



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

**Estudio geoquímico en sedimentos del Holoceno tardío de la región
suroriental del Golfo de California: implicaciones paleoceanográficas y
paleoclimáticas.**

Tesis
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA
OCEANÓLOGO ALEJANDRO ALDAMA CERVANTES

TUTOR PRINCIPAL
Dra. [LIGIA LUCINA PÉREZ CRUZ](#) ..(Instituto de Geofísica)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

[Dr. DAVID ALBERTO SALAS DE LEÓN](#) (Instituto de Ciencias del Mar y
Limnología, UNAM)
[Dr. PRIYADARSI DEBAJYOTI ROY](#) (Instituto de Geología, UNAM)
[Dr. OSCAR GONZALEZ YAJIMOVICH](#) (Facultad de Ciencias Marinas, UABC)
[Dr. VICTOR MANUEL MENDOZA CASTRO](#) (Centro de Ciencias de la
Atmósfera, UNAM)

MÉXICO, D. F. OCTUBRE 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



**Estudio geoquímico en sedimentos del Holoceno tardío de la región
suroriental del Golfo de California: implicaciones paleoceanográficas y
paleoclimáticas.**

Tesis

para obtener el grado de
Maestro en Ciencias del Mar y Limnología

Presenta

Oc. Alejandro Aldama Cervantes

Directora de tesis

Dra. Ligia L. Pérez Cruz (Instituto de Geofísica)

Miembros del comité

Dr. David A. Sala de León (Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM)

Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy (Instituto de Geología, UNAM)

Dr. Oscar González Yajimovich (Facultad de Ciencias Marinas, UABC)

Dr. Victor Manuel Mendoza Castro (Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM)

México, D.F. Octubre 2015

Agradecimientos.

Primero que nada quiero agradecer a mis padres, sin los cuales esta tesis no habría sido posible. Por su apoyo y el amor que me han brindado.

A Ricardo, por estar siempre allí para escucharme cuando llego con problemas y frustrado; siempre tienes un buen consejo y palabras de aliento.

A mi directora de tesis, Ligia, por brindarme su apoyo y un espacio en su laboratorio, por todo el conocimiento que me brindó y ese ocasional detalle o chocolate que me hacía el día.

Así mismo quiero agradecer a los miembros de mi comité Dr. David A. Salas de León, Dr. Priyadarsi Debajyoti Roy, Dr. Oscar González Yajimovich y Dr. Víctor M. Mendoza Castro, por sus valiosos comentarios y tiempo dedicado a mi tesis, ya que permitieron la realización de este trabajo.

A Abril, por acogerme de una manera muy especial cuando llegue a esta ciudad solo y sin otra persona a quien hablar, gracias por estar allí en mis primeros pasos en la Ciudad de México.

A Erika e Isa, ustedes saben que las amo nenas, gracias por estar allí siempre y cuando las necesito.

A CONACYT por la beca (No. 491392) y al proyecto DGAPA-PAPIIT IN101012 que hicieron posible la realización de mi proyecto de investigación.

Al la tripulación del B/O El Puma por el apoyo en la obtención del núcleo estudiado.

Dedicatoria

Esta tesis va dedicada a mis padres, por ser tan maravillosos y nunca dejar de amarme y apoyarme. Sus enseñanzas son algo que me ha llevado muy lejos en la vida.

A Ricardo, por ser ese apoyo que me sostiene cuando siento que me derrumbo.

Y por último, siempre que abro un libro me emociona que la dedicatoria pueda estar dirigida a mí y siempre me llevo una decepción, así que si estas leyendo esto, esta tesis va dedicada a ti.

— ¿Cuándo escribió Lameth este libro?

— Oh..., es posible que haga unos ochocientos años. Claro que se basó ampliamente en el previo estudio de Gleen.

— Entonces, ¿por qué confiar en él? ¿Por qué no ir a Arturo y estudiar los restos por sí mismo? Lord Dorwin alzó las cejas y se apresuró a tomar un poco de rapé.

— Pero, ¿para qué, mi querido amigo?

— Para obtener información de primera mano, como es natural.

— Pero, ¿qué necesidad hay? Me parece un método muy insólito y complicado.

Mire, tengo todas las obras de los antiguos maestros, los grandes arqueólogos del pasado. Las compararé, equilibraré los desacuerdos, analizaré las declaraciones conflictivas, decidiré cuál es probablemente la correcta, y llegaré a una conclusión. Éste es el método científico. Por lo menos —continuó con aires de superioridad—, tal como yo lo comprendo. ¡Qué insufriblemente inútil seguía ir a Arturo, o a Sol, por ejemplo, y andar a tropezones, cuando los antiguos maestros recogieron aquello con mucha más eficacia de la que ahora podíamos esperar!

Hardin murmuró educadamente: — Comprendo. ¡Vaya un método científico! No era extraño que la Galaxia se fuera a pique.

Isaac Asimov, Fundación.

Índice general

Índice general	1
Índice de Figuras	2
Índice de Tablas	4
Resumen	5
1.- Introducción	6
2.- Objetivos	8
3.- Estado actual del conocimiento	9
4.-Materiales y métodos	37
5.-Resultados	42
6.-Discusión	50
7.- Conclusiones	60
8.- Referencias	62
9.- Apéndices	69

Índice de figuras

Figura 1.-	A) Regiones del Golfo de California basadas en la batimetría (Modificado de Lavín y Marinone, 2003) y, B) Localización geográfica del núcleo DIPAL V C-2.	9
Figura 2.-	Promedio de precipitación mensual (mm) para el periodo de 1966 a 2003 para la estación Siqueiros, Mazatlán, Sinaloa (Ruiz-Corral <i>et al.</i> , 2005).	11
Figura 3.-	A) Climatología en el Golfo de California para invierno (azul) y verano (rojo), la posición del Centro de Alta Presión del Pacífico Oriental en invierno, el Sistema de Baja Presión de Sonora para invierno y verano y la posición de la Zona de Convergencia Intertropical para invierno y verano (Modificada de Price <i>et al.</i> , 2013). B) Posición del centro de alta presión (CA) para invierno (azul) y verano (rojo) (modificada de Cheshire <i>et al.</i> , 2005).	12
Figura 4.-	Circulación para la zona de la Boca del Golfo de California en: A) verano y B) invierno (Modificado de Castro <i>et al.</i> , 2000).	14
Figura 5.-	Diagrama de temperatura y salinidad de las masas de agua en la zona de la boca del GC, (Modificado de Lavín y Marinone, 2003).	15
Figura 6.-	Escurrimientos de agua significativos que nacen en la Sierra Madre Occidental en los estados de Chihuahua y Durango y drenan hacia el Golfo de California (Modificado de la Carta Geológica de la República Mexicana, 1992).	19
Figura 7.-	A) Patrón de la Oscilación Decadal del Pacífico en fase positiva y, B) negativa a partir de observaciones. La escala representa la anomalía de la temperatura superficial del mar en grados Kelvin (Modificada de http://www.nature.com/news/climate-change-the-case-of-the-missing-heat-1.14525).	22
Figura 8.-	Geología de la región continental adyacente a la región en donde se colectó el núcleo DIPAL V C-2, los depósitos aluviales colindantes con la costa corresponden a los ríos Elota, Piaxtla, Quelite y Presidio de norte a sur respectivamente (Modificado de la Carta Geológico-Minera Mazatlán F13-1, 1999).	24
Figura 9.-	Reconstrucción anual de temperatura en el hemisferio norte de 200 a 2000 A.D. (Jones y Mann, 2004).	26
Figura 10.-	Principales trabajos paleoceanográficos en el GC así como su alcance temporal comparado con la secuencia DIPAL V C-2 (línea rosa).	29
Figura 11.-	Localización de algunos sitios de muestreo de trabajos realizados cerca del área de estudio en este trabajo. En puntos (negros y rojos) los trabajos en sedimentología y en figuras los trabajos de paleoclimatología y paleocenografía.	30

Figura 12.-	Edades contra profundidad para el núcleo DIPAL-V C-2 basado en dataciones de ^{210}Pb .	36
Figura 13.-	Límites de detección de distintos elementos para el equipo Niton XL 3t 900 GOLDD en una matriz de SiO_2 .	38
Figura 14.-	Diagrama de flujo de las actividades realizadas en este estudio (en verde el modelo de edad, realizado como trabajo paralelo a este estudio).	40
Figura 15.-	A) Esquema del núcleo DIPAL V-C2. B) Representación esquemática de intervalos caracterizados por láminas claras u oscuras. C) Litología del núcleo. D) Ubicación de los frotis dentro del núcleo. E) Fotografía y Rayos X de la columna sedimentaria, se representa una columna sedimentaria laminada.	43
Figura 16.-	Variación de los elementos Ti, K, Si, Fe y Zr a lo largo del registro DIPAL V C-2.	45
Figura 17.-	Variación de COT, CIT y Ca a lo largo del registro DIPAL V C-2.	46
Figura 18.-	Principales escenarios climáticos durante los últimos ~1300 años para con base en los registros de los <i>proxies</i> del núcleo DIPAL V C-2; en línea punteada se presenta la media, en donde valores mayores representan condiciones sobre la media y viceversa.	55

Índice de Tablas

Tabla 1.-	Masas de agua descritas para la boca del Golfo de California, Lavín <i>et al.</i> (2009).	15
Tabla 2.-	Principales ríos que drenan al área de estudio así como sus características (CONAGUA, 2012).	20
Tabla 3.-	Parámetros estadísticos de los elementos mayores y traza así como relaciones elementales del núcleo DIPAL V C-2.	47
Tabla 4.-	Correlaciones de las variables utilizadas en este estudio.	48
Tabla 5.-	Principales periodos encontrados en las series de los registros elementales y sus relaciones.	49

RESUMEN

En este trabajo se presenta una reconstrucción de las condiciones climáticas y oceanográficas de los últimos ~1300 años a través del uso de *proxies* geoquímicos.

La secuencia sedimentaria estudiada, núcleo DIPAL V C-2, se recolectó en 2012 con un nucleador de Caja tipo Reineck a bordo del B/O —EPuma”, en el margen oriental del Sur del Golfo de California a 540 m de profundidad, dentro de la Zona de Mínimo Oxígeno. El núcleo tuvo una longitud de 54 cm. El marco cronológico de la secuencia se estableció a través de 14 dataciones con ^{210}Pb . Las concentraciones químicas (elementos mayores y traza) se midieron cada 0.5 cm con un equipo de Fluorescencia de Rayos X (Thermo Scientific Niton modelo XL3t 900S GOLDD). El Ti se consideró como un indicador del aporte de terrígenos vía fluvial, la relación Zr/Ti como aporte eólico, el carbono orgánico total como productividad y/o preservación de la materia orgánica y el carbono inorgánico total como condiciones de aguas cálidas en superficie. El registro geoquímico sugiere que el depósito de los sedimentos terrígenos estuvo fuertemente influenciado por la disponibilidad de humedad en la región sur del golfo. Se sugieren 4 escenarios paleoclimáticos: 1) De 748 a 1260 A.D. los registros sugieren baja precipitación, así como actividad eólica y productividad importantes. Es en este intervalo en donde se presenta el periodo conocido como la Anomalía Climática Medieval. 2) De 1260 a 1500 A.D. es una etapa de transición, en donde los registros sugieren que un aumento en la precipitación y en incursión de aguas cálidas, así como una mejor preservación de la materia orgánica. 3) De 1500 a 1860, la precipitación es importante, presentando un evento significativo a 1648 A.D., disminución de la actividad eólica, así como una buena preservación de la materia orgánica. Este periodo abarca la Pequeña Edad de Hielo. 4) De 1500 a 1860 A.D., la Época Actual, en la que se sugiere un aumento de la precipitación, una mayor incursión del agua tropical y una disminución en la productividad.

A partir del análisis de las series de datos utilizando el método de Transformada Rápida de Fourier los principales ciclos paleoclimáticos en la zona de la boca del Golfo de California son 629, 571, 419, 381, 251, 228, 209, 142, 104, 96 y 89 años.

1. INTRODUCCIÓN

La paleoclimatología y paleoceanografía son disciplinas que nos permiten entender como ha sido la variabilidad climática a través del tiempo geológico. Para llevar a cabo este tipo de investigaciones se estudian archivos climáticos, tales como: sedimentos marinos y lacustres, núcleos de hielo, corales, espeleotemas, entre otros.

La importancia de cada uno de ellos radica en el alcance temporal y en la alta fidelidad con que preservan la señal climática. En particular, los sedimentos son el mayor archivo climático de la Tierra abarcando aproximadamente el 99% del tiempo geológico, estos archivos se pueden presentar en secuencias continuas o discontinuas (Ruddiman, 2000).

El océano puede preservar estos registros más allá de la zona en donde las mareas y el oleaje tienen influencia ya que es generalmente un lugar tranquilo con depositación continua, sin embargo, no se descartan perturbaciones producidas por organismos, derrumbes que generan flujos de turbidez, retrabajo por corrientes profundas y disolución química (Ruddiman, 2000).

En particular en el piso oceánico del Golfo de California (GC), se pueden encontrar registros geológicos que preservan con gran fidelidad la variabilidad climática, por lo cual han sido objeto de estudio para reconstrucciones paleoceanográficas y paleoclimáticas en diferentes escalas temporales. La mayoría de estos estudios se han realizado utilizando registros de la parte central del golfo, particularmente de la Cuenca de Guaymas, debido a sus características como la alta productividad (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991) y presencia de varvas (Baumgartner *et al.*, 1991). Dichos trabajos abarcan diferentes escalas; milenarias (p.ej., Sancetta, 1996, Barron *et al.*, 2004; Cheshire *et al.*, 2005), centenarias (p. ej., Barron y Bukry, 2007), multidecadales (p. ej., Goñi *et al.*, 2006 y Dean *et al.*, 2004) y anuales (Baumgartner, *et al.*, 1991)

Existen algunos estudios en el sur del golfo como los hechos por González-Yajimovich, *et al.* (2005); Staines-Urías *et al.* (2009) y Pérez-Cruz (2013) que muestran que la variabilidad climática del GC está controlada no sólo por forzamientos locales sino por forzamientos de mayor escala como el

movimiento de la Zona de convergencia Intertropical (ZCIT), El Niño Oscilación Austral (ENOA) , y el Monzón de Norte América (NAM), entre otros.

Para efectos de reconstrucciones paleoclimáticas se pueden utilizar diversos *proxies*, dentro de los físicos y químicos podemos encontrar los elementos mayores y traza que nos dan información acerca de diferentes variables paleoclimáticas y paleoceanográficas, como intensidad y dirección del viento, aridez, productividad, corrientes oceánicas y condiciones redox (Dean *et al.*, 2004; 2006; Pérez-Cruz y Urrutia Fucugauchi, 2010).

El propósito de este trabajo es investigar la variabilidad climática y oceánica durante los últimos 1300 años en la región suroriental del GC.

2. OBJETIVOS

2.1 General

Investigar la variabilidad paleoceanográfica y paleoclimática de los pasados 1300 años a escala multidecadal en la región oriental de la boca del Golfo de California, a partir del estudio de *proxies* geoquímicos: elementos mayores (>.01%), traza (~0.01% o 100 ppm), carbono orgánico e inorgánico, en la secuencia sedimentaria DIPAL V-C2.

2.2 Particulares

Identificar cambios en el aporte de sedimentos relacionados con fluctuaciones en el ciclo hidrológico a partir de la interpretación de los registros elementales.

Inferir fluctuaciones en la productividad primaria y su relación con los diferentes procesos físicos en la región de estudio, con base en el análisis de la materia orgánica.

Documentar las variaciones oceánicas y climáticas locales y su posible relación con la variabilidad climática a nivel de cuenca del Pacífico.

Aumentar la información (datos) climática que sirva para la reconstrucción de la variabilidad del Holoceno en el Océano Pacífico Tropical, que además sea de utilidad para la reconstrucción de escenarios y modelos climáticos.

