularmente, cada una de las asociaciones explicó 47.70, 10.43, 6.44 y 5.19 % de la varianza total, respectivamente (Tabla 8). El comportamiento de estas asociaciones se muestra en la Fig. 16.

El Factor 1, denominado *Agua Superficial Tropical*, explica el 48% de la varianza total (Tabla 8), y mostró sus valores más altos entre ~11,500 y 11,000 y entre 8,700 y 133 años cal AP (Fig. 16). Este factor está representado por la especie *L. thoracites*, por *T. octacantha* grupo, *P. pylonium* grupo y por *L. setosa*. Los puntajes de factor de estas especies son 2.87, 2.45, 2.32 y 1.20, respectivamente (Tabla 10). En el Pozo U1549-A, este conjunto de radiolarios indica la presencia del AST en la cuenca, lo que sugiere vientos fortalecidos del SE. *L. thoracites* en este conjunto indica la presencia del AGC en la cuenca.

El Factor 2, denominado *Agua Intermedia del Pacífico*, representa el 10% de la varianza total (Tabla 8). Los valores más altos de este factor son de ~16,450 a 13,170, de 10,600 a 9,600, de 5,400 a 4,930 y de 2,840 a 2,620 años cal AP (Fig. 16). Las especies que representan este factor son *S. lineata*, *L. thoracites* y *L. setosa*, con puntajes de factor de 4.57, 1.82 y 1.62, respectivamente (Tabla 10). Las afinidades ambientales de estas especies se describieron previamente para el Pozo U1545-A (Takahashi, 1987; Tanaka & Takahashi, 2008) y sugieren (principalmente *S. lineata*) una mayor incursión del AIP en la cuenca Guaymas; además, *L. thoracites* y *L. setosa* indican la presencia del AGC.

El Factor 3, denominado *Agua del Golfo de California*, explica el 7% de la varianza total (Tabla 8). Este factor muestra sus valores más altos de ~14,500 a 12,800, 12,000 a 11,520, 10,900 a 6,040, 5,100 a 4,710, 4,150 a 3,020 y de 480 a 130 años cal AP (Fig. 16), y está representado por *P. longispinum*, *Arachnocorallium calvata* y *Cladoscenum* sp cf. *C. tricolpium*. Los puntajes de factor de estas especies son 4.34, 1.84 y 1.02, respectivamente (Tabla 10). Las afinidades ambientales de *P. longispinum* han sido descritas previamente para el Pozo U1545-A (Molina-Cruz et al., 1999). *A. calvata* habita en la superficie, en los 100 m superiores de profundidad; siendo una especie que forma parte del conjunto de radiolarios relacionados con procesos de mezcla y el AGC en la cuenca Guaymas (Molina-Cruz et al., 1999). *C.* sp cf. *C. tricolpium* habita en la superficie entre 40 y 200 m de

profundidad en regiones de surgencia enriquecidas en nitratos y silicatos (Yamashita et al., 2002). Por lo tanto, este conjunto de radiolarios sugiere la ocurrencia del AGC en condiciones similares a las que ocurren actualmente durante la fase invierno-primavera en el GdC.

El Factor 4, denominado *Agua de la Corriente de California*, explica el 5% de la varianza total (Tabla 8). Los valores más altos son de ~16,010 a 13,900, 12,520 a 11,410, 10,670 a 9,630, 5,310 a 4,730 y de 3,020 a 2,250 años cal AP (Fig. 16). Este factor está representado por *Botryostrobus aquilonaris*, *L. setosa*, *B. auritus-australis*, *C. davisiana* y *L. thoracites*, con puntajes de factor de 2.82, 2.49, 2.30, 1.14 y 1.07, respectivamente (Tabla 10). *B. aquilonaris* habita en el ACC (Kling & Boltovskoy, 1995), y su presencia se relaciona con frentes oceánicos formados por el encuentro del ACC y el AST en la boca del golfo (Molina-Cruz, 1986). Esta especie está asociada con *C. davisiana* y *B. auritus-australis* (Benson, 1966). *B. auritus-australis* habita en la superficie, desde 0 a 150 m de profundidad (Kling, 1979; Boltovskoy & Riedel, 1987; Tanaka & Takahashi, 2008), y está relacionado con el ACC (Benson, 1966; Kling, 1979; Molina-Cruz, 1986). Es menos abundante en las aguas actuales del GdC en comparación con el último período glacial (Molina-Cruz, 1986). La presencia de *B. aquilonaris*, *B. auritus-australis* y *C. davisiana* en este factor sugiere la incursión del ACC en la cuenca Guaymas durante condiciones de frío extremo cuando la celda atmosférica polar se expandió y amplificó su influencia hacia el sur.

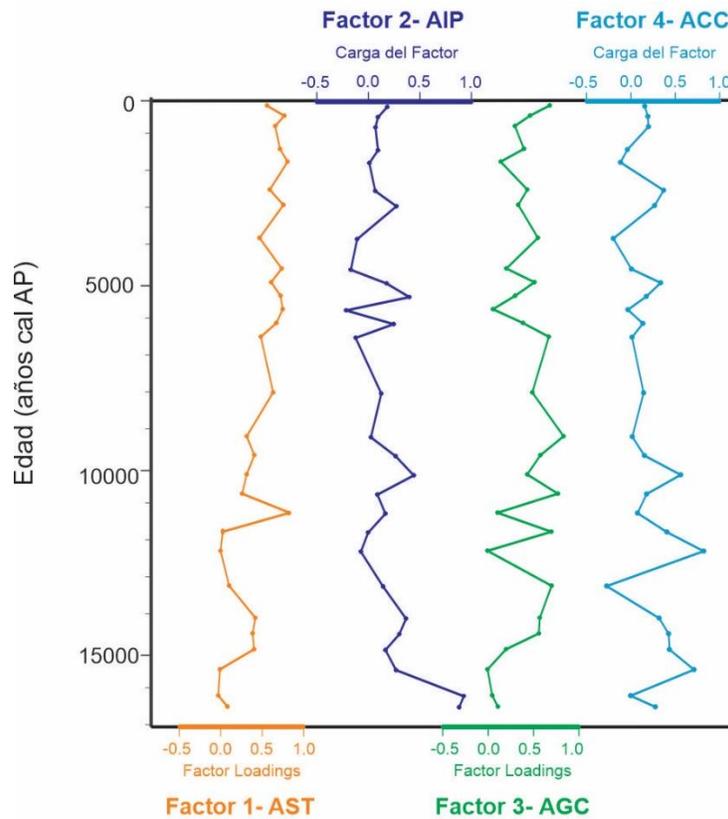


Figura 16. Distribución en sentido estratigráfico de las asociaciones de radiolarios del Pozo U1549-A.

5.3 Silicoflagelados

Los silicoflagelados fueron abundantes y con buena preservación en los sedimentos de ambos pozos. De la observación de las placas microfaunísticas se identificaron 16 taxa en los sedimentos del Pozo U1545-A, y 15 taxa en los sedimentos del Pozo U1549-A. se encontraron 16 especies, y en el pozo U1549A se encontraron 15 especies. A continuación, se muestra el listado taxonómico de las especies identificadas (Tabla 11).

Tabla 11. Listado taxonómico de silicoflagelados en los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A.

SILICOFLAGELLATA
Familia DICTYOHACEAE
<i>Dictyocha calida</i>
<i>Dictyocha californica</i>
<i>Dictyocha crux</i>
<i>Dictyocha epiodon</i>
<i>Dictyocha fibula</i>
<i>Dictyocha fibula</i> var. <i>messanensis</i>
<i>Dictyocha fibula</i> var. <i>messanensis</i> f. <i>spinosa</i>
<i>Dictyocha fibula</i> var. <i>robusta</i>
<i>Dictyocha franshepardii</i>
<i>Dictyocha mínima</i>
<i>Dictyocha pentagona</i>
<i>Dictyocha perlaevis</i>
<i>Octactis octonaria</i> var. <i>pulchra</i>
<i>Octactis speculum</i>
INCERTAE SEDIS
<i>Corbisema</i> sp
<i>Mesocena</i> sp.

A partir de las abundancias absolutas, se obtuvieron las abundancias relativas para cada especie y se consideraron únicamente aquellas con un valor promedio > 1 . Las especies más relevantes en las secuencias sedimentarias fueron: *Dictyocha perlaevis*, *Octactis octonaria* var. *pulchra*, *D. fibula* var. *messanensis*, *D. calida*, *D. fibula* var. *robusta*, *D. fibula* var. *messanensis* f. *spinosa* y *O. speculum*. Las abundancias relativas de estas especies, en sentido estratigráfico, se muestran en el Anexo II (Fig. 17).

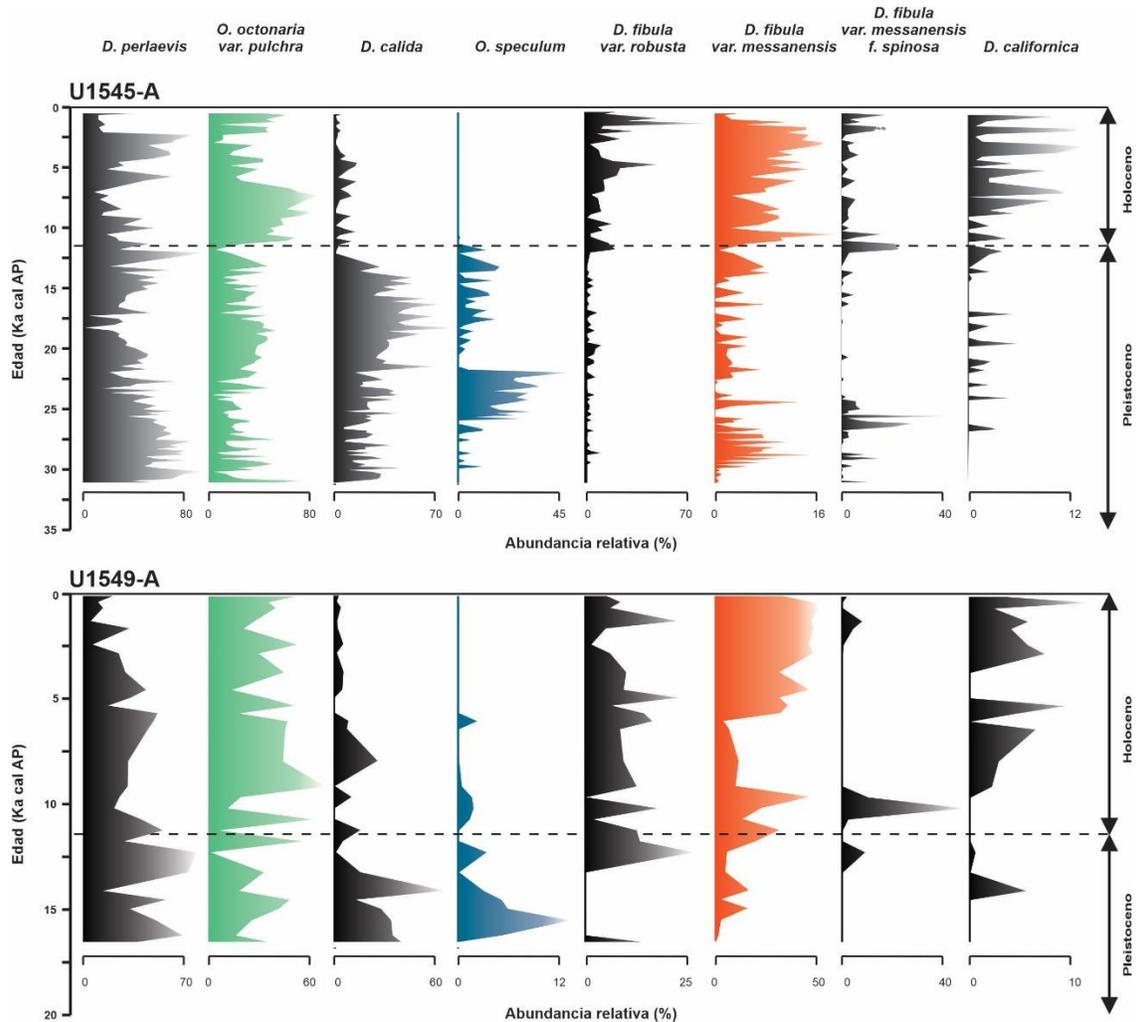


Figura 17. Distribución en sentido estratigráfico de las especies de silicoflagelados más abundantes en los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A.

5.3.1 Afinidades ambientales

Una vez determinadas las especies de silicoflagelados más representativas, se realizó una investigación bibliográfica que permitiera determinar las afinidades ecológicas de dichas especies a las características de las masas de agua superficiales que habitan (Tabla 2).

Considerando las afinidades ecológicas y la información recabada a partir de las asociaciones de radiolarios, se seleccionaron tres especies de silicoflagelados como indicadores paleoceanográficos para este trabajo: *Octactis octonaria* var. *pulchra*, *Dictyocha fibula* var. *messanensis* y *Octactis speculum*.

5.3.2 Silicoflagelados a lo largo de las secuencias sedimentarias

A partir de las abundancias relativas de estas especies se determinaron las variaciones de su presencia en los sedimentos a través del tiempo. A continuación, se describe brevemente el comportamiento de estas.