3. ESTADO ACTUAL DEL CONOCIMIENTO

3.1 El Golfo de California (GC)

3.1.1. Localización

El GC es un mar marginal del Océano Pacífico (Roden y Groves, 1959) que se localiza en la costa oeste de México, entre la península de Baja California y los estados de Sonora y Sinaloa. Tiene una longitud de 1,100 km y 150 km de ancho (Roden, 1964).

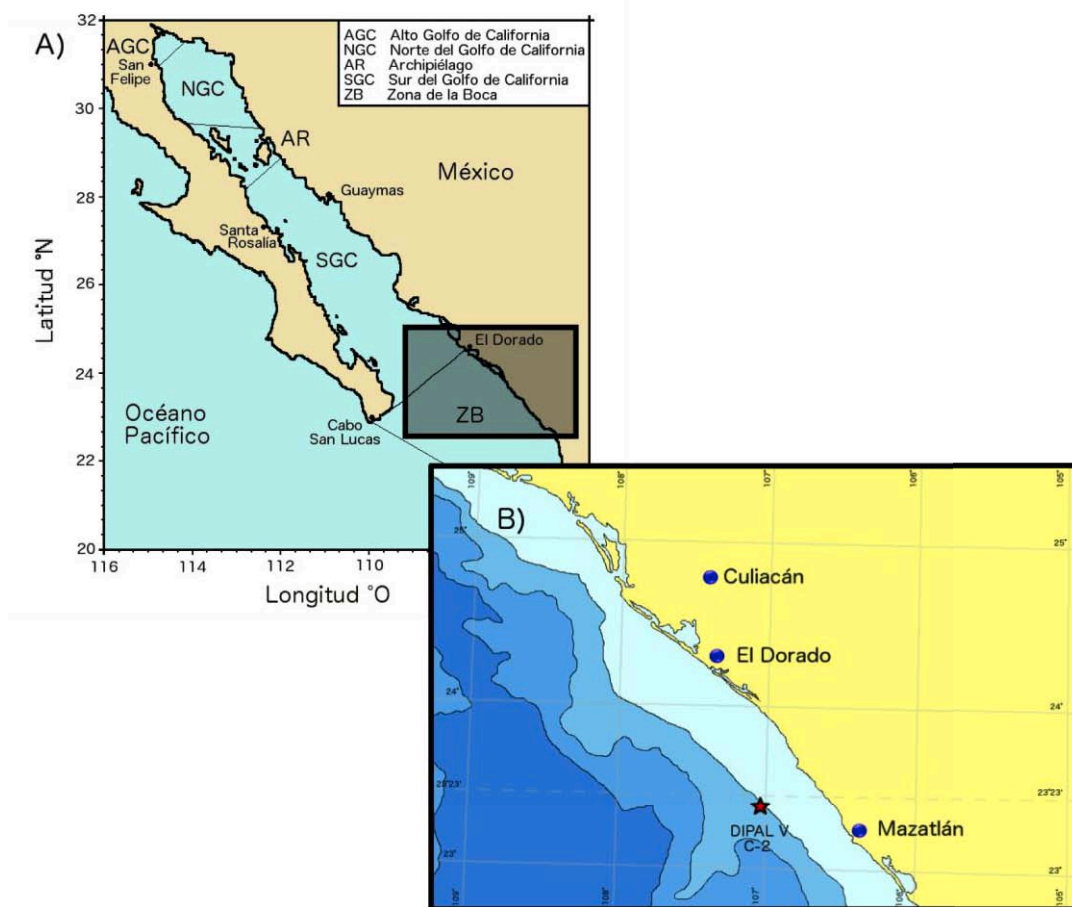


Figura 1.- A) Regiones del Golfo de California basadas en la batimetría (Modificado de Lavín y Marinone, 2003) y, B) Localización geográfica del núcleo DIPAL V C-2.

La división del GC realizada por Lavín y Marinone (2003) considera 5 regiones debido a sus características batimétricas: (A) la zona de la Boca, en comunicación directa con el Océano Pacífico Tropical Oriental; empezando a partir de una línea de Cabo San Lucas a Cabo Corrientes, denominada boca

exterior, y terminando en una línea que va de Cabo San Lucas a El Dorado, llamada boca interior. (B) La Zona Sur del GC Empieza en la boca interior, justo hasta el sur de las grandes islas. (C) El Archipiélago, o zona del archipiélago, es una zona que abarca una serie de islas, canales estrechos y umbrales, cuya máxima profundidad oscila entre los 300 y los 600 m. (D) El norte del GC, que se encuentra al norte de las grandes islas del archipiélago y presenta características de un mar de plataforma. (E) El Alto Golfo, es una provincia comprendida desde los 31°N hasta el delta del Río Colorado, teniendo en su mayoría profundidades menores a 30 m (Fig. 1). Esta clasificación se toma para evitar ambigüedades con respecto a la zona de las cuencas (Sur del GC), donde se encuentran las cuencas Guaymas, Carmen, Farallón y Pescadero y la zona de la Boca, en donde se colectó el registro sedimentario objeto de estudio (Fig. 1).

3.1.2 Climatología

Una climatología para la zona del Golfo de California fue propuesta por Douglas *et al.* (1993) utilizando mapas de precipitación media mensual, encontrando un máximo pronunciado que abarca de julio a septiembre (Fig. 2), llegando a la conclusión de que existe un clima tipo monzón, es decir marcadamente estacional, el cual tiene mayor influencia en las laderas de la Sierra Madre Occidental. Las imágenes satelitales han ayudado en gran medida a su descripción general, siendo caracterizado como un patrón estacional de vientos que se revierten (Bordoni *et al.*, 2004) debido a una interacción dinámica entre los sistemas climatológicos de latitudes medias y bajas, teniendo básicamente dos fases: la fase de invierno durante los meses de noviembre a marzo que es fría y seca, en la cual los vientos son del noroeste; y la fase de verano durante los meses julio agosto y septiembre, cálida y húmeda, en donde los vientos dominantes son del sureste. La reversión de los vientos se explica por el reposicionamiento de los centros de presión atmosféricos por diferencias en calentamiento entre el continente y el mar (Amador, 2006).

La fase de invierno es dominada por vientos que provienen del flujo anticiclónico del Centro de Alta Presión del Pacífico Oriental (CA). Durante esta fase, la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) se desplaza hacia el

Ecuador hasta quedar situada aproximadamente a los 3°N; existiendo variación en la intensidad y dirección de los vientos, predominando los del noroeste (NO) alcanzando sus máximas velocidades entre noviembre y marzo las cuales son de 8 a 12 ms⁻¹ (Lavín *et al.*, 1997; Castro *et al.*, 2000). Este flujo de viento es canalizado dentro del golfo por la alta topografía en ambos lados de la cuenca, especialmente por el escarpe de la península, siendo más fuerte a lo largo de ésta que en el macizo continental (Bordoni *et al.*, 2004).

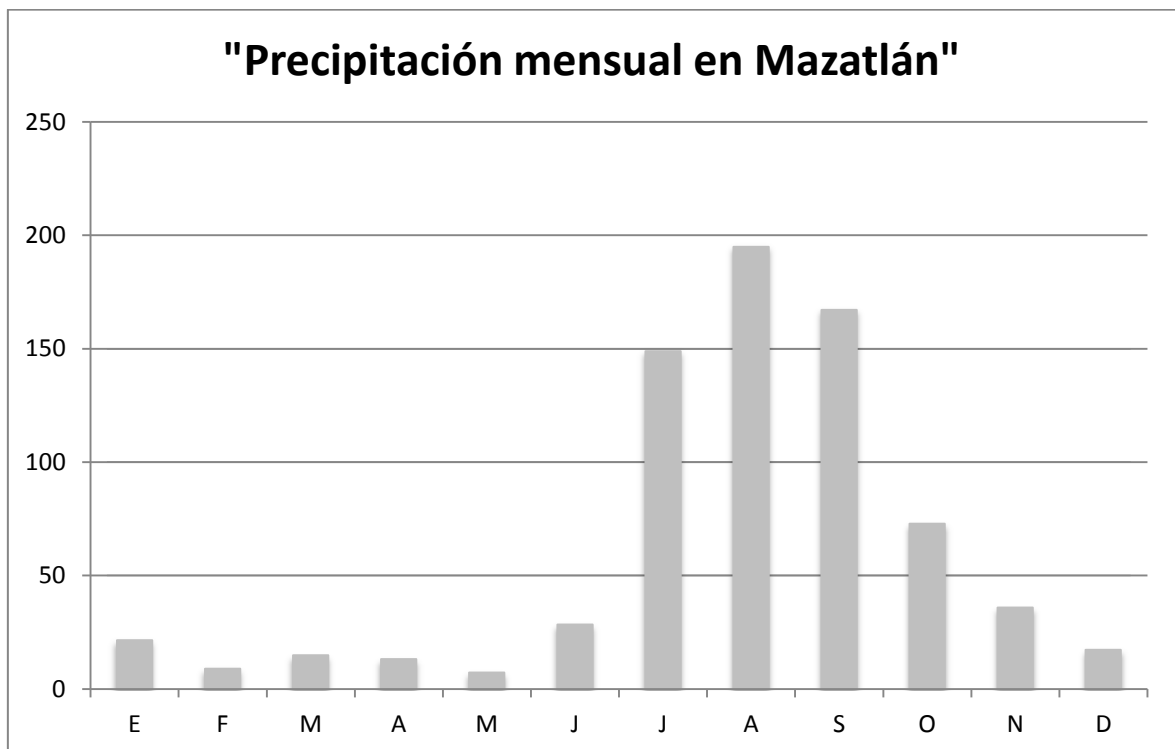


Figura 2.- Promedio de precipitación mensual (mm) para el periodo de 1966 a 2003 para la estación Siqueiros, Mazatlán, Sinaloa (Ruiz-Corral *et al.*, 2005).

Durante esta fase, los vientos del NO provocan una disminución en la temperatura superficial del mar, mezclando la capa superior del océano y provocando transporte de Ekman en el margen oriental del golfo. Como consecuencia de esto, la termoclina se debilita y esencialmente desaparece en la región del centro y sur del golfo desde enero hasta marzo (Robinson, 1973). Éste patrón atmosférico genera condiciones propicias para surgencias a lo largo de la costa oriental del golfo (Mascarenhas *et al.*, 2004; Lavín y Marinone, 2003; Castro *et al.*, 1994).

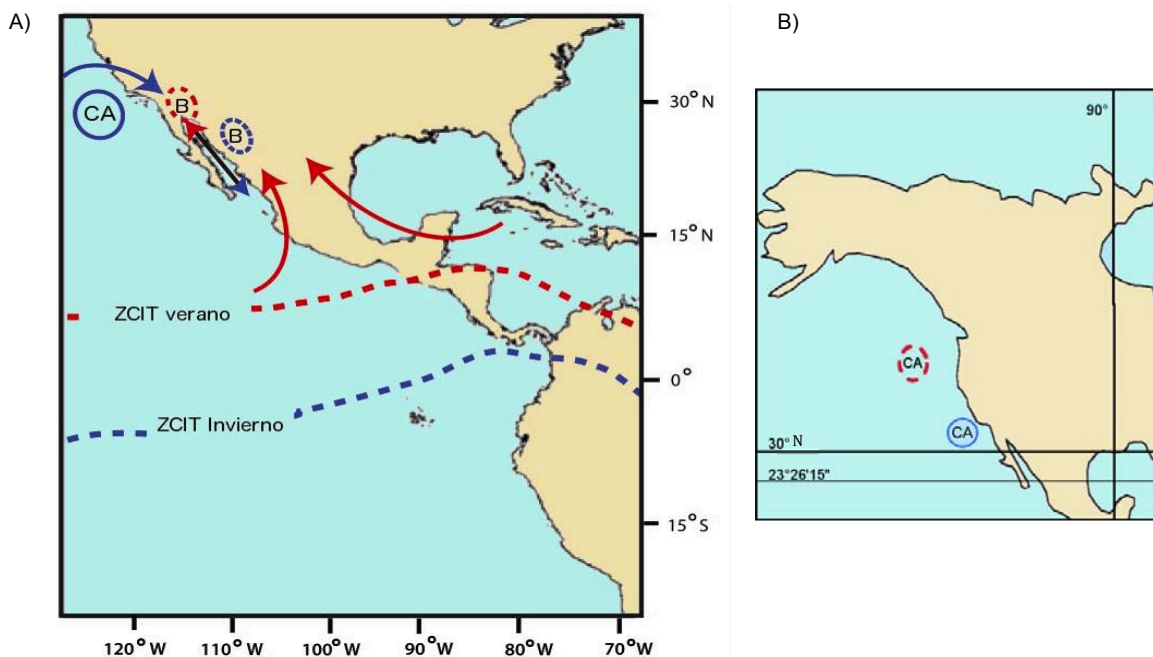


Figura 3.- A) Climatología en el Golfo de California para invierno (azul) y verano (rojo), la posición del Centro de Alta Presión del Pacífico Oriental en invierno, el Sistema de Baja Presión de Sonora para invierno y verano y la posición de la Zona de Convergencia Intertropical para invierno y verano (Modificada de Price *et al.*, 2013). B) Posición del centro de alta presión (CA) para invierno (azul) y verano (rojo) (modificada de Cheshire *et al.*, 2005).

El monzón en su fase de verano (julio, agosto y septiembre) transporta calor y humedad hacia el golfo, provocando temperaturas tropicales y precipitación en esta región (Fig. 3 Rojo). Los vientos del NO disminuyen a medida que el CA y la ZCIT migran hacia el norte, quedando ésta última aproximadamente a los 10°N, por otra parte, los vientos del sur que remplazan a los del norte en la mayor parte del GC son irregulares y en la zona de la boca la mayoría de ellos tiene una dirección de oeste a este (Bordoni *et al.*, 2004). Al comienzo de la fase de verano se presenta una reversión en los patrones de vientos, predominando los del sureste, que cruzan el golfo en las partes más sureñas y en dirección paralela a éste hacia al norte del golfo (Bordoni *et al.*, 2004) alcanzando velocidades de 5 ms^{-1} (Castro *et al.*, 2000). En esta fase los vientos son modulados por pulsos (surges) originándose en el Pacífico Oriental Centroamericano y se propagan hacia el norte entrando en el golfo (Bordoni *et al.*, 2004).

Para los meses de julio, agosto y septiembre una gruesa capa de agua con temperaturas mayores a 28° C cubre el centro y el sur del golfo generando una termoclina profunda, inhibiendo el ascenso de nutrientes hacia la superficie. (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991; Bray y Robles, 1991; Lavín *et al.*, 2009).

El GC también se ve influenciado por tormentas tropicales provenientes del Océano Pacífico Tropical Oriental, que es un área que genera aproximadamente el 17% de las tormentas tropicales a nivel global con un promedio de 14 tormentas tropicales al año (Amador *et al.*, 2006). El origen de las tormentas tropicales se ha relacionado con ondas del este que se propagan desde África durante el verano manteniendo su estructura a través del Océano Atlántico hasta el Océano Pacífico Tropical Oriental, en donde encuentran un ambiente básicamente inestable en donde los flujos de calor Océano-Atmósfera y convección profunda, que favorece la vorticidad y formación de ciclones tropicales (Amador *et al.*, 2006; Molinari *et al.*, 1997).

Estas tormentas usualmente siguen las trayectorias de los vientos del este, pero si su trayectoria se curva hacia el norte y llega hacia los vientos del oeste de bajas latitudes, se encuentran con bajas temperaturas superficiales del mar, por lo que se debilitan. La estación de huracanes va de mediados de mayo a noviembre (WMO, 1993) y la distribución de frecuencia muestra un máximo cerca de los 110°W y al sur de los 20°N (Amador *et al.*, 2006).

3.1.3 Circulación oceánica superficial

La circulación en el GC ha sido ampliamente estudiada, desde las primeras observaciones de corrientes realizadas por Roden (1964) a través de datos de deriva de barcos, en las cuales sugería un flujo hacia el interior del golfo en verano y hacia afuera del golfo en invierno, hasta la descripción de las características hidrodinámicas de los giros de mesoescala que se presentan en el sur del GC realizadas por Lavín *et al.* (2013), utilizando cuerpos a la deriva.