Pozo U1545-A

En esta secuencia sedimentaria, la especie más abundante fue *O. octonaria* var. *pulchra*, con una abundancia relativa promedio de 27.3%, en segundo y tercer lugar se encuentran *O. speculum* y *D. fibula* var. *messianensis* con una abundancia relativa promedio de 5 y 3.8%, respectivamente.

O. octonaria var. *pulchra* mostró una abundancia de 1.5 a 70.2%, con un promedio de 27.3%. Sus valores más altos son de ~29,770 a 27,560, de 21,240 a 18,060, de 11,300 a 6,080 y de 2,070 a 490 años cal AP (Fig. 18). Esta especie está relacionada con aguas superficiales frías (15 a 23°C) en regiones altamente productivas y de surgencia (Schrader et al., 1986). En el GdC, durante el verano-otoño, se distribuye en el norte, a diferencia de invierno-primavera, cuando se encuentra desde la región de la boca hasta los 27°N, es decir, en la latitud de la cuenca Guaymas (Murray & Schrader, 1983; Schrader et al., 1986). Esta especie es característica de esta cuenca, en donde los procesos de surgencia y mezcla se ven potenciados por la dinámica de las mareas (Schrader & Murray, 1985). Según sus afinidades ambientales, la presencia de esta especie sugiere la dominancia del AGC en la cuenca y condiciones climáticas similares a las que se presentan actualmente durante el invierno-primavera en el GdC, caracterizadas por el fortalecimiento de los vientos del NO y el desarrollo de surgencias eólicas y giros de mesoescala que favorecen la productividad (Douglas et al., 2007).

La abundancia relativa de *O. speculum* osciló entre 0 y 38.9%, con un promedio de 4.9%. La mayor abundancia de esta especie se observa entre 25,800 y 21,730 y entre 17,800 y 11,820 años cal AP (Fig. 18). Esta especie habita en aguas relativamente frías, restringidas por las isotermas de 10 a 22°C (Murray & Schrader, 1983). En el GdC, se ha asociado con la incursión del ACC (Barron et al., 2014). Esta especie es más abundante en la región de boca del GdC, pero en sedimentos del Pleistoceno tardío también se ha encontrado en latitudes medias (27°N) (Barron et al., 2014), que corresponden a la latitud de la cuenca Guaymas. Así, la configuración climática propuesta para estos intervalos se infiere como el resultado de una incursión del ACC en la cuenca Guaymas debido a la expansión de la celda polar y a la migración hacia el sur del SCC.

D. fibula var. *messianensis* mostró una abundancia de 0 a 15.6%, y un promedio de 3.8%. Las mayores abundancias se registran entre ~29,770 y 26,670, entre 13,900 y 12,510 y entre 11,290 y 990 años cal AP. Algunos picos se reconocen a ~24,410, 21,730 y 16,330 años cal AP (Fig. 18). En el GdC, esta especie está relacionada con aguas superficiales cálidas (18 a 26°C), como el AST (Schrader et al., 1986) y con el aumento de la TSM en el Océano Pacífico (Onodera & Takahashi, 2005). Esta especie es considerada un indicador de condiciones oligotróficas (Takahashi, 1991). Se ha encontrado en la región de la boca del GdC y durante eventos El Niño, llegando hasta latitudes entre 26 y 28°N (Pérez-Cruz & Molina-Cruz, 1988). La presencia de esta especie en los sedimentos sugirió una mayor incursión del AST en el golfo, potenciada por el debilitamiento de los vientos del NO y el fortalecimiento de los vientos del SE, como ocurre durante el verano boreal actual.

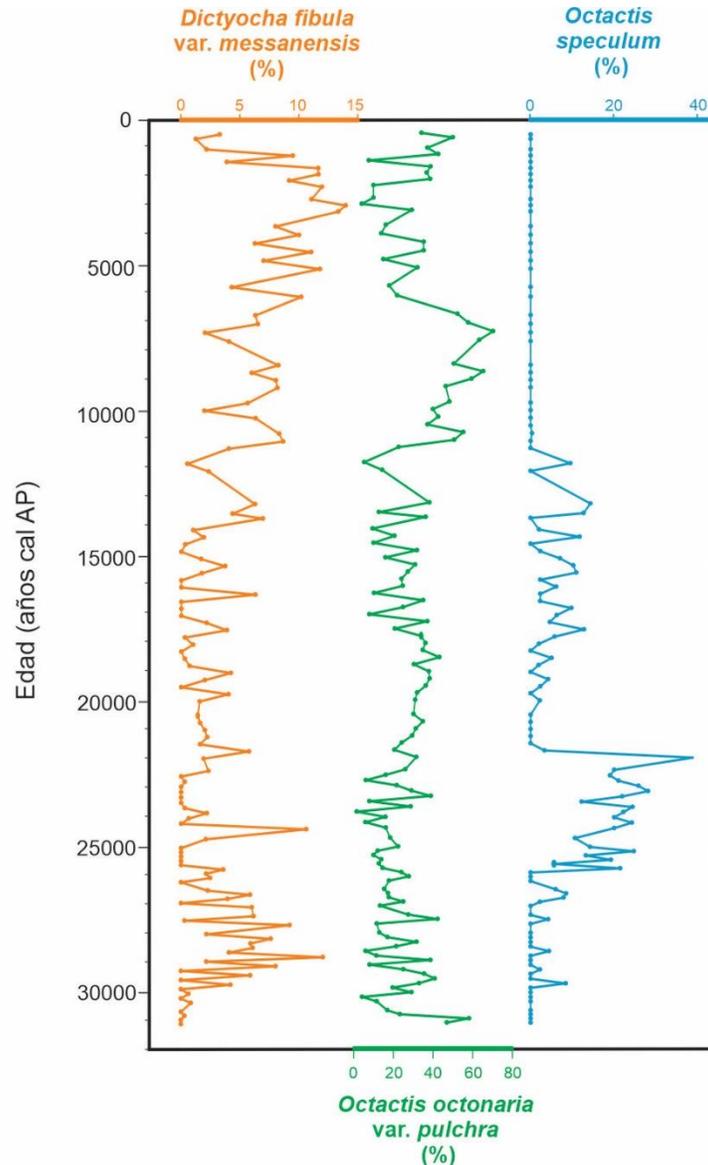


Figura 18. Abundancias relativas porcentuales, en el Pozo U1545-A, de las especies de silicoflagelados seleccionadas.

Pozo U1549-A

La especie más abundante fue *O. octonaria* var. *pulchra*, con una abundancia relativa promedio de 27.1%, la segunda más abundante fue *D. fibula* var. *messanensis* con una abundancia relativa promedio de 23.4% y el tercer puesto corresponde a *O. speculum* con una abundancia relativa promedio de 1.2%.

La abundancia de *O. octonaria* var. *pulchra* oscila entre 0.3 y 55%, siendo el promedio 27.1%. Los valores más altos de esta especie se registraron entre ~9,300 y 5,910 años cal AP. Se reconocieron otros intervalos menores de ~15,010 a 14,230, 11,820 a 11,460, 10,920 a 10,390, 5,420 a 4,930, 4,010 a 3,020, 2,630 a 1,960 y de 900 a 130 años cal AP (Fig. 19). Su

presencia en los sedimentos sugiere las condiciones ambientales antes mencionadas en el Pozo U1545A.

D. fibula var. *messanensis* mostró una abundancia que oscila entre 0 y 48.8%. La abundancia relativa media es del 23.4%. Esta especie mostró tres intervalos de mayor abundancia, de ~11,610 a 11,000, de 10,150 a 9,320 y de 5,740 a 130 años cal AP (Fig. 19). El aumento en la abundancia de esta especie se atribuye a una incursión más evidente del AST en el golfo, favorecida por el debilitamiento de los vientos del NO y el fortalecimiento de los vientos del SE.

O. speculum tiene una abundancia que oscila entre el 0 y el 10.5% y un promedio del 1.2%. Su presencia está restringida casi exclusivamente al Pleistoceno, que mostró sus valores más altos entre ~16,450 y 13,810 años cal AP. Se reconocieron otros intervalos menores desde ~12,620 a 12,010, de 10,670 a 9,620 años cal AP, y un pico ubicado en ~6,030 años cal AP (Fig. 19). La presencia de esta especie probablemente esté relacionada con la incursión del ACC en el golfo, resultante de la expansión de las celdas atmosféricas polares y el fortalecimiento del SCC.

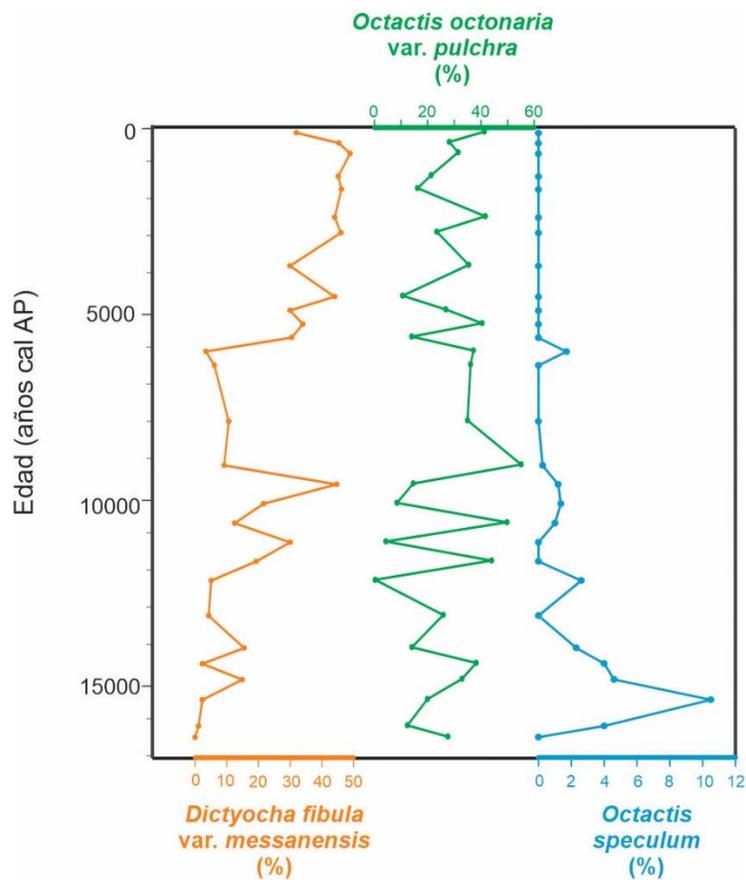


Figura 19. Abundancias relativas porcentuales, en el Pozo U1549-A, de las especies de silicoflagelados seleccionadas.

Capítulo 6. Discusión e interpretación

A partir de los registros de radiolarios y silicoflagelados de este trabajo, se lograron identificar cambios en la dinámica oceánica y atmosférica en la región central del GdC, particularmente en la cuenca Guaymas. Se identificaron cambios a diferentes escalas temporales (glacial-interglacial, milenaria y sub-milenaria), así como sus efectos en la formación y/o incursión de masas de agua en la cuenca. Lo anterior permitió que se pudieran definir y caracterizar la expresión de diferentes eventos climáticos en la cuenca, como el UMG o el Holoceno, y eventos de corta duración como los eventos D-O.