Para la zona de la boca se ha encontrado que la circulación de las capas superiores tienen una fuerte estacionalidad. Este comportamiento es una respuesta a los principales forzamientos, entre los que se pueden mencionar el Océano Pacífico, el sistema de vientos, y los flujos de calor y humedad (Lavín y Marinone, 2003).

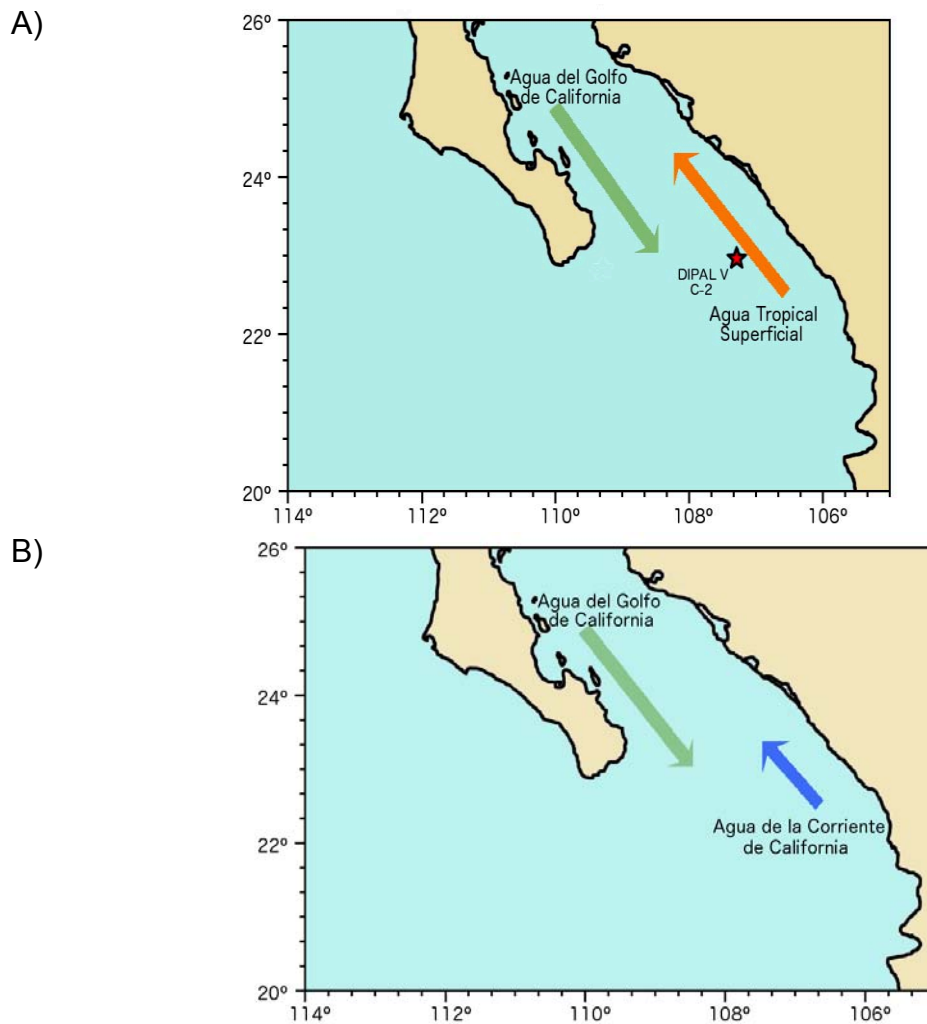


Figura 4.- Circulación para la zona de la Boca del Golfo de California en: A) verano y B) invierno (Modificado de Castro *et al.*, 2000).

La circulación en la zona de la boca ha sido descrita a partir de datos hidrográficos por Castro *et al.*, (2000); Mascarenhas *et al.*, (2004) y Lavín *et al.*, (2009) encontrando que para verano existe un flujo de agua con mayor salinidad hacia el exterior del golfo denominada Agua del Golfo de California del lado peninsular y un flujo de agua de menor salinidad denominada agua tropical superficial hacia el interior del golfo del lado continental (Fig. 4A).

Durante invierno el flujo de salida sigue siendo de Agua del Golfo de California en el lado peninsular mientras existe la presencia del Agua de la Corriente de California del lado continental (Fig. 4B)

3.1.4 Masas de agua

Las masas de agua en la región sur y en la boca del Golfo son movidas con el sistema de corrientes del Océano Pacífico Tropical Oriental, por lo cual, también presentan un fuerte comportamiento estacional (Griffiths, 1968; Roden, 1971; Lavín y Marinone, 2003). Las principales masas de agua se describen en la Tabla 1 y se ejemplifican en la fig. 5.

Tabla 1.- Masas de agua descritas para la boca del Golfo de California (Lavín *et al.*, 2009).

Masas de Agua	Abreviación	Salinidad	Temperatura (° C)	Profundidad (m)
Agua del Golfo de California	AGC	34.9-35.35	14-29.5	0-180
Agua Tropical Superficial	ATS	34-34.9	18-30	0-120
Agua de la Corriente de California	ACC	34-34.5	12-18	0-100
Agua Subsuperficial Subtropical	ASsSt	34.5-34.9	9-18	50-480
Agua Intermedia del Pacífico Norte	AIPN	34.5-34.8	4-9	480-1200
Agua Profunda del Pacífico	APP	34.5-34.75	4	> 1200

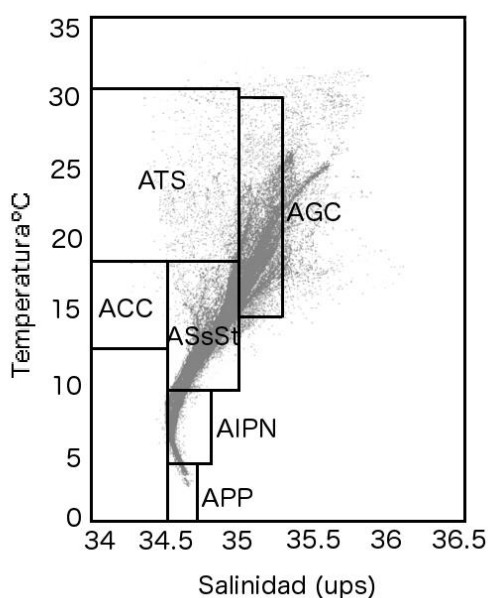


Figura 5.- Diagrama de temperatura y salinidad de las masas de agua en la zona de la boca del GC, (Modificado de Lavín y Marinone, 2003).

La principal característica de la zona de la boca es su carácter transicional, encontrándose 3 masas de agua en los 150-200 m superficiales, debido a esto, la estructura termohalina en las capas superiores es muy compleja, causando frentes muy pronunciados que dan origen a estructuras como giros, corrientes y meandros (Lavín *et al.*, 2009).

Durante el verano, cuando la Corriente de Costa Rica o Corriente de México alcanza su mayor extensión, ésta pasa a través de la zona de la boca hacia el interior del golfo, llevando ATS, influyendo principalmente el área cercana al continente (Lavín *et al.*, 2009). Por otra parte, en invierno, la corriente de Costa Rica presenta una máxima retracción, llegando su influencia hasta fuera de la Boca Externa; a la par, la Corriente de California presenta su mayor extensión, llevando ACC, de origen subártico hacia la zona de la boca. En esta época también se presenta una tercera masa de agua en la zona de la boca llamada AGC, la cual se caracteriza por ser más salina. Esta masa de agua tiene dos orígenes; la que se encuentra en el lado peninsular, que se forma en la región norte del golfo debido a la evaporación por los vientos y fluye hacia el exterior a través de un flujo estrecho; la segunda es el ATS que se evapora alcanzando una salinidad mayor a los 34.9, encontrándose principalmente del lado continental (Lavín *et al.*, 2009).

Otros dos cuerpos de agua efímeros han sido reportados en la zona de la Boca: el Agua del Mínimo de Salinidad somero (AMSs), que es una mezcla del AGC y el ATS, en el que la primera tiene un mayor volumen en la mezcla y, el Agua Tropical Superficial evaporada (ATSe), proveniente del ATS que ha sido sujeta a evaporación intensa, presenta mayores temperatura y salinidad que el ATS, se diferencia del AGC porque presenta un flujo hacia dentro del GC por el margen continental (Lavín *et al.*, 2009).

Debajo de las aguas superficiales se encuentra el ASsSt, proviene de latitudes ecuatoriales, es traída hacia las latitudes tropicales por una corriente

subsuperficial llamada "*Northern Tsushiya Jet*¹" donde es denominada "agua de 13°"; puede existir mucha interacción entre esta agua y las aguas superficiales (Lavín *et al.*, 2009).

Entre los 480 y los 1200 m de profundidad se encuentra el AIPN, la cual se origina por subsidencia en el Mar de Okhotsk, en el frente de la corriente de Oyashio y en menor medida en el Golfo de Alaska (Fiedler y Tally, 2006) y se caracteriza por presentar un bajo contenido de oxígeno (Lavín *et al.*, 1997; 2009).

El APP se genera en Océano Ártico y el Atlántico Norte, desde donde fluye hacia la cuenca del Pacífico a través del estrecho de Bering (Fiedler y Tally, 2006), pudiéndose encontrar desde los 1200 m de profundidad hasta el fondo, y es una de las masas de agua más estable junto con el AIPN, debido a que se encuentran aisladas de la influencia meteorológica (Lavín *et al.*, 1997).

3.1.5 Productividad primaria en el Golfo de California

En general la productividad es más alta en el margen continental durante periodos de vientos intensos del noroeste (NO), disminuyendo cuando los vientos son débiles y del sureste (SE). El calentamiento de las aguas superficiales durante el verano genera una columna fuertemente estratificada, lo cual favorece el agotamiento de nutrientes en la superficie y una disminución en la productividad. Cuando los vientos del NO se intensifican, la temperatura superficial desciende la termoclina se rompe y los nutrientes son llevados a las aguas superficiales a través de la surgencia (Lavín y Marinone, 2003). La zona de la boca se caracteriza por las concentraciones más bajas de fitoplancton en todo el golfo, sin embargo, aunque existan valores bajos en superficie, la zona fótica es más profunda² por lo que los valores integrados de productividad pueden ser similares (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991) a los de otras regiones del golfo.

¹ Los "Tsushiya Jets" son dos corrientes subsuperficiales que fluyen hacia el este unos pocos grados al norte y sur del ecuador justo debajo de la termoclina, contienen la masa de agua denominada "agua de 13°" de la cual se deriva el Agua Subsuperficial Subtropical (Fiedler y Talley, 2006)

² 70-90 metros comparados contra 30 en la parte norte.

La productividad en la región sur y de la boca del GC no sólo es el resultado de las surgencias eólicas. En particular en la zona de la boca convergen masas de agua con características muy distintas, ocasionando que la dinámica oceánica superficial sea muy compleja (Castro *et al.*, 2000; Lavín y Marinone, 2003; Lavín *et al.*, 2009). Las diferencias en temperatura y densidad entre estas masas de agua tienden a generar estructuras de mesoescala como giros, meandros y *jets* (Lavín *et al.*, 2009) que se encuentran presentes en toda el área y pueden favorecer la productividad primaria al somerizar o romper la termoclina.

Se ha sugerido que los valores más altos de productividad en la región sur y de la boca se presentan durante la primavera y principios de verano (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991).

3.1.6 Zona de mínimo oxígeno (ZMO)

Uno de los resultados de la alta productividad y de las masas de agua en el GC es la presencia de una Zona de Mínimo de Oxígeno a profundidades intermedias, la cual en la actualidad está delimitada aproximadamente entre los 200 y 900 m de profundidad. En la zona de la boca las concentraciones son mayores de 1ml/L hasta una profundidad de 100 m, a una profundidad de 150 m las concentraciones decrecen hasta menos de 0.5ml/L, a profundidades intermedias (500 a 1000 m), la concentración de oxígeno es indetectable por el método de Winkler (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991).

Esta ZMO juega un papel importante en la ecología y la geología del golfo, ya que los organismos excavadores no pueden sobrevivir en esta zona, por lo que los sedimentos preservan una estructura laminada en algunas cuencas que interceptan esta zona

3.1.7 Sedimentos

Los sedimentos que cubren el piso oceánico de la zona de la boca son hemipelágicos y están conformados principalmente por terrígenos y biogénicos. La sedimentación es mayormente terrígena, no presenta límites mineralógicos definidos y existe mucha mezcla de sedimento, ya que la distribución de los sedimentos terrígenos finos en suspensión en la zona de la

boca es controlada en gran medida por las corrientes, que alcanzan sus máximas velocidades hacia el norte a lo largo del margen oriental en los meses de verano cuando la descarga de los ríos es mayor, existiendo una mezcla a lo largo del golfo de limos y arcillas acarreados por los ríos (Baba *et al.*, 1991a). La mineralogía de los sedimentos que se encuentran en el fondo, se caracteriza por presentar valores altos de la relación cuarzo/feldespato, lo que es consistente con la mineralogía de los ríos al sur del Río Mayo, a excepción del Río Mocorito. Los valores más altos se encuentran asociados con los ríos San Lorenzo, Piaxtla, Presidio y Baluarte; por lo que es muy probable que estos ríos sean los principales responsables de los sedimentos ricos en cuarzo a lo largo del margen oriental (Baba *et al.*, 1991a).



Figura 6.- Escurrecimientos de agua significativos que nacen en la Sierra Madre Occidental en los estados de Chihuahua y Durango y drenan hacia el Golfo de California (Modificado de la Carta Geológica de la República Mexicana, 1992).

Debido a la baja precipitación en la península de Baja California, los escurrecimientos superficiales son muy escasos (Nava-Sanchez, 1997; González-Yajimovich, 2004; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010), mientras que del lado continental desembocan una serie de ríos permanentes (Fig. 6), siendo las principales corrientes fluviales los ríos Culiacán, Elota, Piaxtla, Quelite, Presidio y Baluarte (Tabla 2), los cuales llevan una mayor descarga durante los meses de verano y otoño en comparación con invierno y primavera (Roden, 1964).

Los sedimentos biogénicos se componen principalmente de restos esqueléticos de organismos silíceos y calcáreos así como materia orgánica.

El sílice biogénico proviene mayormente de diatomeas, seguido de radiolarios y silicoflagelados, mientras que el carbono inorgánico es aportado por foraminíferos y cocolitofóridos (Barron *et al.*, 2004; González-Yajimovich *et al.*, 2005)

Tabla 2.- Principales ríos que drenan al área de estudio así como sus características (CONAGUA, 2012).

No.	Río	Escorrentamiento promedio (Hm ³ /año) ³	Área de la cuenca (Km ²)	Longitud del río (Km)
1	Culiacán	3,122	15,731	875
2	Baluarte	1,838	5,094	142
3	San Lorenzo	1,680	8,919	315
4	Piactla	1,415	11,473	220
5	Presidio	1,250	6,479	ND ⁴
6	Elota	506	2,324	ND
7	Quelite	153	ND	ND

A profundidades en donde la ZMO intercepta los sedimentos se preservan laminaciones que representan aportes diferenciales, alternando sedimentos terrígenos transportados vía fluvial (Byrne, 1960; Calvert, 1966) o eólica (Baumgartner *et al.*, 1991) durante el verano-otoño, y sedimentos biogénicos, depositados en el invierno-primavera (Donegan y Schrader 1982; Pike y Kemp, 1997), cuando las condiciones de productividad son por lo general más altas, sobre todo en el margen oriental del GC, siendo reconocidos como registros de alta resolución por contener información anual e interanual. Aunque en otros sitios del golfo (p.ej. Cuenca Alfonso) la formación de estos registros no representa un aporte diferencial anual y está relacionado con la variabilidad interanual del golfo (p. ej., El Niño) (Molina-Cruz, *et al.*, 2002; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

³ 1 Hm³/año es equivalente a 1 millón de m³/año

⁴ Datos no disponibles.

3.1.8 Variación climática interanual y decadal

La marcada climatología estacional del GC presenta cambios en escalas interanuales y decadales debido a la ocurrencia de eventos como El Niño Oscilación Austral (ENOA) y Oscilación Decadal del Pacífico (ODP); ; existiendo otras oscilaciones con posible influencia en la climatología de la zona como la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO por sus siglas en ingles), (Méndez y Magaña, 2010; Metacalfe *et al.*, 2015).

El fenómeno de ENOA presenta condiciones climáticas y oceánicas anómalas centradas en el Pacífico Tropical.

Bajo condiciones normales, un centro de baja presión está localizado al norte de Australia, sobre Indonesia (Centro de Baja Presión de Indonesia) y un centro de alta presión está localizado entre Tahití y la isla de Pascua (Centro de Alta presión del Pacífico Sur). Los vientos superficiales que prevalecen sobre esa área son los vientos alisios del sureste, que llevan aire húmedo y cálido del centro de alta presión hacia el centro de baja presión; la velocidad y fuerza de estos vientos depende de la diferencia de presión atmosférica superficial entre ambos centros de presión. Existe también un flujo de aire en la parte superior de la atmósfera contrario al flujo de los vientos alisios, llevando aire seco y frío, completando la celda conocida como la circulación de Walker (Ruddiman, 2000; Thurman y Trujillo 2004; Amador *et al.*, 2006).

Los vientos resultantes en superficie acarrearán agua de la costa de Sudamérica hacia el Oeste del Pacífico Ecuatorial, este desplazamiento de masa genera surgencias a lo largo de la costa este de Perú; el resultado de esto son bajas temperaturas superficiales en el este y altas temperaturas superficiales en el oeste del Pacífico Ecuatorial.

Durante El Niño los centros de alta y baja presión se revierten, debilitando o incluso revirtiendo los vientos alisios. Este ciclo en que los centros de alta y baja presión se revierten se le conoce como Oscilación Austral. Como resultado de esta oscilación el agua caliente que normalmente se encuentra en el oeste del Pacífico Ecuatorial se mueve hacia el este, elevándose la

temperatura del agua de 1 a 5 °C en el Pacífico Oriental y la surgencia es suprimida (Ruddiman, 2000; Thurman y Trujillo 2004).

En el GC los eventos de El Niño provocan una serie de cambios como un ascenso de temperaturas superficiales, intensificación de las corrientes costeras hacia el polo, fuertes lluvias y anomalías positivas en el nivel del mar, fuerte estratificación en la columna de agua, invasión de organismos tropicales así como la mortalidad y desplazamiento de organismos locales (Pike y Kemp, 1997; Karl *et al.*, 1995; Santamaría-del-Angel *et al.*, 1994). Los eventos de El Niño en general tienden a intensificar la fase de verano del monzón y atenuar su fase de invierno (Adams y Comrie 1997) existiendo una mayor precipitación y su correspondiente transporte de sedimentos hacia las cuencas (Pérez-Cruz y Urrutia Fucugauchi, 2010).

La Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) es un índice utilizado para caracterizar anomalías multidecadales de temperatura superficial en el Pacífico Norte (Schneider y Cornuelle 2005). Consiste en la función ortogonal empírica de la temperatura superficial del mar del Pacífico Norte (Mantua *et al.*, 1997). Se trata de una oscilación con un periodo de entre 50 y 70 años y épocas individuales de 23 a 35 años con signos opuestos (Minobe, 1997).

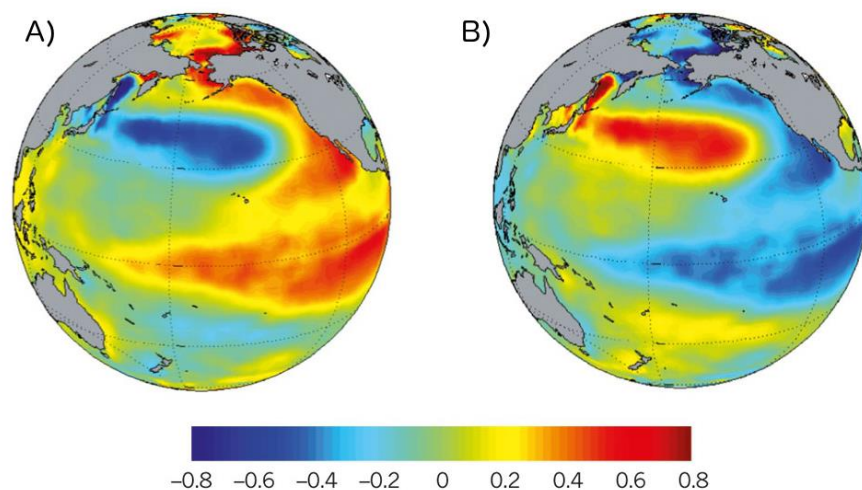


Figura 7.- A) Patrón de la Oscilación Decadal del Pacífico en fase positiva y, B) negativa a partir de observaciones. La escala representa la anomalía de la temperatura superficial del mar en grados Kelvin (Modificada de <http://www.nature.com/news/climate-change-the-case-of-the-missing-heat-1.14525>).

Cuando el centro de baja presión de las Aleutianas se profundiza⁵, la temperatura superficial en el Pacífico Norte Central disminuye debido a la advección de aire frío y seco del norte, lo cual genera una anomalía negativa de temperatura llamada la piscina de agua fría del Pacífico Norte. Por otra parte, se favorecen los vientos hacia el polo en las partes orientales del Pacífico, lo cual genera anomalías positivas de temperatura atmosférica y superficial del mar cercanas al continente, a esta condición se le denomina fase positiva (Schneider y Cornuelle, 2005) (Fig. 7A).

Al volverse el centro de baja presión más débil, el patrón de vientos se debilita, por lo que las anomalías de temperatura son menores y se le denomina fase negativa (Fig 7B).

Algunos estudios sugieren que la ODP se genera a partir de un forzamiento del sistema océano-atmósfera debido al fenómeno de ENOA, a cambios en la extensión del sistema de corrientes Kuroshio-Oyashio, así como a ondas cálidas de Rossby que cruzan el Pacífico transportando energía a la zona del sistema de corrientes Kuroshio-Oyashio (Newman *et al.*, 2003; Schneider y Cornuelle, 2005).

Su fase positiva, presenta temperaturas superficiales del mar cálidas para el Pacífico Norte, así como una disminución de precipitación en la costa occidental de Norte América; revirtiéndose estos patrones durante la fase negativa. Esta oscilación es detectable hasta el periodo denominado Anomalía Climática Medieval (ACM), en donde existe la persistencia de una condición fuertemente negativa (MacDonald y Case, 2005).

Para el GC, debido a que las series de tiempo de datos oceanográficos y climáticos son relativamente cortas y dispersas, es difícil sintetizar el trabajo de manera que se llegue a un consenso científico, sin embargo existe evidencia que sugiere que existe una sincronía entre cambios climáticos y oceanográficos en el GC y las áreas contiguas con las fases de la ODP (Higgins y Shi, 2000; Lluch-Cota *et al.*, 2001; Staines-Urías *et al.*, 2009); algunos autores lo

⁵ Cuando un centro de baja presión se profundiza quiere decir que la presión es menor en superficie, los vientos causados por este centro tienden a ser más intensos.

describen como un evento de El Niño de larga duración (Barron y Bukry, 2007; Zhang *et al.*, 1997). Otros concuerdan en que hay una relación inversa a la indicada para sus fases, en donde las aguas cálidas en el Pacífico Nororiental y frías en el Pacífico Central están asociadas con anomalías negativas de temperatura y viceversa (Staines-Urías *et al.*, 2009; Herguera *et al.*, 2003).

3.2 Geología de la región suroriental del Golfo de California

Una característica distintiva de la geología de México es la distribución asimétrica de las provincias en cuanto a su origen, ya que en la mitad oriental del país están concentradas las provincias sedimentarias (de origen superficial), en tanto que en la mitad occidental del país están localizadas las provincias magmáticas y metamórficas (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).

Debido a que los escurrimientos más significativos que desembocan en el área de estudio se encuentran en la zona continental (Fig. 6) la Sierra Madre Occidental es la fuente dominante de sedimento terrígeno hacia el golfo (van Andel, 1964; Baba *et al.*, 1991a), la cual tiene una gran variedad de rocas que abarcan desde el Paleozoico hasta el Holoceno, incluyendo rocas ígneas intrusivas, extrusivas, sedimentarias y metamórficas, sin embargo las rocas predominantes en la región son rocas félsicas; granitos, ignimbritas y tobas riolíticas (Fig. 8).

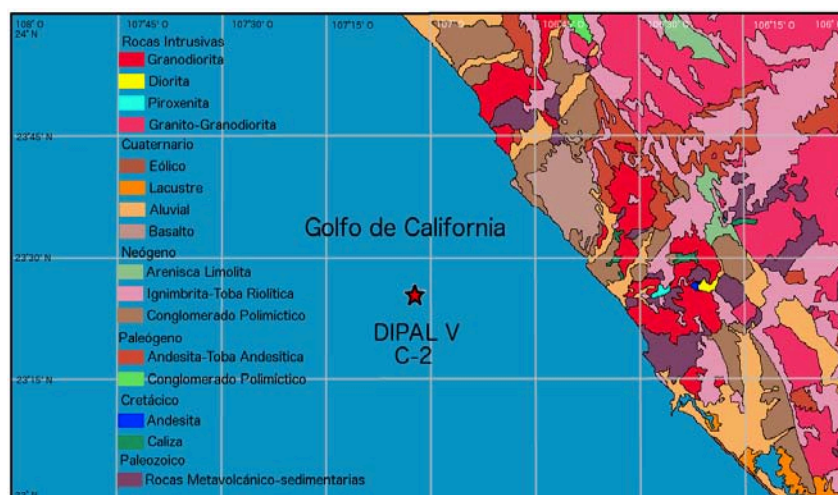


Figura 8.- Geología de la región continental adyacente a la región en donde se colectó el núcleo DIPAL V C-2, los depósitos aluviales colindantes con la costa corresponden a los ríos Elota, Piaxtla, Quelite y Presidio de norte a sur respectivamente (Modificado de la Carta Geológico-Minera Mazatlán F13-1, 1999).

3.3 Variabilidad climática de los dos últimos milenios

Los dos últimos milenios son un periodo particularmente importante para caracterizar la variabilidad natural del clima. Durante este periodo algunos de los principales agentes externos que ejercen control sobre el clima como la configuración de los continentes, la extensión de las capas de hielo continentales y la geometría de la órbita de la Tierra no han cambiado apreciablemente (Mann, 2007).

Numerosos grupos de científicos han utilizado información con base en *proxies* para reconstruir cambios a gran escala en temperatura (Fig. 9), precipitación, sequías y circulación atmosférica para este periodo (Jones y Mann, 2004; Moberg *et al.*, 2005; Oerlemans, 2005; Rutherford *et al.*, 2005). En general el periodo de los últimos 2000 años se ha caracterizado por un patrón complejo de variaciones regionales en donde algunos de los cambios observados en el pasado parecen ser consistentes con agentes de forzamiento del clima, como por ejemplo grandes erupciones volcánicas explosivas, y cambios en la radiación solar; mientras que otros cambios están probablemente asociados con oscilaciones caóticas internas del sistema climático (Mann, 2007).

La mayoría de las reconstrucciones indican condiciones mayormente frías entre el siglo XV y XIX en un periodo conocido comúnmente como la Pequeña Edad de Hielo (PEH). Condiciones más cálidas se encuentran durante los siglos X al XIV delimitando el anteriormente llamado Periodo Cálido Medieval (Mann, 2007), ahora denominado Anomalía Climática Medieval (ACM) (Bradley *et al.*, 2003).

La PEH abarca desde aproximadamente 1400 a 1850 A.D. (Jones y Mann, 2004). Durante este periodo las temperaturas en gran parte de Europa fueron inusualmente frías, los glaciares alpinos avanzaron y los ríos se congelaron con mucho mayor frecuencia que durante el periodo medieval. Los climas fríos predominaron sobre otras áreas, especialmente las adyacentes al Atlántico Norte. La combinación de condiciones climáticas frías sobre Europa y el este de Norteamérica llevó a considerar el periodo como una época de enfriamiento global y como resultado la denominación del periodo como "La Pequeña Edad

de Hielo" (Shindell, 2007). Sin embargo, se ha demostrado que existe una variación regional considerable en la extensión del enfriamiento, presentándose incluso un calentamiento en algunas áreas durante este periodo. La evidencia reciente sugiere que el hemisferio norte se enfrió como un todo sólo algunas décimas de grado (Briffa *et al.*, 2001; Jones *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 2009; Crowley, 2000). Independientemente de que el enfriamiento haya sido poco homogéneo durante la PEH, permanece como la anomalía climática más importante y confiable durante el último milenio anterior a la Revolución Industrial (Shindell, 2007).

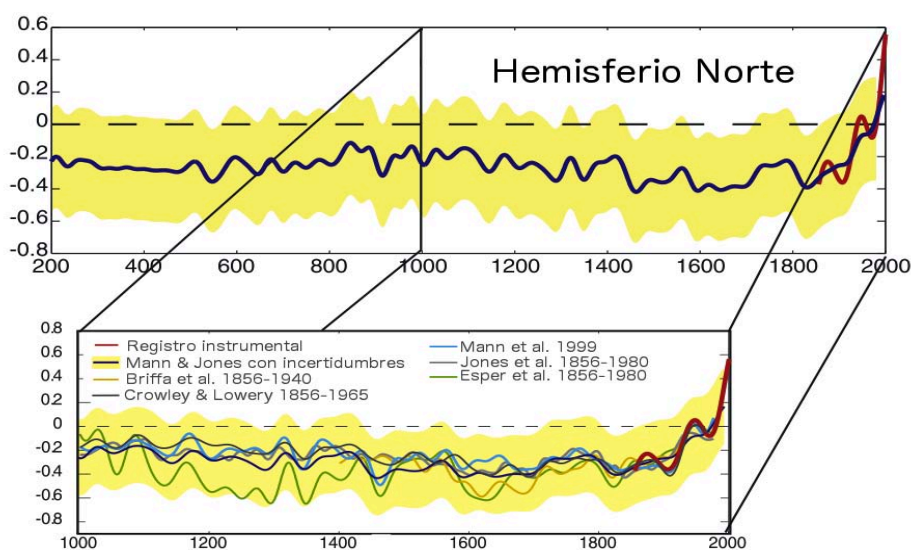


Figura 9.- Reconstrucción anual de temperatura en el hemisferio norte de 200 a 2000 A.D. (Jones y Mann, 2004).

Se han especulado diversas causas de enfriamiento durante la PEH, la más antigua es la de un sol más oscuro y menos activo ya que este periodo concuerda con el Mínimo de Maunder; el más prolongado periodo de reducción de irradiación solar durante el último milenio (Shindell, 2007). La reducción de la radiación solar se estima que fue de un cuarto de un 1% (Lean *et al.*, 1995). Aunque se trata de un cambio muy pequeño, la radiación solar es tanta que esta pequeña variación pudiera tener un impacto considerable (Shindell, 2007).

El otro mecanismo que pudo haber tenido un papel importante en el enfriamiento de este periodo es el incremento en la frecuencia y magnitud de las erupciones volcánicas, ya que estas expulsaron una gran cantidad de

aerosoles durante este periodo, estas partículas reflejan la radiación solar y se calcula que pudieron haber reducido la cantidad de radiación que llegaba a la Tierra en una magnitud comparable a la disminución por la inactividad solar (Crowley, 2000; Shindell, 2007). Algunos otros estudios sugieren que una reducción en la actividad solar y en consecuencia un incremento en el flujo de rayos cósmicos generaron una mayor cubierta de nubes bajas, enfriando de esta manera el clima durante este periodo (Mendoza *et al.*, 2010).