6.1 Tasas de sedimentación

Las tasas de sedimentación estimadas con base en los modelos de edad concuerdan con trabajos anteriores en la cuenca Guaymas. Para el final del EIM 3, la tasa estimada es de 2.01 mm/año (Fig. 12), que coincide con las altas tasas de sedimentación reportadas para este intervalo según Pichevin et al. (2012), quienes indicaron ~2.2 mm/año. La alta tasa de sedimentación observada en este intervalo se interpreta como el resultado del aumento global de la aridez, reportado desde el inicio del MIS 2 (~29,500 años cal AP) (Hughes et al., 2013); esto se ha observado en la cuenca Guaymas, en donde los sedimentos del Pleistoceno están dominados por terrígenos transportados eólicamente (Cheshire & Thurow, 2013), lo que coincide con la posición al sur del CAAP y la ZCIT, reportada para este intervalo (Cheshire et al., 2005; Cheshire & Thurow, 2013; Barron et al., 2014). Durante el inicio del UMG, de 26,500 a 22,200 años cal AP, las condiciones climáticas de la cuenca sugieren que el CAAP se encontraba restringido a bajas latitudes, que las escorrentías aumentaron en el GdC (Cheshire & Thurow, 2013) y que la estacionalidad de la cuenca disminuyó (Cheshire et al., 2005), debilitando así los vientos del NO durante invierno y favoreciendo la dominancia de las condiciones oligotróficas de verano y la reducción de la productividad biológica (Pichevin et al., 2012; Barron et al., 2014). Durante este intervalo, la tasa de sedimentación reportada es alta y se atribuye a un aumento en la entrada de terrígenos vía fluvial a la cuenca, como respuesta al aumento en la porción continental expuesta, al descenso del nivel del mar, al máximo volumen de los mantos de hielo (Hughes et al., 2013), al aumento en la precipitación invernal y al debilitamiento de los vientos (Cheshire & Thurow, 2013; Barron et al., 2014). Al final del UMG, el cambio abrupto en la tasa de sedimentación coincide con el final del EH-2 (Fig. 12) y el comienzo del interestadial 2, cuando las condiciones frías cambiaron a un clima cálido y el nivel del mar aumentó, disminuyendo así el área continental expuesta y el flujo de terrígenos vía escorrentía hacia la cuenca (Cheshire & Thurow, 2013), además de bajo flujo eólico debido al debilitamiento de la circulación de Hadley y la reducción de la celda subtropical del Pacífico (Otto-Bliesner et al., 2003; Timmerman et al., 2004). Durante el EH-1, la tasa de sedimentación baja (Fig. 12) pero estable sugiere un aporte de sedimentos bajo y relativamente homogéneo a la cuenca a lo largo del intervalo. Las tasas de sedimentación durante el B/A son ~1.75 mm/año en ambos pozos (Fig. 12), similares a lo descrito por Barron et al. (2004). Al inicio del intervalo se observa un marcado aumento en

la tasa de sedimentación, como resultado de un mayor aporte de sedimentos a la cuenca, que sugiere una marcada estacionalidad evidenciada por sedimentos laminados (Cheshire et al., 2005; Cheshire & Thurow, 2013), este escenario coincide con un incremento en la productividad invernal (sedimentos biogénicos) y condiciones oligotróficas en verano (sedimentos terrígenos) (Barron et al, 2005; Cheshire et al., 2005; Dean, 2006; Cheshire & Thurow, 2013). En el Pozo U1545-A durante el YD, la tasa de sedimentación disminuyó ~0.25 mm/año y 1.0 mm/año en el Pozo U1549A (Fig. 12), similar a la tasa de 0.92 mm/año, sugerida por Barron et al. (2004). Esto sugiere una disminución de la entrada de sedimentos a la cuenca, y se infiere que se redujo el flujo terrígeno o la productividad biológica (Pride et al., 1999; Cheshire & Thurow, 2013). De acuerdo a los registros de radiolarios y silicoflagelados de este trabajo, particularmente los registros del AGC y de la especie de silicoflagelado *O. octonaria* var. *pulchra*, se sugiere que la productividad biológica de la cuenca sí disminuyó durante este intervalo, particularmente en la región noroeste (Fig. 20, 21). Durante el Holoceno, las tasas de sedimentación en los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A oscilaron entre ~0.85 mm/año y 0.90 mm/año (Fig. 12), lo que concuerda con Barron et al. (2005), quienes reportaron 0.88 mm/año durante los últimos 10,000 años cal AP, y con Teske et al. (2019), que estimaron tasas de sedimentación de 0.23 a 1 mm/año durante los últimos ~5,000 años cal AP.

6.2 Configuración climática y oceanográfica de los últimos 31,000 años cal AP

A continuación, se presenta la interpretación dada a los resultados obtenidos de las asociaciones de radiolarios y silicoflagelados presentes en los sedimentos de los pozos U1545A y U1549A.

6.2.1 Intervalo pre-UMG (~31,260 a 26,500 años cal AP)

En este intervalo, los registros de microfósiles sugieren principalmente la alternancia de aguas superficiales similares al AGC y el ACC (Fig. 20; 21). En comparación con el Holoceno, la dominancia del AIP en la cuenca Guaymas es significativa (Fig. 20), debido a las condiciones glaciales y a la formación significativamente mayor de Agua Intermedia del Pacífico Norte (AIPN), que se expandió más que en la actualidad (Gong et al., 2019).

La presencia del AGC se relacionó con una configuración climática similar a la que se desarrolla actualmente durante condiciones de invierno en el área, provocando así su formación. Sin embargo, la alternancia del AGC y el ACC en la cuenca podría estar relacionada con la amplificación de la celda atmosférica polar (Cheshire & Thurow, 2013), que modificó la posición de los jets streams polar y subtropical (45° y 20° N, respectivamente; Fig. 5) (Andrews & Dyke, 2007; Cheshire & Thurow, 2013). En consecuencia, la migración hacia el sur del SCC y el ACC (McClymont et al., 2012), le permitió alcanzar el extremo de la península de Baja California (Molina-Cruz, 1986; Barron et al., 2014; Fig. 4), y fortaleció su incursión en el golfo, alcanzando el norte de la cuenca.

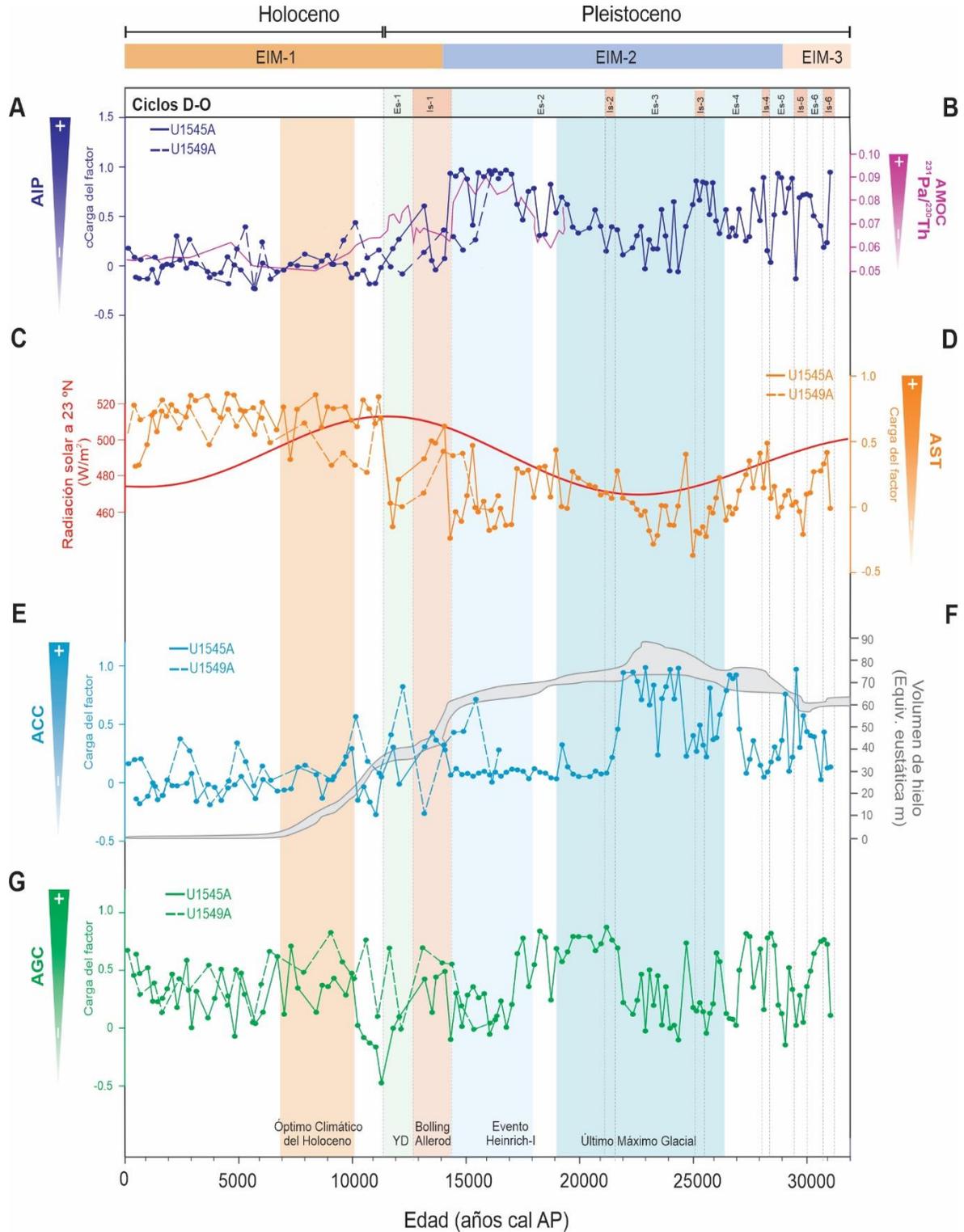


Figura 20. Registros de a) valores estandarizados de factor AIP; b) proporción Pa/Th (McManus et al., 2004); c) insolación solar a 23°N (DeMenocal et al., 2000); d) valores estandarizados de factor AST; e) valores estandarizados de factor ACC; f) volumen de hielo (cambios eustáticos en m (Hughes et al., 2013); g) valores estandarizados de factor AGC.

Además, en este intervalo se reconocen eventos episódicos donde se propone la incursión del AST (Fig. 20). Estos eventos están relacionados con dos eventos interestadiales (6 y 4), en donde las condiciones climáticas fueron similares a las del verano actual. En estudios previos, se ha sugerido que, durante estos intervalos, la posición promedio del CAAP se desplazó hacia el sur durante la transición del EIM-3 al EIM-2, debilitando los vientos del NO durante el invierno y fortaleciéndolos durante el verano (Cheshire & Thurow, 2013), con condiciones cálidas y estratificadas que permitieron la formación de sedimentos laminados, como se observa en los registros sedimentarios (Fig. 9).

Además, se identificaron eventos estadiales (6, 5 y 4) donde prevalecieron el AIP y el ACC (Fig. 20; 21), probablemente como respuesta a la amplificación de la celda atmosférica polar (Fig. 7).

6.2.2 UMG (~26,500 a 19,000 años cal AP)

A partir de los registros de radiolarios y silicoflagelados, se sugiere que durante este intervalo, dos masas de agua predominaron en la cuenca: el ACC en la superficie y una presencia expandida del AIP en profundidades intermedias (Fig. 20; 21). Durante el período de ~24,750 a 21,490 años cal AP, cuando la capa de hielo Laurentidae alcanzó su volumen máximo (Fig. 6; 20; 21) y la insolación de verano en el hemisferio norte era baja (Barron et al., 2014; Fig. 20, 21), los radiolarios y silicoflagelados sugieren el fortalecimiento del SCC, provocando la incursión del ACC en la cuenca, particularmente durante los estadiales 4 y 3 (Fig. 20; 21). Estas condiciones coinciden con lo propuesto por Barron et al. (2014), quienes indicaron que durante el EIM-2, en comparación con el EIM-3, en la cuenca Guaymas se formó agua fría con baja salinidad, y que sugiere la presencia de una masa de agua similar al ACC durante este período, y que podría estar relacionada con el aumento de la precipitación, como sugirieron Cheshire & Thurow (2013), debido a la migración latitudinal del CAAP y de la posición hacia el sur del jet stream polar (Fig. 5).

Además, los registros indican la presencia significativa del AIP al inicio y al final del intervalo (Fig. 20), lo que podría estar relacionado con el desarrollo de condiciones favorables para la formación de AIPN (Okazaki et al., 2012) y, por lo tanto, su incursión en la cuenca. Por el contrario, el predominio del AGC al final del intervalo (Fig. 20; 21), en el interestadial 2, sugiere condiciones climáticas similares a las descritas para los interestadiales en el intervalo pre-UMG. La formación del AIP fue menos intensa entre 23,500 y 21,240 años cal AP debido a (1) que la advección de aguas subtropicales al Océano Pacífico subártico fue limitada, (2) la circulación termohalina debilitada (Pichevin et al., 2012) y (3) la haloclina de la superficie del océano que inhibió la formación del AIPN (Gong et al., 2019).

6.2.3 Desglaciación (~19,000 a 11,600 años cal AP)

Este intervalo, también conocido como Terminación-I, se considera una transición de condiciones glaciales a interglaciares e incluye eventos climáticos notables como el evento Heinrich-1, el B/A y el YD.

Evento Heinrich-I (~19,000 a 14,900 años cal AP)

En este intervalo se identificaron dos condiciones climáticas principales: de ~18,540 a 17,060 y entre ~17,060 y 14,350 años cal AP (EH-1). El primero reveló la dominancia de agua similar al AGC en la cuenca Guaymas (Fig. 20; 21) . En ese momento, la debilitada Circulación de Vuelco Meridional del Atlántico (Fig. 20) (McManus et al., 2004) y la posición más meridional de la ZCIT en el Océano Pacífico impulsaron una reducción en la precipitación y el establecimiento de la Circulación Meridional del Pacífico, que provocó que corrientes superficiales anómalas transportaran más aguas subtropicales salinas hacia el Pacífico Norte (Gong et al., 2019) y probablemente hacia el GdC, provocando el flujo de aguas similares al AGC hacia la cuenca Guaymas. Además, de 17,060 a 14,350 años cal AP, los registros de esta investigación sugieren cambios en las aguas superficiales, principalmente en la región central de la cuenca Guaymas, consistente con la presencia del ACC (Fig. 20; 21). Estos cambios en la estructura de las masas de agua pueden estar relacionados con una reorganización significativa en el Pacífico Norte que ocurrió durante la última terminación glacial, cuando ocurrió la transición de un modo glacial hacia un modo interglacial. Esta reorganización en el sistema climático pudo haber provocado una migración gradual de la ZCIT hacia el norte, lo que provocó el debilitamiento de los vientos del noroeste (Price et al., 2013).

A lo largo de este intervalo, desde ~18,540 a 14,350 años cal AP, el AIP fue considerablemente dominante en la cuenca Guaymas (región norte y central) (Fig. 20), lo cual es congruente con los modelos que sugieren que la formación de aguas profundas en el Pacífico Norte se extendió a una profundidad de ~2,500 a 3,000 m durante el EH-I (Okazaki et al., 2012).

B/A (~14,900 a 12,800 años cal AP)

Este intervalo corresponde al interestadial 1, desde 14,491 a 12,711 años cal AP (Björck et al., 1998). En el Pozo U1545-A, en el noroeste de la cuenca, dos masas de agua superficial estuvieron presentes en intervalos alternos: (1) el AST, de 14,100 a 13,540 años cal AP, y (2) el ACC, de 13,540 a 13,210 años cal AP (Fig. 20; 21), el AIP tuvo un pico significativo a 13,210 años cal AP (Fig. 20). En el Pozo U1549-A, en la región central de la cuenca, la alternancia del AGC y el AST dominaron al comienzo del intervalo, desde 14,050 a 13,180 años cal AP (Fig. 20; 21), y el AIP tuvo un pulso significativo a ~14,040 años cal AP (Fig. 20), probablemente como una extensión de las condiciones oceánicas previas desarrolladas durante el EH-I.

Se ha sugerido que, durante este intervalo, la ZCIT y el CAAP migraron hacia el norte (Pride et al., 1999). Los registros en el noroeste de la cuenca (Pozo U1545-A) sugieren condiciones climáticas estacionales similares a las que ocurren actualmente cuando los vientos del NO son intensos en invierno-primavera y se forma el AGC; mientras que, en verano los vientos del SE son fuertes y el AST incursiona en la cuenca, con condiciones oligotróficas. Estas condiciones concuerdan con estudios previos (Barron et al., 2005; McClymont et al., 2012), que sugieren que el AST fluyó hacia el golfo durante este período, así como la alternancia de

periodos de condiciones eutróficas y oligotróficas, con un aumento de la TSM de 3°C, registrado hace ~13,000 años cal AP. En la región central de la cuenca (Pozo U1549-A), el AST también aumentó, aunque su presencia es menos evidente (Fig. 20; 21) y podría estar relacionada con modificaciones atmosféricas durante la migración del CAAP; sin embargo, es necesario realizar más investigaciones que puedan corroborarlo.

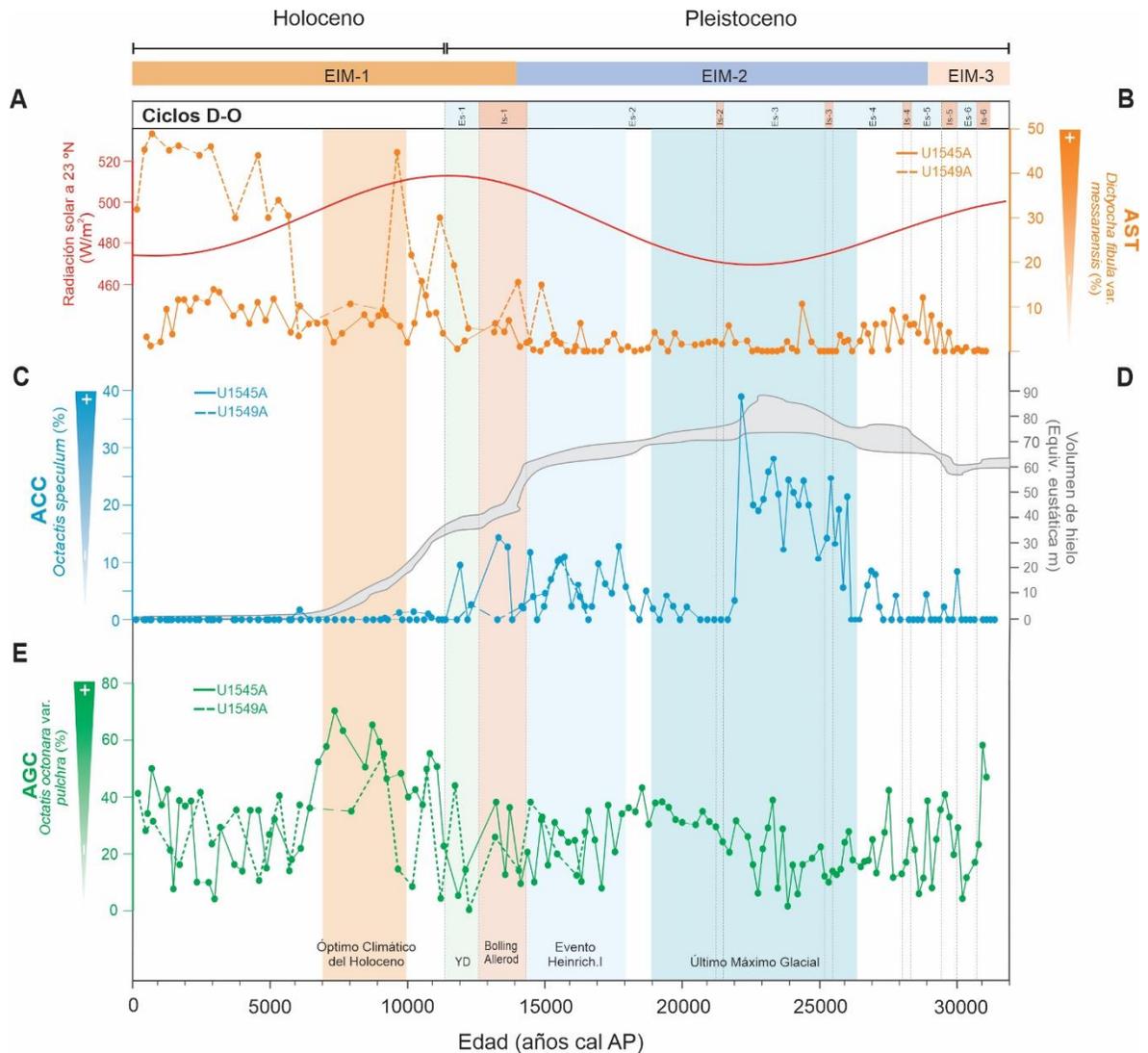


Figura 21. Registros de a) insolación solar a 23°N (de Menocal et al., 2000; b) abundancia relativa de *D. fibula* var. *messannensis*; c) abundancia relativa de *O. speculum*; d) volumen de hielo (cambios eustáticos en m) (Hughes et al., 2013); e) abundancia relativa de *O. octonaria* var. *pulchra*.

YD (~12,800 a 11,600 años cal AP)

Este período marca la transición de condiciones glaciales a interglaciales, que se caracterizó por cambios en la circulación oceánica. Este estudio indica que el ACC prevaleció desde ~12,700 hasta 11,800 años cal AP (Fig. 20; 21), cuando la TSM en la costa del Pacífico peninsular era 5-6°C más fría que en la actualidad (Rhode, 2002). Este patrón podría estar

relacionado con la intensificación del SCC y el ACC, en el Océano Pacífico nororiental (Barron et al., 2003; 2005; Mix et al., 1999). Al final del intervalo, desde ~11,700 hasta 11,600 años cal AP (Fig. 20; 21), los registros sugieren un aumento en la formación del AGC, que puede estar relacionado con el mayor contraste térmico océano-continente, que resultó en la migración hacia el norte del CAAP y la intensificación de los vientos del NO (Cheshire & Thurow, 2013; Staines-Urias et al., 2015).

6.2.4 Holoceno (~11,600 años cal AP al presente)

Durante el período de ~11,300 a ~640 años cal AP, los registros de microfósiles mostraron fluctuaciones del AST y del AGC en el noroeste de la cuenca (Pozo U1545-A) (Fig. 20), dominando el AST, como se evidencia a partir del registro de Spumellarios en ambos sitios (Fig. 13), y que sugiere la entrada de aguas tropicales a la cuenca. Su dominancia en la cuenca fue significativa desde ~7,610 años cal AP, y la presencia del AGC fluctuó en ~9,950, 7,310, 6,710, 5,120, 4,320, 3,950 y 2,710 años cal AP, y de 1,000 a 490 años cal AP (Fig. 20). En la región central de la cuenca (Pozo U1549-A), también se sugiere la alternancia del AST y el AGC de ~11,500 a 133 años cal AP (Fig. 21). El AST es más evidente durante el Holoceno; sin embargo, los registros también indican la presencia del AGC de ~10,900 a 6,030 años cal AP, y en varios intervalos de ~5,100 a 4,700, de 4,150 a 3,000, de 2,400 a 2,200 y de 480 a 130 años cal AP (Fig. 21).

A inicios del Holoceno, desde ~11,600 hasta 6,000 años cal AP, la radiación solar a 23°N alcanzó su valor máximo (~450 W/m²) (Fig. 20; 21) (Liu et al., 2003). La evidencia indica una latitud promedio más al norte de la ZCIT seguida de migraciones graduales hacia el sur (Barron et al., 2005; Koutavas & Lynch-Stieglitz, 2005) durante este período. La ZCIT se manifiesta como un cinturón atmosférico circunglobal de convección y lluvia intensas y húmedas, que marca la confluencia de los vientos alisios del norte y del sur. En particular, el Óptimo Climático del Holoceno, entre 10,000 y 6,000 años cal AP, se caracterizó por un aumento de la humedad y la precipitación en latitudes bajas y medias en las regiones monzónicas (Mayewski et al., 2004). En este período, la celda polar atmosférica se contrajo (Fig. 7) debido a la alta insolación en el hemisferio norte (Fig. 20; 21), y la influencia de las celdas de Hadley y Ferrel aumentó (Fig. 7) (Cheshire & Thurow, 2013). Este ajuste provocó la intensificación de los vientos del NO en la cuenca, así como los procesos de evaporación, resultando así en la formación del AGC.

Desde ~7,600 hasta 1,000 años cal AP, los registros sugieren un régimen climático monzónico que alternaba entre el ATS y el AGC (Fig. 20; 21). Estas condiciones coinciden con una tendencia de calentamiento de la TSM que ocurrió hace 7,000 años cal AP, y que ha sido documentada en todo el Pacífico oriental tropical y subtropical (Pahnke et al., 2007). Barron et al. (2012) identificaron una TSM cálida en el GdC central entre ~8,200 y 6,200 años cal AP y el inicio del monzón moderno hace ~6,000 años cal AP (Barron et al., 2005; Pérez-Cruz, 2013). Las aguas más cálidas se canalizaron hacia el norte a lo largo del eje del GdC como oleadas de humedad monzónica en el golfo (Bordoni & Stevens, 2006). Durante la fase moderna de verano-otoño del GdC, el CAAP se ubica a ~35 °N, la insolación del hemisferio norte es máxima y la ZCIT se mueve hacia el norte. Desde ~1,000 a 130 años cal

AP, la aparición del AGC dominó en la cuenca. Esta condición puede resultar de la migración hacia el sur de la posición anual promedio de la ZCIT debido a la disminución de la insolación en el hemisferio norte durante el invierno boreal y la intensificación de los vientos del NO y los procesos de evaporación (Pérez-Cruz, 2013).

Finalmente, es importante resaltar que el objetivo de este trabajo es interpretar los cambios en las masas de agua en la cuenca Guaymas, relacionándolos con la variabilidad climática del Océano Pacífico tropical oriental. Los registros de radiolarios y silicoflagelados presentaron algunas limitaciones, principalmente respecto a las señales de dos masas de agua: el ASsSt y el APP. Respecto a la primera, la señal de esta masa de agua pudo haber sido enmascarada por la presencia del conjunto de radiolarios relacionados con el agua salina del AGC, resultante de la formación de AssSt por subducción de aguas superficiales frías y saladas en el norte del GdC durante el invierno (Lavin & Marinone, 2003; Portela et al., 2016). Por otro lado, el APP no pudo identificarse debido a la falta de conocimiento sobre las especies vivas de radiolarios en ambientes de aguas profundas en el GdC y otras regiones del Océano Pacífico. Sin embargo, se considera que la señal de las masas de agua restantes y que fueron capturadas en los registros sedimentarios representa las principales tendencias de la circulación oceánica en el GdC y su relación con la dinámica del Océano Pacífico tropical oriental y los cambios climáticos globales durante los últimos ~31,000 años cal AP.

Conclusiones

El análisis de microfósiles silíceos, radiolarios y silicoflagelados, preservados en los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A, en el noroeste y centro de la cuenca Guaymas, revela cambios en la estructura hidrográfica (masas de agua y patrones de circulación), y su relación con las condiciones climáticas del Océano Pacífico tropical oriental, en escalas de tiempo orbitales, milenarias y sub-milenarias, durante los últimos ~31,000 años cal AP.

Se identificaron los siguientes períodos climáticos mayores: intervalo previo al Último Máximo Glacial (pre-LGM) (~31,260 a 26,500 años cal AP), el Último Máximo Glacial (~26,500 a 19,000 años cal AP), el evento Heinrich-I (~19,000 a 14,900 años cal AP), el Bølling-Ållerød (~14,900 a 12,800 años cal AP), el Younger Dryas (~12,800 a 11,600 años cal AP) y el Holoceno (~11,600 años cal AP al presente); así como eventos de corto plazo vinculados a los ciclos D-O.