El concepto Periodo Cálido Medieval (PCM) fue acuñado por Lamb (1967) basado exclusivamente en registros paleoclimáticos del este de Europa. Utilizando esa información construyó índices de humedad de verano encontrando evidencia de veranos secos e inviernos cálidos entre 1100 y 1200 A.D. Basado en esto, estimó una anomalía de temperatura de 1 a 2° C sobre la temperatura media de entre 1900 y 1939 a lo que se refirió como el periodo moderno "normal". El problema surgió cuando numerosos estudios utilizaron el término Anomalía Cálida Medieval (ACM) para cualquier anomalía en la temperatura dentro de un amplio periodo que abarca de los 500 a los 1500 A.D., sin embargo existe bastante evidencia que las temperaturas entre los años 1100 y 1200 A.D. fueron más elevadas que durante la Pequeña Edad de Hielo en el hemisferio norte (Bradley *et al.*, 2003). Otras anomalías han sido reportadas como las sequías extremas en el oeste de EEUU que van del año 900 al 1300 A.D., por lo que se argumenta que Anomalía Climática Medieval (ACM) sería un mejor término para este periodo (Bradley *et al.*, 2003).

Las condiciones que han sido sugeridas en la cuenca de Guaymas en el GC durante la ACM son: aguas estratificadas, ascenso de temperaturas superficiales y una productividad reducida mientras que por otro lado durante la PEH se sugieren una intensificación de los vientos del NO, lo que llevó a una columna de agua mezclada y un incremento en la productividad (Barron *et al.*, 2003).

3.4 Algunos estudios paleoceanográficos y paleoclimáticos en el Golfo de California en el Holoceno.

El GC ha sido sujeto de diversos estudios paleoceanográficos (Fig. 10 y 11), dentro de los cuales podemos mencionar el realizado por González-Yajimovich (2004) quien analizó dos registros sedimentarios obtenidos de las cuencas Alfonso y Pescadero, con alcances de los últimos 5700 y 9000 años AP, respectivamente, con el propósito de interpretar los procesos oceanográficos y climáticos que operaron durante el Holoceno.

Con base a los registros de carbonato de calcio (CaCO_3), ópalo biogénico (SiO_2 opal), carbono orgánico y contenido de terrígenos a lo largo de dos núcleos, propuso que existen pulsos de productividad y cambios cíclicos de escala centenaria y milenaria, proponiendo que estos se encuentran relacionados con forzamientos solares debido a que variaciones en la insolación causan expansión y contracción de la celda atmosférica de Hadley así como migración latitudinal de la posición promedio de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), hacia el norte en los meses de verano, encontrándose aproximadamente a los 12° de latitud N trayendo lluvia y vientos del suroeste y revirtiéndose en invierno, en el cual, la ZCIT migra hacia el sur, encontrándose aproximadamente en el ecuador, causando condiciones de aridez, vientos del noroeste y surgencias que favorecen la productividad, la cual es relacionada por Barron *et al.* (2004) directamente con el contenido de sílice biogénico en un estudio paleoceanográfico de alta resolución de un registro sedimentario de los últimos 15,000 años AP para la cuenca de Guaymas; relacionado a su vez con eventos de enfriamiento de la Tierra, en los cuales se intensifica la surgencia llevando una mayor cantidad de aguas ricas en nutrientes hacia la superficie. En este trabajo también se sugiere que existe una relación inversa entre la sedimentación de sílice biogénico y carbonato de calcio, por lo cual, asocian este último con eventos de calentamiento de la Tierra.

Se ha reportado para los últimos 300 años que ha existido un aumento gradual de temperatura de entre 1 y 2 °C en las aguas superficiales de la cuenca de

Guaymas empleando el paleotermómetro U_{37}^K que está basado en alquenonas (Goñi *et al.*, 2001).

Por otra parte, Barron y Bukry (2007) encontraron que el sílice biogénico disminuye durante los intervalos de mayor incursión de aguas tropicales al golfo, y viceversa durante últimos 2000 años en las cuencas Guaymas, Carmen y Pescadero, asociando ciclos de mayor productividad a la intensificación de los vientos del NO, condiciones más frías y cambios en la radiación solar.

Lo anterior nos da una idea de que el sistema clima-océano que ha existido en la zona sur del GC es dinámico y complejo.

Para la zona sur del GC Staines-Urías *et al.* (2009) también reportaron con base en el análisis isotópico de $\delta^{18}O$ en foraminíferos un registro de 400 años un incremento gradual en la temperatura para los últimos 200 años y un decremento en la actividad de surgencia, atribuyéndolo a una migración de la posición promedio de la ZCIT hacia el norte.

Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi (2010) realizaron un estudio geoquímico, de propiedades magnéticas de minerales y de microfósiles en Cuenca Alfonso, abarcando los últimos 8000 años AP; en su estudio sugieren que la sedimentación en esta cuenca responde la migración de la ZCIT y ENOA, asociando descargas fluviales importantes con periodos cálidos, produciendo laminaciones terrígenas multianuales.

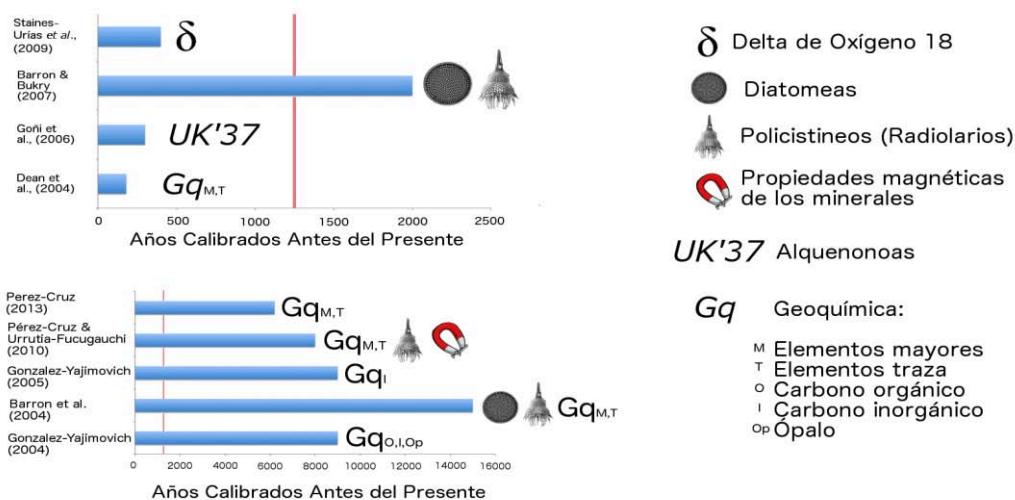


Figura 10.- Principales trabajos paleoceanográficos en el GC así como su alcance temporal comparado con la secuencia DIPAL V C-2 (línea rosa).

Pérez-Cruz (2013) estudió las variaciones en los patrones de precipitación y productividad para a cuenca Alfonso en el Holoceno medio y tardío utilizando elementos mayores y trazas; sugiere dos condiciones, la primera que domina el Holoceno medio, en donde se presenta relativamente baja productividad y un aumento en la esorrentía lo cual genera un mayor aporte de sedimentos terrígenos hacia la cuenca, sugiriendo un desplazamiento hacia el norte de la posición promedio de la ZCIT; la segunda condición que prevaleció durante el Holoceno tardío fue una disminución en la precipitación, fuerte aporte eólico y alta productividad, lo que relacionó con un desplazamiento hacia el sur de la ZCIT.

En la Figura 11 se presenta un mapa con algunos de los sitios estudiados cercanos a el área de estudio de este trabajo.

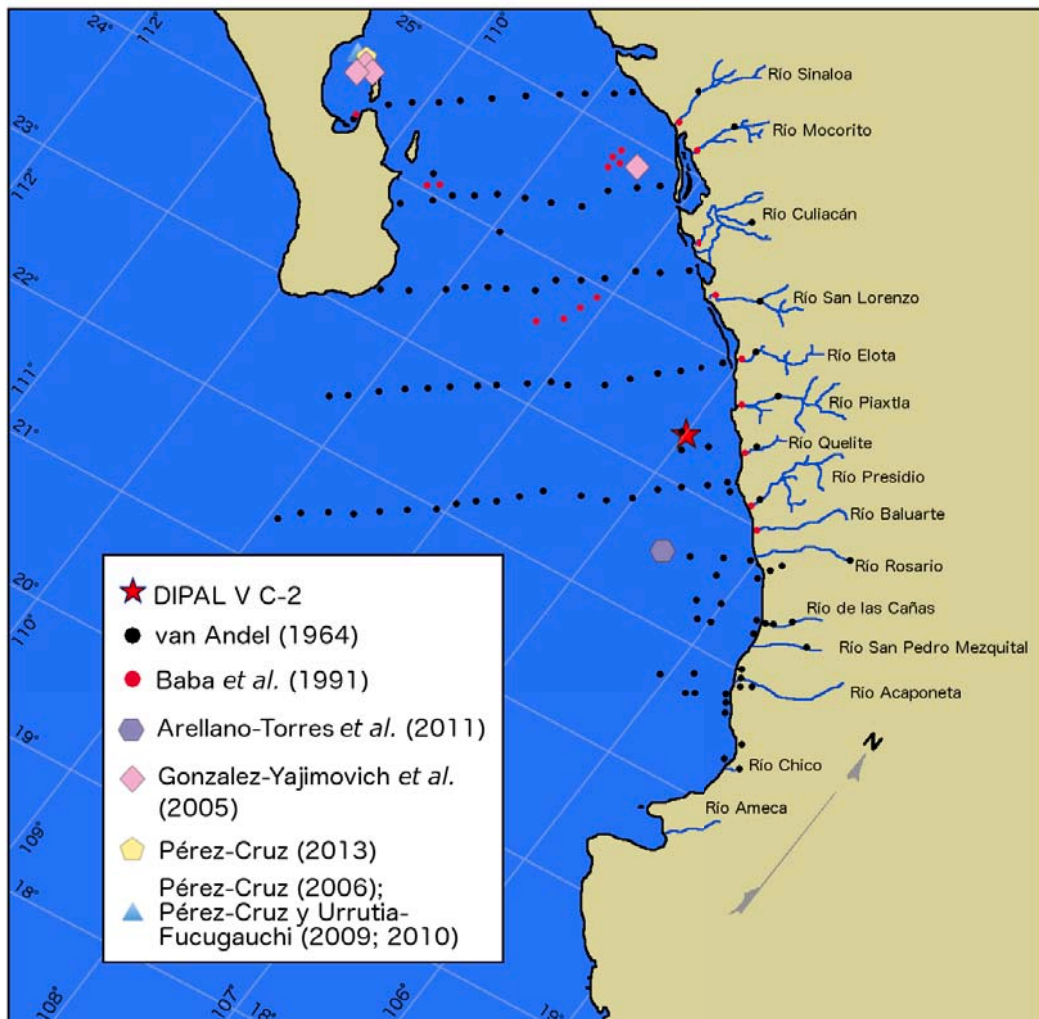


Figura 11.- Localización de algunos sitios de muestreo de trabajos realizados cerca del área de estudio en este trabajo. En puntos (negros y rojos) los trabajos en sedimentología y en figuras los trabajos de paleoclimatología y paleocenografía.

Algunas partículas que componen la sedimentación marina pueden ser utilizadas como *proxies* y presentan dos orígenes básicos: los creados *in situ* por la precipitación de químicos disueltos (autigénicos o autóctonos), o los llevados al océano en forma sólida (Alóctonos). Las principales fuentes de materiales alóctonos son la corteza terrestre (Litogénicos); que a su vez se dividen en sedimentación acarreada por ríos (fluvial) y por aire (eólicos); y en mucho menor medida materiales provenientes del espacio exterior (Cosmogénicos). Los sedimentos autigénicos se subdividen en dos categorías, los precipitados por medio de la actividad biológica (biogénicos) y aquellos que se precipitan por medios no biológicos (hidrogénicos) (Libes, 2009), pudiendo representar la presencia u oscilaciones de cada uno diversas variables climáticas.

Las reconstrucciones climáticas de estos archivos sedimentarios se llevan a cabo a través de *proxies*, que son indicadores indirectos cuantificables por su naturaleza física, química o biológica y que pueden estar relacionados con diferentes variables climáticas. Sus oscilaciones reflejan cambios temporales que ocurrieron en estas variables a través del tiempo (Pérez-Cruz, comunicación personal).

3.5 Generalidades de las variables utilizadas en este estudio

Titanio (Ti)

El Ti es un metal de transición, forma parte del grupo IVB junto con otros elementos como el Zr y el Hf, tiene un radio atómico de 140 pm y una electronegatividad de 1.54, posee 4 electrones en su último nivel de energía y puede trabajar con valencias 3 y 4, siendo esta última la más usual. Se encuentra naturalmente en minerales como el rutilo, la ilmenita, la esfena (titanita), y asociado a algunas menas de hierro.

El Ti puede reemplazar al Al en los minerales por lo que aparece en piroxenos, hornblenda y biotita; se encuentra poco concentrado en rocas félsicas (Mason y Moore, 1982), y relativamente concentrado en minerales pesados de la corteza (Schutz y Rahn, 1982).

Debido a que es prácticamente inerte dentro de las variaciones ambientales redox (Haug *et al.*, 2001), es usualmente asociado con el aporte de terrígenos (Zabel *et al.*, 1999; Haug *et al.*, 2001), por lo que el Ti es un indicador de la fracción terrígena y ha sido comúnmente utilizado como *proxy* de la fracción terrígena total para cuencas marinas y lacustres en muchos estudios (Peterson *et al.*, 2000; Haug *et al.*, 2001, 2003; Peterson y Haug, 2006; Metcalfe *et al.*, 2010; Roy *et al.*, 2013; Pérez-Cruz, 2013)

Potasio (K)

El K es un metal alcalino, forma parte del grupo IA junto con otros elementos como el Li y el Na, tiene un radio atómico de 220 pm y una electronegatividad de 0.82, posee 1 electrón en su último nivel de energía y trabaja con valencia 1. Es el séptimo elemento más abundante en la corteza terrestre, el mineral más abundante en el que se encuentra es el feldespato de potasio (ortoclasa), así como en el grupo de las micas (Mason y Moore, 1982).

Dentro de los sedimentos marinos la mayoría del K se asocia a materiales terrígenos provenientes del continente, por lo que puede ser utilizado como un *proxy* de aporte de materiales terrígenos (Goldberg y Arrhenius, 1958; Weaver, 1967 Wei *et al.*, 2003).

Hierro (Fe)

El Fe es un metal de transición y forma parte del grupo VIII B junto con otros elementos como el Ru y el Os, tiene un radio atómico de 155.8 pm y una electronegatividad de 1.83, posee 2 electrones en su último nivel de energía y trabaja con valencias 2 y 3. Es el cuarto elemento más abundante de la corteza terrestre (Mason y Moore, 1982), y se encuentra en los primeros minerales de la serie de cristalización en rocas (Davidson *et al.*, 2002).

El Fe es un elemento que es acarreado generalmente de manera detrítica, sin embargo presenta un comportamiento complejo, ya que una vez sedimentado puede ser movilizado bajo condiciones reductoras al pasar a de su forma oxidada Fe^{3+} a su forma reducida Fe^{2+} pasa a un estado soluble, pudiendo escapar hacia la columna de agua. Sin embargo, el Fe está sistemáticamente involucrado en la precipitación de sulfatos de hierro bajo condiciones euxínicas en las cuales es atrapado en forma de pirrotita (Tribouillard *et al.*, 2006), por lo

que cambios en las condiciones redox pueden alterar las concentraciones de Fe y éstas pueden ser independientes de cambios del aporte de terrígenos (Haug *et al.*, 2001; Haug *et al.*, 2003; Werne *et al.*, 2004; Dean *et al.*, 2006; Martínez, *et al.*, 2007 y Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010).