El intervalo previo al Último Máximo Glacial se caracterizó por la alternancia de la ACC y la AGC; y la presencia extendida del AIP. El conjunto de radiolarios representado por *Cycladophora davisiana* reveló la incursión del ACC en la cuenca; el conjunto que incluye *Lithomelissa setosa* y *L. thoracites*, mostró la presencia de AGC. Se sugiere que estas condiciones podrían estar relacionadas con la amplificación de los jets streams polar y subtropical, promoviendo la migración hacia el sur del SCC y la incursión del ACC en el golfo. Por otro lado, la dominancia de *Siphocampe lineata* sugiere una presencia significativa del AIP debido a una mayor formación del Agua Intermedia del Pacífico Norte.

Durante el Último Máximo Glacial, el conjunto de radiolarios superficiales como *C. davisiana* y *Botryostrobus aquilonaris*, así como el silicoflagelado *Octactis speculum*, apoyan la incursión del ACC en la cuenca, provocada por el fortalecimiento del SCC, particularmente desde ~24,750 a 21,490 años cal AP. Las fluctuaciones del conjunto de radiolarios durante este período sugieren que el AIP fue menos evidente entre ~23,500 y 21,240 años cal AP, posiblemente como resultado del debilitamiento de la formación del Agua Intermedia del Pacífico Norte; en contraste con el inicio (~26,000 años cal AP) y final del intervalo (~19,000 años cal AP), cuando fue dominante y que se relaciona con la formación y expansión del Agua Intermedia del Pacífico Norte. Sin embargo, entre ~23,500 y 21,240 años cal AP, el AIP fue menos evidente en la cuenca en comparación con el intervalo previo al UMG, lo que sugiere cambios de circulación influenciados por el Océano Pacífico.

Durante el evento Heinrich-I, se identificaron dos condiciones climáticas principales, comenzando con el predominio de aguas similares al AGC debido al debilitamiento de la Circulación de Vuelco Meridional del Atlántico y al establecimiento de la Circulación Meridional del Pacífico, transportando aguas salinas hacia el norte y favoreciendo la incursión de aguas similares al AGC en la cuenca Guaymas. Durante este intervalo, el AIP está relacionada con la formación ampliada del AIPN y la incursión del ACC. Estos cambios pueden estar relacionados con los cambios en la circulación oceánica del Pacífico Norte durante la última terminación glacial.

Los registros sugieren que el Bølling-Ållerød fue un período con distintos cambios hidrográficos relacionados con la transición de condiciones glaciales a interglaciares. Los conjuntos de radiolarios y silicoflagelados sugieren la aparición alternada de tres masas de agua superficial en la cuenca, (1) el AST como lo demuestra el conjunto de *Tetrapyle octacantha* grupo y *Phortidium pylonium* grupo, y el silicoflagelado *Dictyocha fibula* var. *messanensis*, (2) el AGC sugerida por los conjuntos de radiolarios de *L. setosa*, *L. thoracites*, *Peridium longispinum* y *Arachnochorallium calvata*, y el silicoflagelado *O. octonaria* var. *pulchra*, y (3) la incursión episódica del ACC representada por el conjunto de radiolarios de *C. davisiana*, *B. aquilonaris*, *B. auritus-australis* y el silicoflagelado *O. speculum*. Estas condiciones hidrográficas podrían estar relacionadas con la migración gradual de la ZCIT hacia el norte y el CAAP, y es probable que las condiciones climáticas fueran similares a las modernas, con una estacionalidad marcada.

Para el Younger Dryas, el conjunto de radiolarios sugiere el predominio del ACC. Al final del intervalo, la formación del AGC en el centro de la cuenca se correlaciona con condiciones climáticas más frías en el hemisferio norte y el fortalecimiento del SCC. Por otro lado, el aumento del contraste térmico océano-continente y la migración gradual hacia el sur del CAAP resultaron en la intensificación de los vientos del NO y la formación del AGC hacia el final del intervalo.

El AST y el AGC mostraron una alternancia en la cuenca durante el Holoceno, y el régimen climático monzónico moderno se identifica entre ~7,600 y 1,000 años cal AP. Desde ~1,000 a 130 años cal AP, la presencia del AGC sugiere la migración latitudinal sur de la ZCIT, la intensificación de los vientos del NO y el aumento de los procesos de evaporación.

Finalmente, a lo largo de los registros, se identificaron algunos eventos episódicos, generalmente de corto plazo, que sugieren condiciones climáticas cálidas y frías que pueden estar relacionadas con transiciones entre condiciones frías de stadial y condiciones cálidas interstadiales de los ciclos D-O (interstadiales 6, 4 y 2, y estadales 6, 5, 4 y 3).

Referencias

- ✚ **Abelmann, A. & Gowing, M. M., 1997.** Spatial distribution pattern of living polycystine radiolarian taxa—baseline study for paleoenvironmental reconstructions in the Southern Ocean (Atlantic Sector). *Marine Micropaleontology*, 30, 3-28.
- ✚ **Acevedo-Acosta, J. D., A., Martínez-López, 2022.** Anomalously low diatom fluxes during 2009–2010 at Alfonso Basin, Gulf of California. *Progress in Oceanography*, 206: 102837
- ✚ **Álvarez-Borrego S, Giles-Guzmán AD. 2012.** Opal in the Gulf of California sediments as a tool to estimate the vertical component of water exchange between the Gulf and the Pacific Ocean. *Bot. Mar.* 55: 161-168
- ✚ **Álvarez-Borrego, S. & Lara-Lara, R., 1991.** The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. In: Dauphin, J. P. & Simoneit, B. R. T, (Eds). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 47, 555-567.
- ✚ **Álvarez-Borrego, S., 2010.** Physical, chemical and biological oceanography of the Gulf of California. In: (R. Brusca, ed). *Gulf of California biodiversity and conservation*. ASDM Press and University of Arizona Press, Tucson, OK, 22-48.
- ✚ **Álvarez-Gómez, I. G. & A. Martínez-López. 2010.** Silicoflagelados en sedimentación en la región suroccidental del Golfo de California. *CICIMAR Océanides* 25 (1): 17-24.
- ✚ **Amador, J.A., Alfaro E.J., Lizano O.G., & Magaña V.O., 2006.** Atmospheric forcing of the Eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69, 101-142.
- ✚ **Andrews, J. T. & Dyke, A. S., 2007.** Late Quaternary in North America, in Elias, S. A., ed., *Encyclopedia of Quaternary Science*, v. 2: Amsterdam, Elsevier, pp, 1095–1101.
- ✚ **Armstrong, H. A. & Brasier, M. D., 2005.** Radiozoa (Acantharia, Phaeodaria and Radiolaria), In: *Microfossils* (2° ed.). Blackwell Publishing, 188-199.
- ✚ **Arz, J. A., 2004.** Radiolarios. In: Molina E. (Ed). *Micropaleontología*. Prensas Universitarias de Zaragoza: 273-292.
- ✚ **Badan-Dangon, A. 1998.** Coastal circulation from the Galápagos to the Gulf of California. p. 315-343. In: Allan R. Robinson & Kenneth H. Brink (eds.). *The Sea*, Wiley, Nueva York.
- ✚ **Badan-Dangon, A., Dorman, C. E., Merrifield, M. A. & Wianat, C.D., 1991.** The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 96(c9), 16887-16896.
- ✚ **Barron, J. A. & Bukry, D., 2007.** Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 yr suggested by diatoms and silicoflagellates. *Marine Micropaleontology*, 62, 115-139.
- ✚ **Barron, J. A., Bukry, D. & Bischoff, J., 2003.** A 2000-yr long record of climate from the Gulf of California. In: West, G. J. & Blomquist, N. L. *Proceedings of the Nineteenth Pacific Climate Workshop*, Asilomar, Pacific Grove, CA, March 3-6, 2002. Technical Report 71, Interagency Ecological Program for the San Francisco Estuary, Sacramento CA, 11-21.
- ✚ **Barron, J. A., Bukry, D. & Bischoff, J., 2004.** High resolution paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the last 15,000 years. *Marine Micropaleontology*, 50, 185-207.
- ✚ **Barron, J. A., Bukry, D. & Cheshire, H., 2014.** Response of diatom and silicoflagellate assemblages in the central Gulf of California to regional climate change during the past 55 kyrs. *Marine Micropaleontology*, 108, 28-40.
- ✚ **Barron, J. A., Bukry, D., & 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, 81-102.
- ✚ **Barron, J. A., Metcalfe, S. E. & Addison, J. A., 2012.** Response of the North American monsoon to regional changes in ocean surface temperature. *Paleoceanography* 27, PA3206 <http://dx.doi.org/10.1029/2011PA002235>
- ✚ **Barry, R. & Chorley, R., 2003.** *Atmosphere, Weather & Climate*. 8° edition, Routledge, UK. 421 p.
- ✚ **Benson, R. N., 1966.** Recent Radiolaria from the Gulf of California. Ph. D. Thesis, University of Minnesota. 577 p.

- ✚ **Bernal-Ramírez, R., 2003.** Paleoceanografía reciente de alta resolución de los mares de Baja California Sur, México. Tesis de Doctorado. Facultad de Ciencias. Universidad Nacional Autónoma de México. 121 p
- ✚ **Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.-L., Lowe, J.J., Wohlfarth, B., and intimate members, 1998.** An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: A proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*. 13(4), 283–292
- ✚ **Blaauw M. & Christen J. A., 2011.** “Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process.” *Bayesian Analysis*, 6(3), 457 – 474.
- ✚ **Boltovskoy, D., 1998.** Classification and distribution of South Atlantic Recent Polycystine Radiolaria. *Paleontología Electrónica*, 1(2):116. http://www-odp.tamu.edu/paleo/1998_2/boltovskoy/issue2.htm.
- ✚ **Boltovskoy, D. & Correa, N., 2016.** Biogeography of Radiolaria Polycystina (Protista) in the World Ocean. *Progress in Oceanography*, 149, 82-105. <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2016.09.006>
- ✚ **Boltovskoy, D. & Riedel, W. R., 1987.** Polycystine radiolaria of the California Current region: Seasonal and geographic patterns, *Marine Micropaleontology*, Volume 12,
- ✚ **Boltovskoy, D., Kling, S.A., Takahashi, K. & Bjorklund, K., 2010.** "World atlas of distribution of recent polycystina (Radiolaria)" (2010) *Palaentologia Electronica*. 13(3)
- ✚ **Bond, G., et al., 1992,** Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period, *Nature*, 360, 245 – 249
- ✚ **Bordoni, S. & Stevens, B., 2006.** Principal component analysis of the summertime winds over the Gulf of California: A Gulf surge index. *Monthly Weather Review*, 134, 11, 3395-3414. <https://doi.org/10.1175/MWR3253.1>
- ✚ **Bordoni, S., Ciesielski, P., Johnson, R., McNoidy B. & Stevens, B., 2004.** The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT. *Geophysical Research Letters*, 31 (L10109).
- ✚ **Bray, N. A. & Robles, J. M., 1991.** Physical oceanography of the Gulf of California. In: Dauphin, J. & Simonet, B. R. T. (Eds). *The Gulf of Peninsular Province of the California, Physical oceanography, primary productivity, sedimentology*, C. 25. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir*, 47, 511-553.
- ✚ **Bray, N. A., 1988.** Water mass formation in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 93, 9233-9240.
- ✚ **Castro R, Durazo, R, Mascarenhas, Collins CA, Trasviña A. 2006.** Thermohaline variability and geostrophic circulation in the Southern portion of the Gulf of California. *Deep Sea Res. I*. 53 (1): 188–200.
- ✚ **Castro R, Mascarenhas A, Durazo R, Collins CA. 2000.** Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California, Mexico. *Ciencias Marinas* 26(4): 561–583.
- ✚ **Cheshire, H. & Thurow, J., 2013.** Novel approaches to a unifying hypothesis for the Northeast Pacific’s glacial mode of operation. *Paleoceanography*, 28, 1-15.
- ✚ **Cheshire, H., Thurow, J. & Nederbragt, A. J., 2005.** Late Quaternary climate change record from two long sediment cores from Guaymas Basin, Gulf of California. *Journal of Quaternary Science Reviews*, 20, 5, 457-469.
- ✚ **Clark, P.U., Alley, R.B., and Pollard, D., 1999.** Northern hemisphere ice-sheet influences on global climate change. *Science*, 286, 1104–1111.
- ✚ **Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L. and Fan, J. X., 2013.** The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes* 36:199-204
- ✚ **COHMAP Members, 1988.** Climatic Changes of the Last 18,000 Years: Observations and Model Simulations, *Science* 241: 1043-1052
- ✚ **Correa-Metrio A., Cabrera, K. R. & Bush, M. B., 2010.** Quantifying ecological change through discriminant analysis: a paleoecological example from the Peruvian Amazon. *Journal of Vegetation Science*, 21, 695-704
- ✚ **Cronin, T., 1999.** *Principles of Paleoclimatology*, Columbia University Press. New York. 560 p.

- ✚ **De Wever, P., Dumitrică, P., Caulet, J. P., Nigrini, C. & Caridroit, M., 2001.** Radiolarians in the sedimentary record. Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, 533 p.
- ✚ **Dean, W. E., 2006.** The geochemical record of the last 17,000 years in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Chemical Geology*, 232, 87-98.
- ✚ **DeMenocal, P.B., Ortiz, J., Guilderson, T. & Sarnthein, M., 2000.** Coherent High- and Low-Latitude Climate Variability during the Holocene Warm Period. *Science*, 288, 2198-2202.
- ✚ **Douglas R., Gorsline, D., Grippo A., Granados, I. & González-Yajimovich O. 2001.** Holocene ocean-climate variations in Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. In: West GJ, Buffaloe LD (eds.), *Proceedings of the 18th PACLIM Workshop*, Asilomar, Pacific Grove, CA, pp. 7–20.
- ✚ **Douglas, R., González-Yajimovich, O., Ledesma-Vázquez, J. & 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
- ✚ **Elias, S.A., 2013.** The problem of conifer species migration lag in the Pacific Northwest region since the last glaciation. *Quat. Sci. Rev.* 77, 55e69
- ✚ **Fatela F. & Taborda, R., 2000.** Confidence limits of species in microfossil assemblages. *Marine Micropaleontology*, 45, 169-174.
- ✚ **Fernández-Barajas, M.E., Monreal-Gómez, M. A. & Molina-Cruz, A., 1994.** Thermohaline structure and geostrophic flow in the Gulf of California, during 1992. *Ciencias Marinas*, 20, 2, 267-286. <https://doi.org/10.7773/cm.v20i2.958>
- ✚ **Gaxiola-Castro, G., Álvarez-Borrego, S., Lavín, M.F., Zirino, A. and Nájera-Martínez, S., 1999.** Spatial variability of the photosynthetic parameters and biomass of the Gulf of California phytoplankton. *J. Plankton Res.*, 21: 231–245
- ✚ **Gong, X., Lembke-Jene, L., Lohmann, G., Knorr, G., Tiedemann, R., Zou, J. J. & Shi, X. F., 2019.** Enhanced North Pacific deep-ocean stratification by stronger intermediate water formation during Heinrich Stadial 1. *Nature Communications*. 10, 656. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-08606-2>
- ✚ **Gonzalez-Fernández, A., Danobeitia, J.J., Delgado-Argote, L.A., Michaud, F., Cordoba, D., and Bartolome, R., 2005,** Mode of extension and rifting history of upper Tiburon and upper Delfin basins, northern Gulf of California: *Journal Geophysics Research*, v. 110, p. p 1–17
- ✚ **Goodfriend, G.A. & Flessa, K.W., 1997.** Radiocarbon reservoir ages in the Gulf of California: roles of upwelling and flow from the Colorado River. *Radiocarbon* 39, 139 – 148.
- ✚ **Haq, B. U, 1980.** Biogeographic history of Miocene calcareous nannoplankton and paleoceanography of Atlantic Ocean, *Micropaleontology*, 23 , 414-443.
- ✚ **Hernández-Becerril, D. U. & E. Bravo-Sierra. 2001.** Planktonic Silicoflagellates (Dictyochophyceae) from the Mexican Pacific Ocean. *Botanica Marina* 44: 417-423
- ✚ **Hidalgo-González RM, Álvarez-Borrego S. 2004.** Total and new production in the Gulf of California estimated from ocean color data from the satellite sensor SeaWiFS. *Deep-Sea Res. II* 51:739-752
- ✚ **Hirama, M. V., Toledo, F. A. L., Camillo, E., Badaraco-Costa, K. & Pereira-de-Cuadros, J., 2010.** Q-mode and R-mode factor analysis in quantitative studies of microfossils of the Late Quaternary in sediments from the Brazilian continental margin. *Scientific Communication, Terrae*, 7, 1-2, 41-49.
- ✚ **Hu, W. F., Zhang, L. L., Chen, M. H., Zeng, L.L., Zhou, W. H., Xiang, R., Zhang, Q. & Liu, S. H., 2015.** Distribution of living radiolarians in spring in the South China Sea and its responses to environmental factors. *Science China: Earth Sciences*, 58: 270–285, DOI: 10.1007/s11430-014-4950-0
- ✚ **Hughes, P.D., Gibbard, P.L. & Ehlers, J., 2013.** Timing of glaciation during the last glacial cycle: Evaluating the concept of a global “Last Glacial Maximum” (LGM). *Earth-Science Reviews* 125, 171–198. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.07.003>
- ✚ **Ishitani, Y. & Takahashi, K., 2007.** The vertical distribution of Radiolaria in the waters surrounding Japan. *Marine Micropaleontology*, 65, 113-136.
- ✚ **Jiménez, A., Marinone, S. G. and Parés-Sierra, A., 2005.** Efecto de la variabilidad espacial y temporal del viento sobre la circulación en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 31, 2, 357-368.

- ✦ **Juillet-Leclerc, A. & Schrader, H., 1987.** Variations of upwelling intensity record in varved sediments from the Gulf of California during the past 3000 years. *Nature*, 329, 146-149.
- ✦ **Jull, J. T. A., 2007.** Radiocarbon dating. AMS method. In : Scott, A. E. (Ed). *Encyclopedia of Quaternary Science*, 1st edicion, Elsevier Science, 2911-2918.
- ✦ **Keiwing, L. & Jones, G., 1990.** Deglacial Climatic Oscillations in the Gulf of California. *Paleoceanography*, 5, 6, 1009-1023.
- ✦ **Kessler, W.S., 2006.** The circulation of the eastern tropical Pacific: A review, *Progress in Oceanography*, 69, 181–217
- ✦ **Kling, S. A. & Boltovskoy, D., 1995.** Radiolarian vertical distribution patterns across the southern California Current. *Deep-Sea Research I*, 42, 2, 191-231. [https://doi.org/10.1016/0967-0637\(94\)00038-T](https://doi.org/10.1016/0967-0637(94)00038-T)
- ✦ **Kling, S.A., 1978.** Siliceous microfossils. In: Haq B. V. & Boersma, A. (Eds). *Introduction to Marine Micropaleontology*. Elsevier, New York, USA, 203-244.
- ✦ **Kling, S.A., 1979.** Vertical distribution of polycystine radiolarians in the central North Pacific. *Marine Micropaleontology*, 4, 295-318. [https://doi.org/10.1016/0377-8398\(79\)90022-7](https://doi.org/10.1016/0377-8398(79)90022-7)
- ✦ **Koutavas, A. & Lynch-Stieglitz., J., 2005.** Variability of the marine ITCZ over the eastern Pacific during the past 30,000 years. *Regional Perspective and Global Context*. H.F. Diaz, R.S. Bradley (Eds). *The Hadley Circulation : Present Past and Future*, Springer Academic Publishers (2005), pp. 347-369
- ✦ **Lavin, M. F. & Marinone, S. G., 2003.** An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. In: Velasco-Fuentes O. U. (Ed). *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 173-204.
- ✦ **Lavin, M. F., Castro, R, Beier, E., Godínez, V. M., Amador, A. & 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, C02025, 22 p.
- ✦ **Lavín, M. F., Castro, R., Beier, E., Cabrera-Ramos, C. E., Godínez, V. M., 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: 4278-4290. <https://doi.org/10.1002/2013jc009345>
- ✦ **Lavín, M. F., R. Castro, E. Beier & Godínez, V. M., 2013.** Mesoscale eddies in the southern Gulf of California during summer: Characteristics and interaction with the wind stress, *Journal of Geophysical Research*, 118, 1367– 1381. doi:10.1002/jgrc.20132
- ✦ **Lavín, M.F., Beier, E., Gómez-Valdés, J., Godínez, V.M. & García, J. 2006.** On the summer poleward coastal current off SW México. *Geophysical Research Letters* 33: 5–8. DOI: 10.1029/2005GL024686
- ✦ **Lazarus, D.2005.** A brief review of radiolarian research. *Paläontologische Zeitschrift*, 79, 1, 183–200.
- ✦ **Lee, R. E. 2008.** *Phycology*. 4ª. Ed. Cambridge University Press. New York. 547 p
- ✦ **Liu, Z., Otto-Bliesner, B., Kutzbach, J., Li, L. and Shield, C. 2003.** Coupled climate simulations of the evolution of global monsoons in the Holocene. *Journal of climate*, 16, 2472-2490.
- ✦ **Lizarralde, D., Axen, G.J., Brown, H.E., Fletcher, J.M., González-Fernández, A., Harding, A.J. & Holbrook, W.S, 2007.** Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, 448(7152):466–469.
- ✦ **Lluch-Cota, S.E., Aragon-Noriega, E.A., Arreguín-Sánchez, F., Auriolles-Gamboa, D., Bautista-Romero, J.J., Brusca, R.C., Cervantes-Duarte, R., Cortés-Altamirano, R., Del-Monte-Luna, P., Esquivel-Herrera, A., 2007.** The Gulf of California: a review of ecosystem status and sustainability challenges. *Progress in Oceanography*, 73, 1-26
- ✦ **Loubere, P. & Qian, H., 1997.** Reconstructing Paleoecology and paleoenvironmental variables using factor analysis and regression: some limitations., *Marine Micropaleontology*, 31, 205-217, [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(97\)00002-9](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(97)00002-9)
- ✦ **Lüer, V., Hollis, C. J. & Willems H., 2008.** Late Quaternary radiolarian assemblages as indicators of paleoceanographic changes north of the subtropical front, offshore eastern New Zealand, southwest Pacific. *Micropaleontology*, 54, 1, 49-69.

- ✚ **MARGO project members, 2009.** Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the Last Glacial Maximum. *Nature Geosciences*, 2, 127-132, doi:10.1038/ngeo411
- ✚ **Marinone, S. G., 2003.** A three-dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 108, C10, 3325.
- ✚ **Marshall, F. J., 2009.** Glaciations, Quaternary. In: Gornitz, V. (Ed). *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Springer. Netherlands. 389-394
- ✚ **Matul, A. & Mohan R., 2017.** Distribution of Polycystine Radiolarians in bottom surface sediments and its relation to summer sea temperature in the High-Latitude North Atlantic. *Frontiers in Marine Science*, 4, 330. DOI: 10.3389/fmars.2017.00330
- ✚ **Matul, A., Barash, M., Khusid, T. A., Behera, P. & Tiwari, M., 2018.** Paleoenvironment variability during Termination I at the Reykjanes Ridge, North Atlantic. *Geosciences*, 8, 375, doi:10.3390/geosciences8100375
- ✚ **Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maascha, K.A., Meekere, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kereveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Racki, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R. & Steig, E. J., 2004.** Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 2434-255.
- ✚ **McClymont, E., Ganeshram, R., Pichevin, L., Talbot, H., Dongen, B., Thunell, R., Haywood, A., Singarayer, J. & Valdes, J., 2012.** Sea-surface temperature records of Termination 1 in the Gulf of California: Challenges for seasonal and interannual analogs of tropical Pacific climate change. *Paleoceanography*, 27, 1-15.
- ✚ **McManus, J. F., Francois, R., Gherardi, J. M., Keigwin, L. D., Brown-Leger, S., 2004.** Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 428, 834–837
- ✚ **Miller, N. & Lizarralde, D., 2013.** Thick evaporites and early rifting in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Geology*, 41, 2, 283-286. doi:10.1130/G33747.1
- ✚ **Mix, A.C., Lund, D.C., Pisias, N.G., Boden, P., Bornmalm, L., Lyle, M., Pike, J. 1999.** Rapid climate oscillations in the Northeast Pacific during the last deglaciation reflect northern and southern hemisphere sources. In: Clark, P.U., Webb, R.S., Keigwin, L.D. (Eds.), *Mechanisms of Global Climate Change at Millennial Time Scales*, AGU Monograph 112, American Geophysical Union, Washington DC, 127–148.
- ✚ **Mogensen, I. A., 2009.** Dansgaard-Oeschger Cycles. In: Gornitz, V. (Ed). *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Springer. The Netherlands. 229-233.
- ✚ **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., 1977.** Radiolarian assemblages and their relationship to the oceanography of the subtropical southeastern Pacific. *Marine Micropaleontology*, 2, 315-352.
- ✚ **Molina-Cruz, A., 1984.** Radiolaria as indicators of upwelling processes: The Peruvian connection. *Marine Micropaleontology*, 9, 53-75.
- ✚ **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., Welling, L. A. & 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.
- ✚ **Monreal-Gómez, M. A., A. Molina-Cruz & D. A. Salas-de-León, 2001.** Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *Journal of Marine Systems*, 30, 305-315.
- ✚ **Murray, D., Schrader, H., 1983.** Distribution of Silicoflagellates in Plankton and Core Top Samples from the Gulf of California. *Marine Micropaleontology*, 7: 517-539.
- ✚ **Nigrini, C. & Caulet, J. P., 1992.** Late Neogene radiolarian assemblages characteristic of Indo-Pacific areas of upwelling. *Micropaleontology*, 38, 2, 139-164.