Silicio (Si)

El Si es un elemento de los no metales, este forma parte del grupo IV A junto con otros elementos como el C y Ge, presenta un radio atómico de 120 pm y una electronegatividad de 1.9, posee 4 electrones en su último nivel de energía por lo que trabaja con un número de oxidación 4, es el segundo elemento más abundante en la corteza terrestre después del oxígeno (Press *et al.*, 2004) por lo que puede ser un indicador de aporte de terrígenos, sin embargo, el Si forma parte de un ciclo biogeoquímico debido a que es tomado por las diatomeas y otros organismos del fitoplancton para construir esqueletos de ópalo, por lo que su utilización como *proxy* es compleja.

Calcio (Ca)

El Ca es un elemento de los metales alcalinotérreos, éste forma parte del grupo II A junto con otros elementos como el Mg, Sr y Ba. Otras características importantes son un radio atómico de 197 pm y una electronegatividad de 1.0, posee 2 electrones en su último nivel de energía por lo que trabaja con un número de oxidación 2.

Puede ser considerado como un elemento terrígeno ya que este es el quinto elemento más abundante en la corteza terrestre (Mason y Moore, 1982). En las rocas ígneas se encuentra en la plagioclasa de calcio, llamada anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), en los anfíboles y en los piroxenos; tiende a aumentar su concentración a medida que las rocas que lo contienen se vuelven máficas, sin embargo, debido a que forma el ión soluble Ca^{2+} puede ser fácilmente removido de los minerales que lo contienen en procesos de meteorización (Press *et al.*, 2004).

El Ca en el ambiente marino está ligado al sistema de los carbonatos y a través de él a la productividad por cocolitofóridos y foraminíferos por lo que su utilización como *proxy* es compleja.

Zirconio (Zr)

El Zr es un metal de transición, forma parte del grupo IVB junto con otros elementos como el Ti y el Hf, tiene un radio atómico de 155 pm y una electronegatividad de 1.33, posee 4 electrones en su último nivel de energía y trabaja con un estado de oxidación de 4.

El zircón es el principal mineral que lo contiene y en menor medida la baddeleyita, se asocia a rocas félsicas debido a que la concentración original de Zr en el magma es generalmente menor a la saturación (Mason y Moore, 1982). El zircón es especialmente resistente a la corrosión por ácidos, álcalis, agua de mar y otros agentes (Lide, 2003) por lo que puede ser utilizado como un indicador de aporte de terrígenos.

Carbono inorgánico total (CIT)

El Carbono inorgánico total está mayormente representado por el Carbonato de Calcio (CaCO_3) (Tucker y Wright, 1991) y en los sedimentos marinos puede ser acarreado a las cuencas de manera detrítica, puede presentarse de manera hidrogénica o de manera biogénica.

El carbono inorgánico presente en los sedimentos del piso oceánico puede reflejar: 1) su tasa de producción en la columna de agua y, 2) la tasa de disolución a la que está sujeto durante y una vez sedimentado (Tucker y Wright, 1990). La tasa de disolución del CaCO_3 está dada por tres factores: 1) la temperatura, siendo el carbonato de calcio CaCO_3 una sal inusual, ya que a medida que el agua se torna más fría el carbonato se vuelve más soluble; 2) la presión, a mayor presión mayor solubilidad y, 3) aumento de contenido de dióxido de carbono CO_2 en el agua (Tucker y Wright, 1990); por lo que su utilización como *proxy* es compleja.

Carbono orgánico total (COT)

El COT o materia orgánica en el ambiente marino se compone de material que llega al fondo derivado de los productores y consumidores en la columna de agua, material alóctono introducido desde el continente por vía fluvial y/o eólica así como productos de síntesis y transformaciones químicas resultado de la actividad microbiana en el fondo del mar por lo que la materia orgánica

responde a cambios ambientales que afectan tanto su producción como su preservación (Zonneveld *et al.*, 2010).

Algunos de los factores que controlan la sedimentación y preservación de la materia orgánica son: 1) la cantidad de materia orgánica marina y/o terrestre, 2) disminución del oxígeno en la columna de agua y en el fondo y, 3) incremento en las tasas de sedimentación (Hedges y Keil, 1995; Cowie *et al.*, 1999; Pérez-Cruz, 2000; Zonneveld *et al.*, 2010).

Dadas las condiciones para su preservación, como baja oxigenación y/o altas tasas de sedimentación, el COT es proporcional a la productividad en la superficie y puede ser utilizado como un *proxy* de productividad (Zonneveld *et al.*, 2010), sin embargo el COT puede responder a una menor/mayor porosidad del sedimento y a movimientos de la zona de mínimo oxígeno, por lo que su utilización como *proxy* es compleja.

3.6 Modelo de edad

Paralelo a este estudio, se definió la cronología del núcleo DIPAL V-C2 dentro del contexto del proyecto de la UNAM DGAPA PAPIIT-101012 (Pérez-Cruz, 2014). Se enviaron 20 muestras al Laboratorio de Servicios de la Unidad Mixta de Investigación del Centro Nacional de Investigación Científica de Francia (UMR CNRS - EPOC) – Universidad de Bordeaux, para su datación por el método radiométrico de ^{210}Pb .

La geocronología de ^{210}Pb se basa en el principio de decaimiento radioactivo de la serie del ^{238}U . El ^{210}Pb tiene una vida media de 22.3 años y se produce tanto en la atmósfera como en el sedimento. Se encuentra en la mayoría de los ambientes sedimentarios (marinos y lacustres), los cuales representan sistemas cerrados para el ^{210}Pb (Noller, 2000).

Debido de estos atributos, las dataciones con este método han sido utilizadas en sedimentos del Holoceno (Staines-Urías *et al.*, 2009; Goñi *et al.*, 2006; Dean *et al.*, 2004; Noller, 2000; Thunell *et al.*, 1994).

Para definir el marco cronológico se consideró el modelo de *Constant Rate of Supply* (CRS) (Fig. 12), el cual difiere de otros modelos en que el flujo

de exceso de ^{210}Pb es constante y que la tasa de sedimentación de masa (de sedimento seco) es también constante, Noller (2000).

Con los análisis de ^{210}Pb se calculó la tasa de acumulación de masas de $0.013 \text{ g/cm}^2/\text{año}$ y se estimó la tasa de sedimentación promedio que es de 0.429 mm/año , con la cual se construyó el modelo de edad.

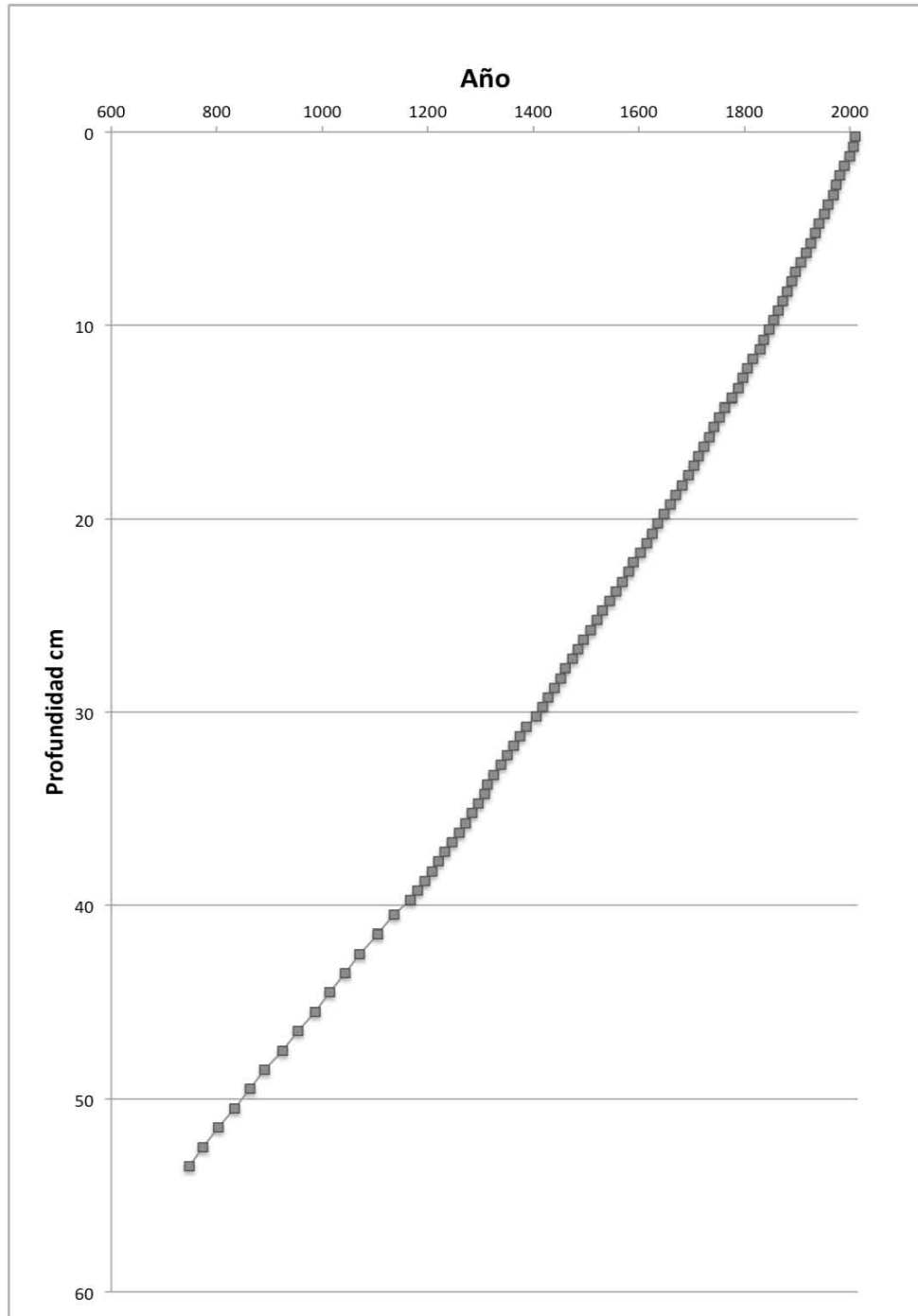


Figura 12.- Edades contra profundidad para el núcleo DIPAL-V C-2 basado en dataciones de ^{210}Pb .

4. MATERIALES Y MÉTODOS

Un diagrama de flujo de las actividades realizadas para llevar a cabo este estudio se muestra en la Fig. 14.

4.1 Colecta de núcleos.

El núcleo DIPAL V-C2 objeto de estudio de este trabajo, fue colectado a bordo del B/O "El Puma" de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), durante la campaña oceanográfica: Dinámica Oceánica y Paleoceanografía V (DIPAL V), por medio de un nucleador de caja tipo Reineck, a una profundidad de 540 m, a 23° 19.970' latitud N y 107° 00.896' longitud O.

Una vez recobrado el nucleador de Reineck se procedió a submuestrearlo, obteniendo tres núcleos, dos circulares y uno cuadrado. Uno de los núcleos circulares se submuestreo a bordo utilizando un extrusor, obteniéndose muestras cada 0.5 cm en los primeros 40 cm y cada centímetro en la parte inferior, hasta el cm 54. A bordo se llevaron a cabo diferentes muestreos para distintos estudios como: rayos X, radiosótopos de ^{210}Pb , propiedades magnéticas, análisis de microorganismos y geoquímica.

Todos las muestras se refrigeraron en el cuarto frío a una temperatura de 4° C. En esta tesis se estudió una de las secciones de un núcleo de 40 cm de longitud, la cual fue muestreada continuamente cada 0.5 cm y cuyo control cronológico se basó en mediciones de ^{210}Pb .

4.2 En el Laboratorio

Las muestras liofilizadas se molieron en un mortero de ágata hasta obtener una muestra muy fina y homogénea para las mediciones por fluorescencia de rayos X y los análisis de carbono orgánico e inorgánico.

4.2.1 Análisis por fluorescencia de rayos X

Las mediciones químicas elementales por el método de Fluorescencia de Rayos X (XRF, por sus siglas en inglés), se realizaron en el Laboratorio de

Paleoceanografía y Paleoclimas del Instituto de Geofísica en donde se cuantificaron elementos mayores y traza.

Para el análisis las muestras ya liofilizadas y maceradas fueron empacadas a manera de bolsa en una película autoadherente de plástico para alimentos cleen pack (otras marcas p. ej. Reynolds contaminaban la medición) y rotuladas; su análisis fue llevado a cabo con un equipo de fluorescencia de rayos X, modelo Niton XL 3t 900 GOLDD de la marca Thermo SCIENTIFIC 50kV.

Se midieron estándares de referencia marinos certificados HISS-I (National Research Council Canada) y TILL-4 (Thermo Fisher Scientific) dependiendo del tipo de medición seleccionado (elementos traza o mayores); se realizaron de 2 réplicas siendo el tiempo de medición de 180 segundos para ambos tipos de medición.

Los elementos obtenidos por el análisis de XRF se filtraron eliminando los que presentaron valores por debajo del límite de detección (Fig. 13), así como los que presentaron desviaciones mayores del 10%, los elementos utilizados en este estudio de acuerdo a las características anteriormente mencionadas son: elementos mayores (Mayores a 0.01%): Fe, Ti, Ca, K, Si y elementos traza (~ 0.01%): Zr.

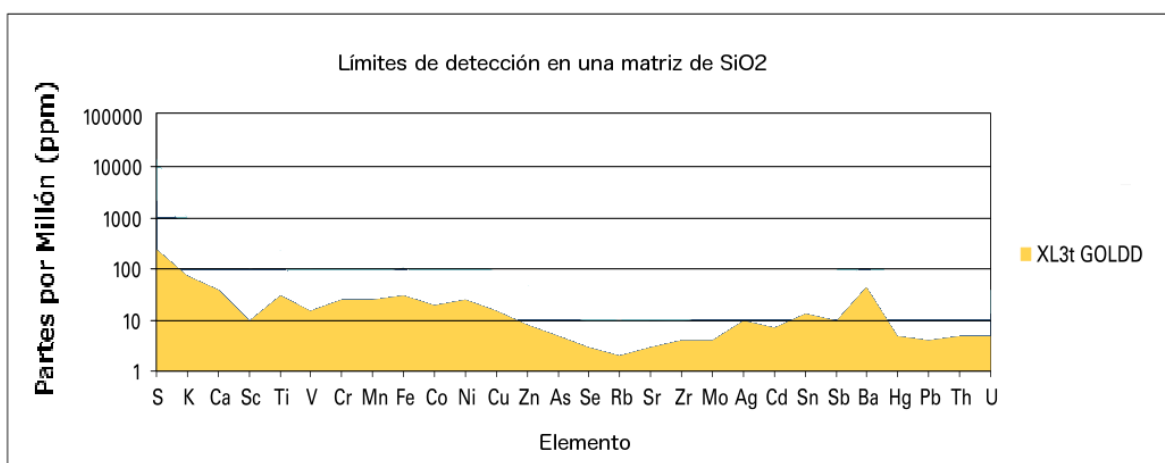


Figura 13.- Límites de detección de distintos elementos para el equipo Niton XL 3t 900 GOLDD en una matriz de SiO₂.

4.2.2 Análisis de CIT y COT.

Las mediciones de carbono inorgánico total (CIT) y carbono total (CT), se llevaron a cabo en el Laboratorio de Paleoambientes del Instituto de Geología, utilizando un analizador Hiper TOC SOLID analyzer de Thermo Scientific.

Para el análisis de las muestras de TC se pesan aproximadamente 7 mg de muestra en una navecilla de cuarzo y se colocan en un portamuestras, posteriormente se deja pasar un tiempo estándar dado por el sistema para que se purgue el CO₂ atmosférico y se introduce la muestra a una cámara de combustión en dos pasos para que la señal de carbono no sea excesiva para el sensor en caso de presentarse una muestra rica en materia orgánica o carbonatos. Las muestras son sometidas a un proceso de combustión a más de 900° en oxígeno puro para que exista una combustión total tanto de materia orgánica como de carbonatos, oxidándose todo el carbono en la muestra a CO₂.