- ✚ **Nimmergut, A. & Abelmann., A. 2002.** Spatial and seasonal changes of radiolarian standing stocks in the Sea of Okhotsk. *Deep Sea Research I*, 49, 463-493.
- ✚ **Obeso-Nieblas M. 2003.** Variabilidad espacio-temporal de las condiciones oceanográficas de la Bahía de La Paz, BCS, México. Tesis Doctoral, Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas, IPN, La Paz, Baja California Sur, 337 pp
- ✚ **Obeso-Nieblas, M. et al. 2007.** Hydrography at the North Mouth of La Paz Bay, Baja California Sur, Mexico. *Ciencias Marinas*. 33, 3 (Sep. 2007), 281–291.
- ✚ **Okazaki, Y., Takahashi, K., Nakatsuka, T., & Honda, M. C., 2003.** The production scheme of *Cycladophora davisiana* (Radiolaria) in the Okhotsk Sea and the northwestern North Pacific: Implication for the paleoceanographic conditions during the glacial in the high latitude oceans. *Geophysical Research Letters*, 30(18). <https://doi.org/10.1029/2003GL018070>
- ✚ **Okazaki, Y., Timmermann, A., Mneviel, L., Chikamoto, M. O., Harada, N. & Abe-Ouchi, A., 2012.** Ocean circulation in the North Pacific during the last glacial termination. *PAGES News*, 20-2, 60-61.
- ✚ **Onodera J. & Takahashi, K., 2005.** Silicoflagellate fluxes and environmental variations in the northwestern North Pacific from December 1997–May 2000. *Deep-Sea Research, I*, 52, 371–388.
- ✚ **Ortiz, J.D., 2011.** Application of Visible/Near Infrared derivative spectroscopy to Arctic paleoceanography, IOP Conf. Ser. Earth Environmental Sciences, 14, 012011, doi:10.1088/1755-1315/14/1/012011
- ✚ **Otto-Bliesner, B.L., Brady, E.C., Shin, S., Liu, Z. and Shields, C., 2003.** Modeling El Niño and its tropical teleconnections during the last glacial–interglacial cycle. *Geophysical Research Letters*, 30, 2198.
- ✚ **Pahnke, K., Sachs, J. P., Keigwin, L., Timmermann, A. & Xie, S. P., 2007.** Eastern tropical Pacific hydrologic changes during the past 27,000 years from D/H ratios in alkenones, *Paleoceanography*, 22.
- ✚ **Parkinson, P., 2002.** Ontogeny vs Phylogeny: The Strange Case of the Silicoflagellates, *Constancea* 83, 2002.
- ✚ **Pérez-Cruz, L., Villagrán-de-la-Cruz, G. E. & Gómez-Lizárraga, L., 2009.** Radiolarios en los sedimentos marinos del Cuaternario tardío del Golfo de California: Paleoceanografía y Paleoclimatología. En: *Monografías del Instituto de Geofísica, Gogichaisvilli, A. (Ed).* UNAM, 15:72pp.
- ✚ **Pérez-Cruz, L., 2006.** Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, México. *Quaternary Research*, 65, 401-410.
- ✚ **Pérez-Cruz, L., 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., Molina-Cruz, A. 1988.** El Niño 1983: Efecto sobre la distribución de los silicoflagelados en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 14(3): 9-38.
- ✚ **Persaud, P., Stock, J.M., Steckler, M.S., Martin-Barajas, A., Diebold, J.B., Gonzalez-Fernandez, A. & Mountain, G.S., 2003.** Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag and Delfin Basins, Northern Gulf of California, Mexico, *J. geophys. Res.*, 108(B7), 2355
- ✚ **Petit, J., Jouzel, J., Raynaud, D, 1999.** Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, 429–436.
- ✚ **Pichevin L., Ganeshram, R. S., Reynolds, B. C., Prahl, F., Pedersen, T. F, Thunell, R. & McClymont, E. L., 2012.** Silicic acid biogeochemistry in the Gulf of California: insights from sedimentary Si isotopes. *Paleoceanography*, 27, PA 2201.
- ✚ **Pisias, N. G., Murray, G. R & Scudder, R. P., 2013.** Multivariate statistical analysis and partitioning of sedimentary geochemical data sets: General principles and specific MATLAB scripts. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14, 4015-402
- ✚ **Poelchau, H. S., 1976.** Distribution of Holocene silicoflagellates in North Pacific sediments. *Micropaleontology*, 22 (2): 164-193.
- ✚ **Portela, E., Beier, E., Barton, E. D., Castro, R., Godínez, V., Palacios-Hernández, E., Fiedler, P. C., Sánchez. Velasco, L. & Trasviña, A., 2016.** Water Masses and Circulation in the Tropical Pacific off

Central Mexico and Surrounding Areas., *Journal of Physical Oceanography*, American Meteorological Society, 3069-3081.

- ✦ **Price, A. M., Kenneth, N. M., Vera, P., Thomas, F. P. & Ganeshram, R., 2012.** Late Quaternary climatic and oceanographic changes in the Northeast Pacific as recorded by dinoflagellate cysts from Guaymas Basin, Gulf of California (Mexico). *Paleoceanography*, 28, 200-212. <https://doi.org/10.1002/palo.20019>
- ✦ **Pride, C., Thunell, R., Sigman, D., Keigwin, L., Altabet, M. & Tappa, E., 1999.** Nitrogen isotopic variations in the Gulf of California since the last deglaciation: Response to global climatic change. *Paleoceanography*, 14, 397-409
- ✦ **R Core Team, 2023.** R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. <https://www.R-project.org/>.
- ✦ **Railsback, L. B., Philip L. Gibbard, Martin J. Head, Ny Riavo G. Voarintsoa, Samuel Toucanne, 2015.** An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages, *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106.
- ✦ **Rhode, D., 2002.** Early Holocene Juniper Woodland and Chaparral Taxa in the Central Baja California Peninsula, Mexico. *Quaternary Research*, 57: 102-108.
- ✦ **Sachs, H. M., 1973.** Quantitative radiolarian-based paleoceanography in Late Pleistocene subarctic Pacific sediments. Thesis. Brown University, Providence. R.I.
- ✦ **Sancetta, C., 1995.** Diatoms in the Gulf of California: Seasonal flux patterns and the sedimentary record for the last 15,000 years. *Paleoceanography*, 10, 67-84.
- ✦ **Sandrgen, G. D., Smal, J. P. and Kristiansen., J., 1995.** Chrysophyte algae. Ecology and development. Cambridge University Press, 399.
- ✦ **Santamaría-del-Ángel E, Álvarez-Borrego S, Müller-Karger FE. 1994.** Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 99: 7411-7421.
- ✦ **Schneider, T., Bischoff, T., & Haug, G., 2014.** Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone, *Nature*, 513, 45-53.
- ✦ **Schrader, H. & Murray, D., 1985.** Silicoflagellate assemblages in the Gulf of California during the last glacial maximum and the present: oceanographic implications. *Marine Micropaleontology*, 9: 18228
- ✦ **Schrader, H., Pisias, N., Cheng, G., 1986.** Seasonal variation of silicoflagellates in phytoplankton and varved sediments in the Gulf of California., *Marine Micropaleontology*, Volume 10, Issues 1–3, 207-233
- ✦ **Soto Mardones, L, Marioni, S., Pares Sierra, A., 1999.** Variabilidad espaciotemporal de la temperatura superficial del mar en el golfo de California, *Ciencias Marinas*, 25, 1, pp. 1-30
- ✦ **Staines-Urías, F., González-Yajimovich, O. & 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
- ✦ **Sutherland, F.H., Kent, G.M., Harding, A.J., Umhoefer, P.J., Driscoll, N.W., Lizarralde, D., Fletcher, J.M., Axen, G.J., Holbrook, W.S., González- Fernández, A., Lonsdale, P., 2012,** Middle Miocene to early Pliocene oblique extension in the southern Gulf of California: *Geosphere*, 8(4), 752-770.
- ✦ **Takahashi, K. & Blackwelder, P., 1992.** The spatial distribution of silicoflagellates in the region of the Gulf Stream warm-core ring 82B: applications to water mass tracer studies. *Deep- Sea Research* 39:327-346.
- ✦ **Takahashi, K., 1987.** Radiolarian flux and seasonality: climatic and El Niño response in the subarctic Pacific, 1982-1984. *Global Biogeochemical Cycles*, 1, 3, 213-231.
- ✦ **Takahashi, K., 1991.** Radiolaria: flux, ecology, and taxonomy in the Pacific and Atlantic Ocean Biocenosis, Woods Hole Oceanographic Institution (Massachusetts). Series, 3:1-303.
- ✦ **Tanaka S. & Takahashi, K., 2008.** Detailed vertical distribution of radiolarian assemblage (0-3000 m, fifteen layers) in the central subarctic Pacific, June 2006. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., Ser. D, Earth & Planet. Sci.*, 32, 1, 49-72
- ✦ **Teske, A., Lizarralde, D., Höfig, T.W., Aiello, I.W., Ash, J.L., Bojanova, D.P. et al., 2021b.** Site U1549. In Teske, A., Lizarralde, D., Höfig, T.W., and the Expedition 385 Scientists, *Guaymas Basin Tectonics and*

- Biosphere. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 385: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). <https://doi.org/10.14379/iodp.proc.385.106.2021>
- ✚ **Teske, P.A., Lizarralde, D., Höfig, T. & the Expedition 385 Scientists, 2019.** International Ocean Discovery Program Expedition 385 Preliminary Report Guaymas Basin Tectonics and Biosphere, IODP
 - ✚ **Teske, P.A., Lizarralde, D., Höfig, T.W., Aiello, I.W., Ash, J.L., Bojanova, D.P. et al., 2021a.** Site U1545. In Teske, A., Lizarralde, D., Höfig, T.W., and the Expedition 385 Scientists, Guaymas Basin Tectonics and Biosphere. Proceedings of the International Ocean Discovery Program, 385: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). <https://doi.org/10.14379/iodp.proc.385.103.2021>
 - ✚ **Thunell, R. C. 1998.** Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing. Deep Sea Research, Part I. Oceanographic Research Papers, 45, 12,2059-2083.
 - ✚ **Thunell, R. C., Tappa, E. & Müller-Karger, F., 1996.** Plankton response to physical forcing in the Gulf of California, Journal of Plankton Research, 18, 2017-2026.
 - ✚ **Timmermann, A., Justino, F., Jin, F.-F., Krebs, U., Gooose, H., 2004.** Surface temperature control in the North and tropical Pacific during the last glacial maximum. Climate Dynamics 23, 353–370
 - ✚ **Torres-Orozco, E., 1993.** Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California. Tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, Baja California, México, 80 p.
 - ✚ **Van Andel, T. H. 1964.** Recent marine sediments of the Gulf of California. In: Van Andel, Tj. H. & Shor, G. G. (Eds). Marine Geology of the Gulf of California. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 3, 216-310.
 - ✚ **Warsh, C. E., K. L. Warsh, and R. C. Staley, 1973:** Nutrients and water masses at the mouth of the Gulf of California. Deep-Sea Res. Oceanogr. Abstr., 20, 561–570
 - ✚ **Weinheimer A. L. & Cayan, D. R., 1997.** Radiolarian assemblages from Santa Barbara Basin sediments: Recent interdecadal variability. Paleoceanography, 12, 5, 658-670
 - ✚ **Welling L. A. & Pisias, N. G., 1993.** Seasonal trends and preservational biases of Polycystine radiolaria in the northern California Current system. Paleoceanography, 8, 351-372
 - ✚ **Welling L. A., Pisias, N. G., Johnson, E. S. & 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.
 - ✚ **Welling, L. A., Pisias, N. G. & Roelofs, A. K., 1992.** Radiolarian microfauna in the northern California Current System: indicators of multiple processes controlling productivity Upwelling systems: Evolution since the early Miocene C.P. Summerhayes, W.L. Prell, K.C. Emeis (Eds.), Geol. Soc. Spec. Pub. 64 (1992), pp. 177-195
 - ✚ **Yamashita, H., Takahashi, K. & Fujitani, N., 2002.** Zonal and vertical distribution of radiolarians in the western and central Equatorial Pacific in January 1999. Deep-Sea Research II, 49, 2823–2862

Anexo 1 – Análisis de Factores (Radiolaria)

Cargas de los factores obtenidos a partir del Análisis de factores modo Q, aplicado a los registros de radiolarios policistinos preservados en los sedimentos de las secuencias sedimentarias de los pozos U1545-A y U1549-A.

U1545-A. Carga de los factores

Edad (años cal AP)	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4
486	-0.11	0.31	-0.13	0.63982
637	-0.12	0.32	-0.17	0.47328
998	-0.12	0.47	-0.11	0.52285
1213	-0.03	0.70	0.00	0.23
1429	-0.17	0.58	-0.15	0.23
1642	-0.01	0.73	-0.11	0.26
1856	0.02	0.69	0.02	0.34
2071	0.01	0.78	-0.02	0.47
2286	0.31	0.73	-0.03	0.18
2713	-0.02	0.69	0.00	0.59
2928	0.03	0.85	0.08	0.00
3139	0.02	0.81	-0.16	0.32
3650	-0.05	0.85	-0.01	0.09
3944	-0.08	0.74	-0.04	0.26
4238	-0.07	0.68	-0.15	0.51
4533	0.09	0.87	-0.04	0.28
4830	0.01	0.86	-0.02	-0.07
5118	-0.04	0.74	0.06	0.48
5743	-0.23	0.55	-0.14	0.04
6076	0.03	0.80	0.03	0.14
6712	-0.06	0.59	-0.07	0.62
7011	-0.04	0.76	-0.06	0.12
7312	0.02	0.36	-0.05	0.71
7615	0.01	0.75	0.13	0.35
8429	-0.01	0.86	0.07	0.14
8690	0.05	0.61	-0.13	0.37
8950	0.11	0.77	0.02	0.36
9211	0.02	0.75	0.05	0.43
9735	0.03	0.77	0.22	0.29
9995	-0.12	0.66	0.29	0.47
10259	-0.08	0.61	-0.15	0.02

Edad (años cal AP)	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4
10523	-0.04	0.82	-0.03	-0.08
10789	-0.18	0.75	-0.16	-0.13
11053	-0.17	0.64	-0.27	-0.16
11300	-0.01	0.68	0.05	-0.47
11825	0.18	-0.15	0.31	0.00
12089	0.27	0.21	-0.01	0.10
13213	0.61	0.37	0.31	0.42
13541	0.06	0.51	0.43	0.14
13707	-0.04	0.49	0.37	0.44
14109	0.08	0.62	0.28	0.49
14356	0.94	-0.24	0.07	-0.10
14599	0.91	-0.04	0.12	0.30
14857	0.98	-0.11	0.07	0.02
15101	0.88	0.09	0.08	0.29
15347	0.42	0.47	0.06	0.36
15593	0.95	-0.04	0.08	0.26
15841	0.91	0.04	0.10	0.30
16083	0.96	-0.18	0.07	-0.05
16328	0.97	-0.16	0.09	0.07
16577	0.94	-0.01	0.06	0.23
16822	0.97	-0.14	0.09	0.01
17064	0.93	-0.13	0.12	0.21
17309	0.63	0.29	0.11	0.64
17557	0.47	0.26	0.10	0.78
17807	0.76	0.28	0.03	0.36
18055	0.79	0.08	0.12	0.55
18299	0.31	0.30	0.09	0.84
18543	0.32	0.31	0.08	0.79
18787	0.83	0.08	0.04	0.24
19032	0.54	0.44	0.03	0.69
19276	0.70	0.00	0.33	0.58

Edad (años cal AP)	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4
19521	0.62	-0.01	0.14	0.66
19765	0.40	0.27	0.07	0.79
20010	0.34	0.22	0.05	0.79
20501	0.39	0.17	0.05	0.79
20754	0.57	0.16	0.10	0.67
20999	0.40	0.09	0.07	0.73
21243	0.15	0.11	0.08	0.87
21489	0.40	0.07	0.22	0.76
21733	0.37	0.28	0.46	0.69
21978	0.12	0.07	0.94	0.22
22404	0.19	0.03	0.95	0.12
22592	0.31	-0.02	0.87	0.24
22775	0.40	-0.06	0.71	0.47
22954	-0.03	-0.03	0.99	-0.02
23137	0.27	-0.18	0.67	0.50
23318	0.18	-0.28	0.84	0.20
23499	0.18	-0.22	0.24	0.45
23680	0.57	0.01	0.72	0.03
23862	0.31	0.01	0.82	0.36
24043	-0.05	-0.14	0.97	0.00
24223	0.65	-0.14	0.72	0.02
24411	-0.06	0.01	0.98	-0.10
24755	0.40	0.40	0.23	0.74
25063	0.62	-0.37	0.40	0.18
25208	0.86	-0.18	0.27	0.15
25356	0.67	-0.20	0.49	0.22
25502	0.85	-0.15	0.32	0.14
25647	0.84	-0.22	0.22	-0.04
25797	0.52	0.00	0.81	0.13
25943	0.84	-0.04	0.37	0.21
26092	0.46	0.07	0.39	0.65
26238	0.33	0.22	0.58	0.58
26525	0.57	-0.10	0.79	0.13
26666	0.30	0.00	0.92	0.08
26811	0.39	-0.05	0.89	0.08
26957	0.31	-0.01	0.92	0.02
27097	0.58	0.13	0.46	0.50

Edad (años cal AP)	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4
27402	0.26	0.25	0.08	0.82
27555	0.30	0.35	0.20	0.79
27713	0.77	0.15	0.36	0.35
28026	0.46	0.41	0.15	0.68
28184	0.90	0.15	0.05	0.16
28343	0.16	0.49	0.09	0.78
28496	0.04	0.07	0.18	0.82
28656	0.52	0.16	0.31	0.72
28815	0.94	-0.07	0.21	0.20
28968	0.89	0.00	0.36	0.13
29128	0.54	0.09	0.76	-0.15
29289	0.79	0.13	0.10	0.52
29443	0.89	0.01	0.22	0.33
29603	-0.13	0.04	0.97	0.02
29766	0.69	-0.03	0.30	0.28
29920	0.72	-0.21	0.57	0.05
30079	0.73	0.10	0.44	0.36
30239	0.71	0.11	0.40	0.49
30393	0.51	0.27	0.39	0.65
30696	0.41	0.28	0.03	0.75
30834	0.19	0.33	0.43	0.77
30977	0.24	0.42	0.13	0.73
31122	0.95	-0.01	0.14	0.11

U1549-A. Carga de los factores

Edad (años cal AP)	Factor 1	Factor 2	Factor 3	Factor 4
133	0.56	0.18	0.68	0.16
410	0.77	0.09	0.46	0.19
688	0.66	0.07	0.30	0.20
1310	0.72	0.09	0.40	-0.04
1656	0.81	0.01	0.14	-0.12
2416	0.59	0.07	0.43	0.37
2832	0.76	0.27	0.33	0.27
3726	0.47	-0.11	0.55	-0.20
4557	0.74	-0.17	0.20	0.01
4928	0.61	0.18	0.51	0.33
5299	0.72	0.40	0.30	0.17
5662	0.75	-0.22	0.05	-0.03
6036	0.67	0.25	0.38	0.14
6409	0.48	-0.12	0.67	0.01
7921	0.63	0.13	0.49	0.14
9113	0.31	0.02	0.83	0.02
9626	0.41	0.26	0.58	0.15
10148	0.31	0.44	0.43	0.56
10672	0.26	0.09	0.77	0.18
11189	0.83	0.17	0.10	0.08
11705	0.02	0.00	0.70	0.41
12224	0.00	-0.07	-0.01	0.82
13173	0.10	0.14	0.70	-0.27
14044	0.42	0.37	0.57	0.32
14468	0.39	0.30	0.56	0.42
14895	0.40	0.17	0.20	0.43
15442	-0.01	0.27	-0.01	0.71
16150	-0.03	0.93	0.05	0.00
16454	0.08	0.88	0.11	0.28

Anexo 2 – Abundancias relativas (Silicoflagellata)

Abundancias relativas de las especies de silicoflagelados, utilizadas en esta investigación, preservadas en los sedimentos de los pozos U1545-A y U1549-A.

U1545-A. Abundancias relativas

Edad (años cal AP)	<i>D. fibula var. messanensis</i>	<i>O. octonaria var. pulchra</i>	<i>O. speculum</i>
486	3.19	34.19	0.00
637	1.17	50.00	0.00
998	2.08	37.20	0.00
1213	9.40	42.63	0.00
1429	3.81	7.62	0.00
1642	11.55	38.75	0.00
1856	11.57	36.81	0.00
2071	9.09	38.60	0.00
2286	11.88	10.00	0.00
2713	10.99	9.93	0.00
2928	13.88	4.10	0.00
3139	13.26	29.32	0.00
3650	7.95	16.23	0.00
3944	9.93	13.91	0.00
4238	6.20	35.30	0.00
4533	10.96	35.29	0.00
4830	6.94	14.95	0.00
5118	11.72	32.13	0.00
5743	4.23	17.92	0.00
6076	10.13	21.90	0.00
6712	6.25	52.30	0.00
7011	6.45	57.74	0.00
7312	1.98	70.30	0.00
7615	4.00	63.33	0.00
8429	8.20	50.49	0.00
8690	5.94	65.35	0.00
8950	7.99	59.42	0.00
9211	8.12	46.43	0.00
9735	5.59	48.29	0.00
9995	1.94	40.00	0.00
10259	6.27	42.57	0.00
10523	15.69	37.25	0.00
10789	8.28	55.30	0.33

Edad (años cal AP)	<i>D. fibula var. messanensis</i>	<i>O. octonaria var. pulchra</i>	<i>O. speculum</i>
11053	8.61	50.66	0.00
11300	4.01	22.70	0.00
11825	0.50	5.30	9.50
12089	2.30	14.33	0.00
13213	6.23	38.20	14.30
13541	4.33	12.67	12.67
13707	6.90	36.30	0.00
14109	1.00	9.50	2.00
14356	1.90	20.57	11.71
14599	0.32	10.03	0.00
14857	0.00	31.90	2.30
15101	1.67	16.00	7.00
15347	3.70	31.00	10.20
15593	1.72	27.30	10.92
15841	0.00	24.09	2.31
16083	0.00	24.70	6.10
16328	6.27	10.23	2.31
16577	0.00	35.06	2.27
16822	0.00	24.84	9.75
17064	0.00	7.89	6.25
17309	2.14	37.13	4.59
17557	3.86	20.68	12.76
17807	0.30	34.04	5.72
18055	0.99	36.23	1.99
18299	0.00	34.81	0.00
18543	0.29	43.24	5.00
18787	0.70	30.40	1.90
19032	4.20	37.90	0.00
19276	2.00	38.30	4.20
19521	0.00	36.33	2.33
19765	4.00	31.99	0.00
20010	1.57	31.00	2.19
20501	1.40	30.20	0.00

Edad (años cal AP)	<i>D. fibula var. messanensis</i>	<i>O. octonaria var. pulchra</i>	<i>O. speculum</i>
20754	1.60	34.90	0.00
20999	2.00	31.30	0.00
21243	2.20	29.50	0.00
21489	1.60	24.20	0.00
21733	5.74	20.54	3.32
21978	1.90	31.60	38.90
22404	2.30	26.03	20.00
22592	0.00	16.15	19.00
22775	0.30	6.10	21.00
22954	0.00	21.70	25.80
23137	0.00	29.10	28.10
23318	0.00	38.90	21.90
23499	0.00	7.90	12.20
23680	0.31	28.75	24.38
23862	2.17	1.55	22.17
24043	0.64	16.03	20.00
24223	0.00	5.84	24.22
24411	10.60	16.20	20.00
24755	2.10	18.40	10.60
25063	0.00	22.40	14.20
25208	0.00	12.10	24.70
25356	0.00	10.00	13.20
25502	0.00	13.90	19.20
25647	0.00	12.65	5.59
25797	3.57	14.56	21.43
25943	2.13	24.01	0.00
26092	2.46	27.80	0.00
26238	0.00	17.80	0.00

Edad (años cal AP)	<i>D. fibula var. messanensis</i>	<i>O. octonaria var. pulchra</i>	<i>O. speculum</i>
26525	2.26	15.41	5.97
26666	5.85	17.25	8.48
26811	3.93	17.70	7.87
26957	0.00	25.00	2.22
27097	5.99	13.25	0.00
27402	6.15	27.51	0.00
27555	0.30	42.34	4.20
27713	9.20	11.66	0.00
28026	2.15	12.92	0.00
28184	7.60	17.02	0.00
28343	5.90	31.68	0.00
28496	6.07	21.41	0.00
28656	4.08	5.96	4.39
28815	12.03	11.46	0.00
28968	2.15	38.65	0.00
29128	8.01	8.01	0.00
29289	0.00	25.08	2.22
29443	5.86	35.49	0.00
29603	0.00	40.85	0.00
29766	4.19	32.93	8.38
29920	0.00	19.68	0.00
30079	0.63	29.15	0.00
30239	0.00	4.23	0.00
30393	0.83	11.57	0.00
30696	0.00	16.96	0.00
30834	0.29	23.26	0.00
30977	0.00	58.19	0.00
31122	0.00	46.99	0.00

U1549-A. Abundancias relativas.

Edad (años cal AP)	<i>D. fibula var. messanensis</i>	<i>O. octonaria var. pulchra</i>	<i>O. speculum</i>
133	31.90	41.27	0.00
410	45.31	28.13	0.00
688	48.89	31.43	0.00
1310	45.16	21.28	0.00
1656	46.17	16.17	0.00
2416	44.04	41.61	0.00
2832	46.01	23.42	0.00
3726	29.97	35.40	0.00
4557	44.00	10.60	0.00
4928	30.00	26.80	0.00
5299	33.95	40.43	0.00
5662	30.48	13.99	0.00
6036	3.40	37.20	1.70
6409	6.10	36.10	0.00
7921	10.60	34.96	0.00
9113	9.18	55.09	0.25
9626	44.70	14.60	1.20
10148	21.60	8.47	1.36
10672	12.50	49.80	1.00
11189	30.00	4.30	0.00
11705	19.30	44.00	0.00
12224	5.10	0.30	2.60
13173	4.29	25.84	0.00
14044	15.50	14.10	2.30
14468	2.30	38.20	4.00
14895	14.90	32.90	4.60
15442	2.30	19.90	10.50
16150	1.10	12.40	4.00
16454	0.00	27.60	0.00