Para la medición de CIT se miden aproximadamente 10 mg de muestra en una navecilla de cuarzo y se coloca en una cámara de reacción; dentro de la cámara se le agrega ácido fosfórico a la muestra en cantidad suficiente para hacer reaccionar todo el carbonato y sea oxidado a CO₂.

El CO₂ liberado de ambos análisis es detectado mediante un sensor infrarrojo y medido en mg de carbono, que, con el peso de la muestra se calcula porcentaje.

El carbono orgánico total COT se calculó restando la medición de CIT a la medición de CT.

4.2.3. Manejo de datos con base en estadística.

Se construyó una tabla de correlación (Tabla 4) para saber la fuerza de relación lineal que presentan los distintos elementos midiendo la presencia o ausencia de variación sistemática entre las variables, eligiendo el coeficiente de correlación de *Spearman* debido a la naturaleza continua de los datos (Linebach *et al.*, 2014) Al realizar las correlaciones se obtienen datos que van

desde menos uno a uno en donde valores negativos representan correlaciones negativas y positivos correlación positivas (Tabla 4).

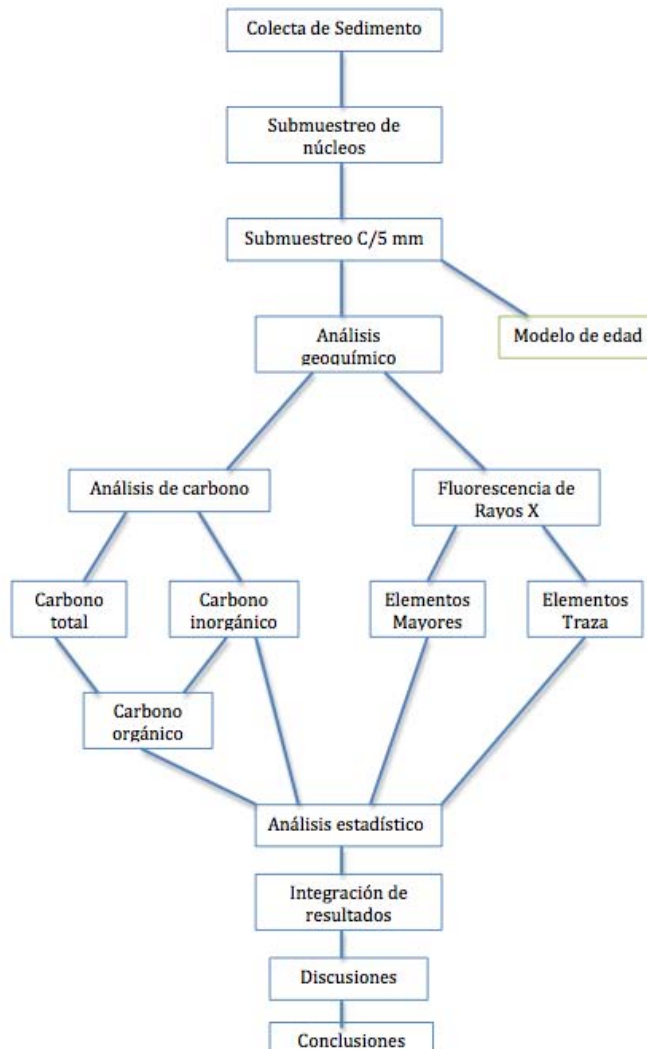


Figura 14.- Diagrama de flujo de las actividades realizadas en este estudio (en verde el modelo de edad, realizado como trabajo paralelo a este estudio).

Para este estudio se toman tres rangos de correlaciones independientes del signo: correlación muy fuerte, mayor a 0.9, fuerte, entre 0.70 y 0.9, moderada entre 0.4 y 0.7, baja entre 0.2 y 0.4 y muy baja o nula menos a 0.2 (Bisquerra, 2004).

Se realizó la razón Zr/Ti y para la interpretación se estandarizaron las variables sustrayendo la media y dividiendo entre la desviación estándar para

ver concentraciones distintas del promedio en función de desviaciones estándar.

4.2.5 Series de tiempo

A partir de las mediciones, se calcularon las series de tiempo en una serie de pasos.

Lo primero que se realizó fue un —spline que es una técnica de análisis numérico que, a partir de polinomios de bajo grado (cuadráticos o cúbicos) se puede generar una interpolación de la serie de datos que sigue la tendencia original para obtener una serie de datos nueva con intervalos de tiempo regulares (Cheney y Kincaid, 2011); en particular en este estudio se calculó una nueva serie de datos con intervalos de tiempo de 1 año, obteniéndose una serie de 1258 datos.

La generación de una nueva curva se realizó para elaborar la Transformada Rápida de Fourier (TRF) ya que para efectuar este análisis se requieren intervalos de tiempo regulares y los que se obtienen a partir del modelo de edad son variables.

Con estas nuevas series de datos se realizaron los análisis de la TRF, este algoritmo convierte el dominio del tiempo en frecuencia, este proceso toma una secuencia de valores y lo descompone en las diversas frecuencias o periodicidades que contiene. De las frecuencias resultantes se obtuvieron las 7 señales principales para cada elemento.

Para este estudio se consideraron las frecuencias que se presentaron en múltiples variables, para ello se seleccionaron las que cumplen con dos criterios, las que presentaron una amplitud mayor de dos veces que el intervalo de tiempo máximo entre los datos ($\Delta t_{\max} = 34$ años, $2\Delta t_{\max} = 78$ años) y las frecuencias menores de la mitad de la longitud de tiempo total de registro ($L_{\text{total}} = 1258$, $1/2L_{\text{total}} = 629$), obteniendo un intervalo de frecuencias entre 78 y 629 años.

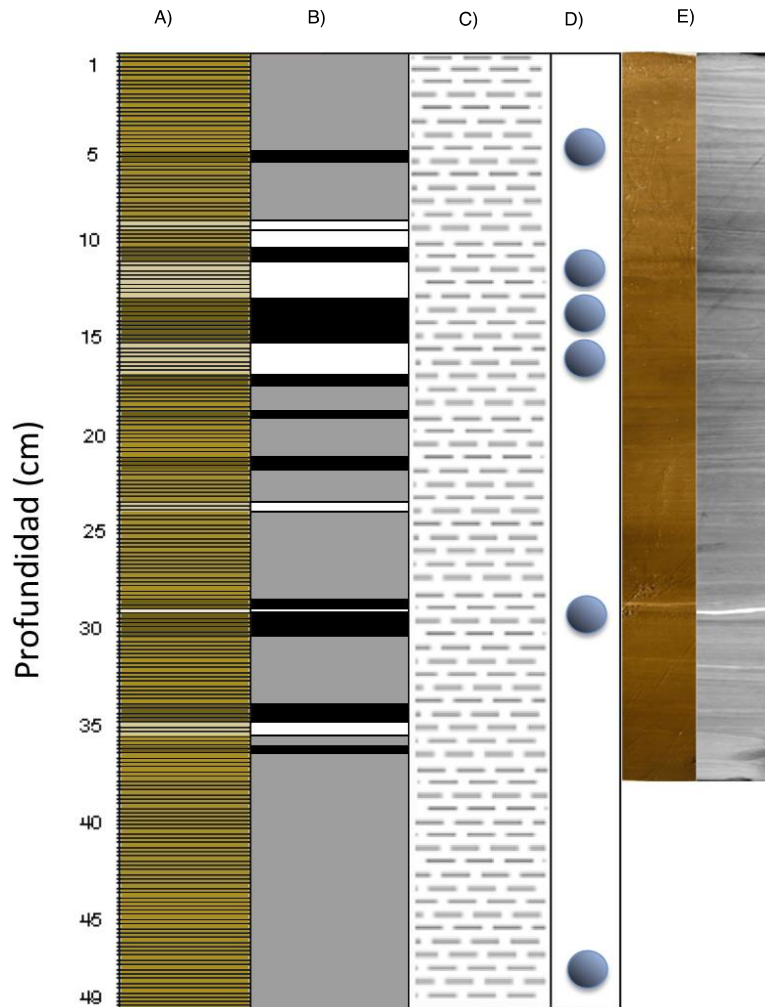
5. RESULTADOS

5.1 Descripción de la columna sedimentaria

El núcleo DIPAL V-C2 tuvo una longitud de 49 cm y está compuesto principalmente por limos y arcillas, con sedimentos con una textura relativamente uniforme. A lo largo del núcleo se presenta una alternancia de láminas claras (5Y 3/2 olivo oscuro) y oscuras (5Y 2/1 negro) de espesores sub-milimétricos a milimétricos, sin bioturbación visible. Es importante mencionar que existen paquetes de sedimento con la predominancia y mayor espesor de láminas oscuras, lo cual propicia cambios en la coloración de éstos (Fig. 15). Destaca, una lámina sub-milimétrica de coloración rojiza en la parte superior del núcleo (Fig. 15).

Se realizaron 6 frotis a lo largo del núcleo y se llevó a cabo una caracterización cualitativa de las proporciones de terrígenos y biogénicos. En todos los frotis analizados se observó una predominancia de sedimentos terrígenos. En el caso particular del del frotis tomado a 5.5 cm de profundidad, se observó que los organismos calcáreos representados por foraminíferos predominaron en la fracción biogénica, y en mucho menor proporción organismos silíceos, los cuales estuvieron conformados principalmente por frústulas de diatomeas, radiolarios y silicoflagelados. A 12.8 cm (lámina clara) la proporción de terrígenos predomina y la fracción carbonatada de los restos esqueléticos es escasa y se observan diatomeas, radiolarios y silicoflagelados. El sedimento fue difícil de disgregar debido a la presencia de materia orgánica aglutinada.

En el resto de las profundidades de 14, 16.5, 30.3 y 48.5 cm, se presentó una elevada concentración de terrígenos, mayor al 90%, agregados difíciles de dispersar y la fracción biogénica está representada por radiolarios, diatomeas, silicoflagelados y escasos foraminíferos bentónicos.











-  **Evento con mayor cantidad de láminas oscuras**
-  **Evento con igual cantidad de láminas claras y oscuras**
-  **Evento con mayor cantidad de láminas claras**
-  **Evento más claro del núcleo**
-  **Limos y Arcillas**
-  **Imagen fotográfica del núcleo**
-  **Imágen de rayos X del núcleo**
-  **Frotis**

Figura 15.- A) Esquema del núcleo DIPAL V-C2. B) Representación esquemática de intervalos caracterizados por láminas claras u oscuras. C) Litología del núcleo. D) Ubicación de los frotis dentro del núcleo. E) Fotografía y Rayos X de la columna sedimentaria, se representa una columna sedimentaria laminada.

5.2 Análisis megascópico

Con base en la estructura laminada de la columna sedimentaria que se estudia se pueden inferir que las condiciones de oxigenación fueron muy bajas a lo

largo de los últimos 1300 años, como resultado de la presencia de la AIPN en la región de estudio y/o por las condiciones de alta productividad (Paulmier y Ruiz-Pino, 2009; Thunell *et al.*, 1993).

El núcleo presenta 2 tonalidades en la escala de color de Munsell, 5Y 3/2 olivo oscuro y 5Y 2/1 negro, lo que refiere que existe un aporte diferencial en los sedimentos lo que genera un sedimento laminado; se presentan mayormente tonos de color gris, verde gris, y una capa submilimétrica de color rojo en la superficie.

5.3 Variabilidades elementales.

El Ti varía de 0.29 a 0.56% con un promedio de 0.35% a lo largo del núcleo. Las mayores concentraciones se encuentran a los 1648, 1837 y 1889 A.D. y las concentraciones menores se encuentran a los 1806, 748 y 1942 A.D.

El K varía de 1.94 a 3.83% con un promedio de 2.35%. Las mayores concentraciones se encuentran a los 1648, 1837 y 1589 A.D. y las concentraciones menores se encuentran a los 1259, 1806 y 1942 A.D.

El Si varía de entre 22.29 y 34.50% con una media de 26.11%. Las mayores concentraciones se encuentran a los 1648, 1753 y 1589 A.D. y las concentraciones menores se encuentran a los 1806, 1259 y 748 A.D.

El Fe fluctúa entre 3.05 y 6.31% con un promedio de 3.89%. Las mayores concentraciones se encuentran a los 2006, 1648, y 1959 A.D. y las concentraciones menores se encuentran a los 1259, 748 y 1509 A.D.

El Zr fluctúa entre 179.26 a 229.74 ppm, con una media de 206.23 ppm. Las mayores concentraciones se encuentran a los 863, 1220, y 1952 A.D. y las concentraciones menores se encuentran a los 2006, 1648 y 1999 A.D. (Fig. 16)

El Ca varía entre 0.73 y 5.93 % con una media de 1.25%. Las mayores concentraciones se encuentran a los 2006, 1999, y 1989 A.D. y las concentraciones menores se encuentran a los 1682, 1806 y 1704 A.D. (Fig. 17)

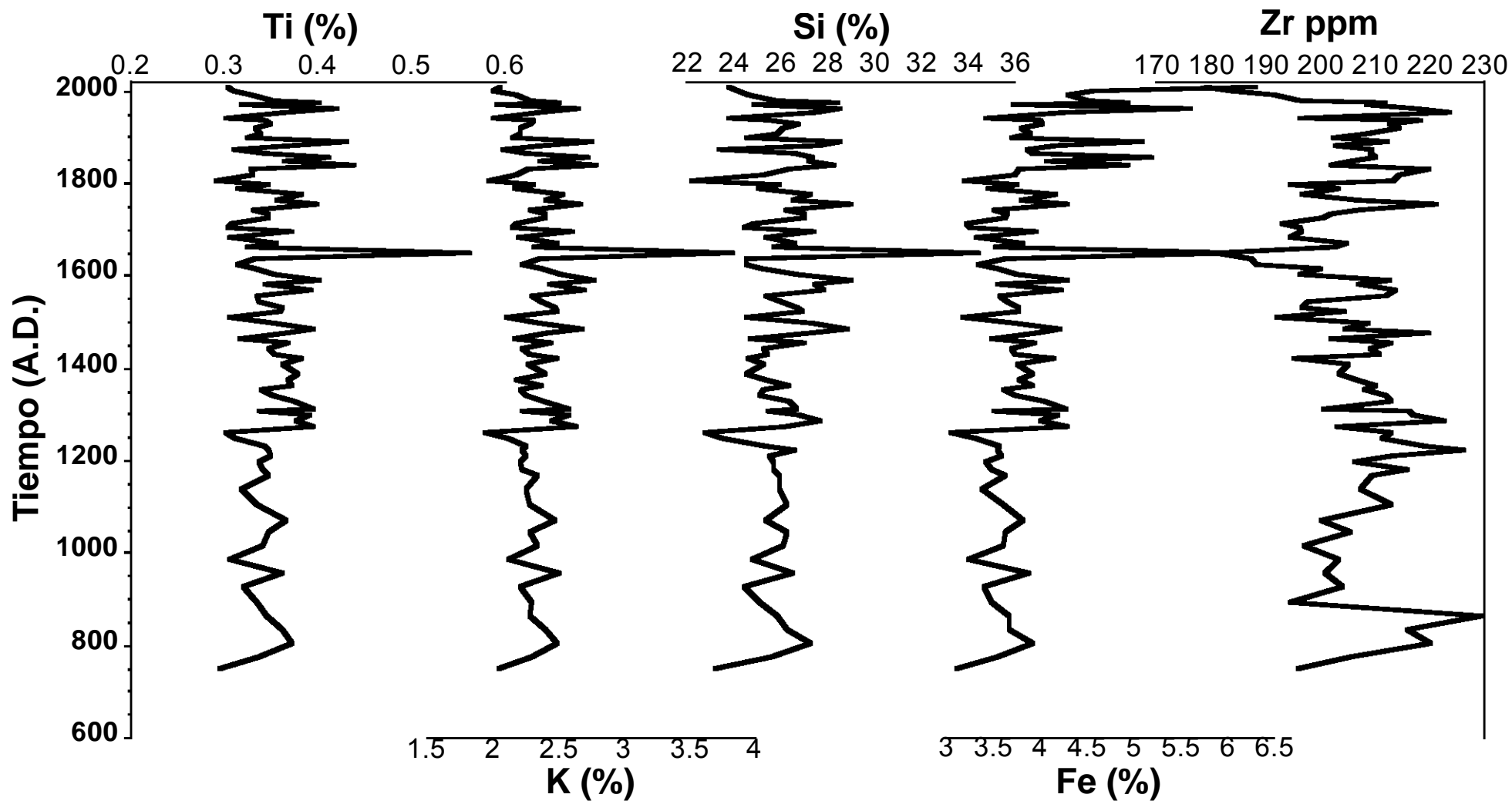


Figura 16.- Variación de los elementos Ti, K, Si, Fe y Zr a lo largo del registro DIPAL V C-2.

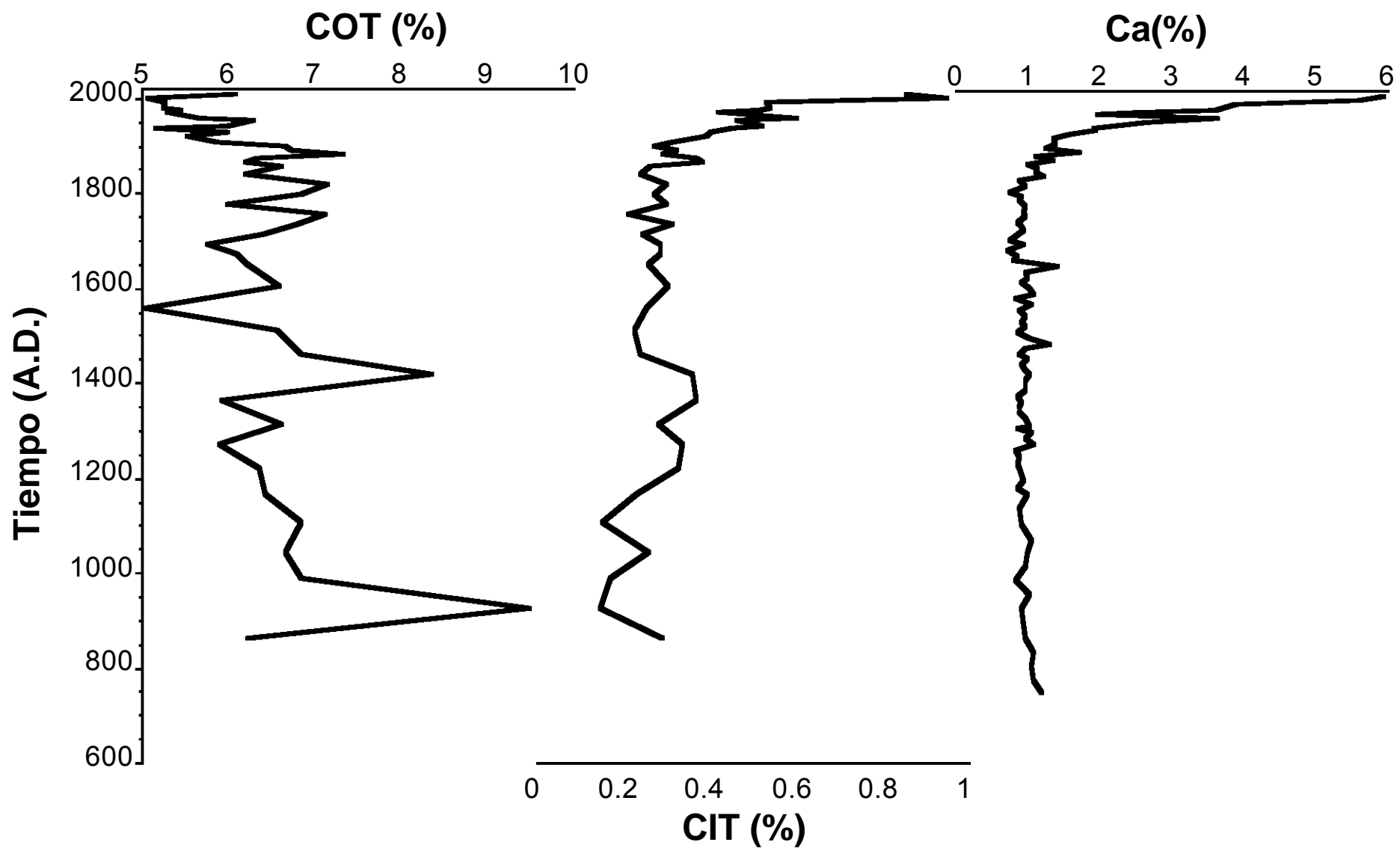


Figura 17.- Variación de COT, CIT y Ca a lo largo del registro DIPAL V C-2.

5.4 Análisis de carbono

El CIT fluctúa entre 0.14 y 0.95 % con una media de 0.35 %. Las mayores concentraciones se encuentran a los 1999, 2006 y 1959 A.D. y las concentraciones menores se encuentran a los 924, 1105 y 986 A.D.

El COT fluctúa entre 5.04 y 9.50 % con un promedio de 6.32 %. Las mayores concentraciones se encuentran a los 924, 1418 y 1881 A.D. y las concentraciones menores se encuentran a los 1557, 1999 y 1935 A.D. (Fig. 17, Tabla 3).

Tabla 3.- Parámetros estadísticos de los elementos mayores y traza así como relaciones elementales del núcleo DIPAL V C-2.

Elemento	Unidades	Promedio	Varianza	Desviación Estándar	Máximo	Mínimo
Fe	%	3.8917	0.3269	0.5717	6.318	3.059
Ti	%	0.3520	0.0015	0.0381	0.562	0.292
Ca	%	1.2545	0.7848	0.8859	5.936	0.736
K	%	2.3563	0.0593	0.2436	3.832	1.942
Si	%	26.1103	2.7044	1.6445	34.509	22.295
CIT	%	0.3540	0.0258	0.1608	0.951	0.147
COT	%	6.3256	0.6899	0.8306	9.501	5.045
Zr	ppm	206.2395	96.6871	9.8330	229.745	179.260

Tabla 4.- Correlaciones de las variables utilizadas en este estudio.

	Fe	Ti	Ca	K	Si	Zr	CIT	COT
Fe	1.00	0.76	0.71	0.63	0.60	0.11	0.47	-0.31
Ti	0.76	1.00	0.36	0.88	0.79	0.24	-0.03	0.04
Ca	0.71	0.36	1.00	0.29	0.27	-0.04	0.75	-0.49
K	0.63	0.88	0.29	1.00	0.82	0.08	-0.17	0.09
Si	0.60	0.79	0.27	0.82	1.00	0.32	-0.08	0.04
Zr	0.11	0.24	-0.04	0.08	0.32	1.00	0.02	-0.03
CIT	0.47	-0.03	0.75	-0.17	-0.08	0.02	1.00	-0.61
COT	-0.31	0.04	-0.49	0.09	0.04	-0.03	-0.61	1.00

5.5 Ciclicidades

A partir de la TRF se identificaron periodos encontrados en las series de datos de las concentraciones elementales, CIT y COT, las cuales se presentan en la Tabla 5.

Tabla 5.- Principales periodos encontrados en las series de los registros elementales y sus relaciones.

Variable	Periodo						
Ti	114	62	40	96	251	1258	52
K	62	1258	114	40	629	96	251
Si	89	1258	96	62	157	40	78
Fe	114	1258	629	314	40	52	39
Zr	629	314	125	89	157	179	74
Ca	1258	629	419	314	251	179	209
CIT	571	190	285	381	228	114	142
COT	228	381	285	571	163	190	1143

6. DISCUSIÓN

6.1 Sedimentación terrígena

El Ti, K, y Zr en los sedimentos marinos son elementos exclusivamente litogénicos, encontrándose en silicatos y óxidos.

La distribución del Ti y el K a lo largo del núcleo es muy similar y tienen una correlación muy alta (0.88), lo que sugiere que éstos son transportados principalmente vía fluvial. En algunos estudios paleoceanográficos realizados en las cuencas del GC, el Ti ha sido considerado como un *proxy* de precipitación (Dean *et al.*, 2004; Pérez-Cruz y Urrutia-Fucugauchi, 2010; Pérez-Cruz, 2013).

El K ha sido utilizado junto con el Ti como un *proxy* de fuentes de sedimentación terrígena en el Golfo de México (Montero-Serrano *et al.*, 2011) y como *proxy* de aporte fluvial para el GC (Dean *et al.*, 2004; Cheshire, *et al.*, 2013; Pérez-Cruz, 2013).

Por otra parte, el Zr presenta una distribución inversa al Ti y K, sugiriendo un proceso de aporte distinto. Se utilizó la relación Zr/Ti para definir el transporte, ya que éste puede encontrarse dentro de los minerales que contienen Ti, Fe y Si. Se observa que la curva a lo largo del núcleo de esta relación es contraria a la curva de Ti, sugiriendo un transporte principalmente eólico.

El Fe presenta una distribución similar con la del Ti y K a lo largo del núcleo y una correlación alta con Ti (0.76) y moderada con K (0.63). El Fe es un elemento mayormente terrígeno (Mason y Moore, 1982; Schulz y Zabel, 2006) y puede estar influenciado por procesos de alteración diagenética, como disolución y/o reprecipitado. En este estudio debido a su fuerte asociación con el Ti se infiere que es transportado desde el continente vía fluvial.

El Si que se encuentra en los sedimentos marinos puede provenir de dos fuentes terrígena o biogénica. En este estudio muestra una correlación alta con Ti (R: 0.78) y su distribución a lo largo del núcleo es similar a la de los otros elementos terrígenos transportados vía fluvial, por lo que se sugiere que mayormente es de origen terrígeno. Además cabe recordar que al examinar los frotis en los diferentes intervalos del núcleo, en éstos predominó la fracción de terrígenos (más del 90%) y que si bien se encontraron restos de microfósiles silíceos (como diatomeas y radiolarios) éstos fueron escasos, por lo que se

sugiere que el aporte de Si está asociado principalmente con el aporte de terrígenos vía fluvial. Cabe señalar que en el área de estudio se encontraron valores bajos de ópalo biogénico para todo el Holoceno (ópalo <4%) (Arellano-Torres *et al.*, 2011) de acuerdo a la clasificación sugerida por Douglas *et al.* (2007) para el GC en donde valores mayores a 20% son abundante, entre 5 y 20% son valores medios y menores a 5% escasos.

Es importante mencionar que en un estudio pionero de sedimentología, van Andel (1964) analizó los minerales pesados y ligeros en la fracción de arenas en el GC con el propósito de definir el origen de estos sedimentos y propuso que la principal fuente de aporte de terrígenos hacia las cuencas del margen oriental del GC eran los ríos.

Posteriormente Baba *et al.* (1991a) compararon la razón cuarzo/feldespato en limos y arcillas de los ríos y el mar en el área de estudio también concluyendo que los ríos son la principal fuente de aporte de sedimentos y que no existe una provincia mineralógica establecida para cada río, probablemente debido a que todos presentan su mayor descarga durante el verano, cuando las corrientes marinas alcanzan su máxima velocidad concordando con el aumento en la precipitación y los limos y arcillas son arrastrados con las corrientes.

Baba *et al.* (1991b) discutieron sobre los dos posibles mecanismos de transporte de sedimentos terrígenos hacia las cuencas del sur del GC, fluvial y eólico, considerando la hipótesis de que si el transporte de sedimentos terrígenos es mayormente vía fluvial éste disminuiría debido al represamiento de los ríos mientras que si el transporte fuera eólico este no debería de verse afectado. Encontraron una disminución en las tasas de acumulación de masa del 37% posterior al represamiento de los ríos por lo que concluyeron que para el sur del GC el transporte es predominantemente fluvial.

Con base a lo anterior se sugiere que el aporte de terrígenos a la zona de estudio está controlada principalmente por el transporte fluvial y esta representado por el aporte de Ti, mientras que el aporte eólico está representado mayormente por la relación Zr/Ti.

Comúnmente el Ca en los sedimentos marinos es asociado con el aporte biogénico (Schulz y Zabel, 2006), sin embargo es un elemento cuyo origen también puede ser autigénico y/o terrígeno (Schulz y Zabel, 2006).

En este estudio los valores de Ca muestran una correlación baja con el Ti (R:0.21) sugiriendo que una proporción del Ca podría tener un origen terrígeno y que no es exclusivamente biogénico.

Debido a que la distribución del Ca a lo largo del núcleo presenta un cambio significativo alrededor de 1856 A.D., mostrando valores altos a partir de 1856 A.D. al reciente y, valores bajos en la parte basal del núcleo, se realizaron dos series de correlaciones entre el Ca y el Ti y Zr para antes de 1856 y después de esta fecha. En particular, de 748 a 1856 A.D. la correlación entre el Ca y el Ti es baja (0.36) de lo cual se infiere que posiblemente el aporte de calcio para ese intervalo está principalmente relacionada a la sedimentación terrígena. Posterior al 1856 A.D. hasta 2006 A.D. la correlación del Ca con el Ti fue baja y negativa (R: -0.12) por lo que se infiere que el aporte de Ca es mayormente biogénico.

6.2 Productividad y/o preservación

En los sedimentos marinos el carbono se presenta en la materia orgánica (C org) y en los carbonatos (p. ej. calcita y aragonita). En estos ambientes la materia orgánica está compuesta de material derivado de diferentes especies de plancton que comprenden la ecología de los productores primarios y los consumidores que se encuentran en las aguas superficiales. También está compuesta de materiales alóctonos introducidos por la erosión del continente y transportados por procesos fluviales y eólicos, productos de las transformaciones químicas, así como también de los productos re-sintetizados derivado de la actividad microbiana heterótrofa que controla la descomposición de la materia orgánica durante la diagénesis (Zonneveld, *et al.*, 2010).

Durante las últimas décadas ha sido cada vez más claro que la preservación de la materia orgánica es altamente selectiva, y que la cantidad y composición de la materia orgánica preservada en los sedimento marinos es muy variable dependiendo de la región geográfica y del ambiente de depósito.

Como mencionan Sánchez *et al.* (2013), existe en la actualidad un debate sobre cual o cuáles son los procesos que controlan la preservación del carbono orgánico en los sedimentos, por lo que el uso de la señal del carbono orgánico como *proxy* de productividad debe ser tomado con reserva.

Hay varios factores que se han presentado como los controles primarios sobre la materia orgánica enterrada y su conservación en los sedimentos: en primer lugar, la cantidad de materia producida y aportada desde las aguas oceánicas superiores, lo que determina la tasa y la composición de ésta en el fondo marino. Esta entrada se genera, ya sea por la producción primaria en la zona fótica o mediante el transporte de materia orgánica terrestre al medio marino.

Un segundo factor que afecta fuertemente la preservación de la materia orgánica es la disponibilidad de oxígeno que determina los tipos de respiración de organismos bentónicos, con las asociaciones de microorganismos anaerobios siendo degradadores ligeramente menos eficientes de la materia orgánica que los microorganismos aerobios y micro y macrofauna (por ej. Bastviken *et al.*, 2004). También, los factores físicos del ambiente de depósito como la textura del sedimento y la temperatura, podrían tener una influencia en la preservación de materia orgánica.

En este estudio, el COT puede ser considerado como un indicador tanto de la productividad como de la buena preservación de la materia orgánica debido a las condiciones del sitio estudiado, en donde prevalecen bajos límites de oxígeno y tasas altas de acumulación, ya que la zona de estudio en la actualidad está influenciada por los procesos de surgencias estacionales que ocurren durante el invierno-primavera, los cuales propician una alta productividad en las aguas superficiales (Badan-Dangon, *et al.*, 1991; Lavín & Marinone, 2003). Estas condiciones, en conjunto con la depositación de sedimento arcilloso propician que el oxígeno de las aguas intersticiales se agote más rápido ya que al ser el sedimento poco poroso y poco permeable el oxígeno no se renueva desde la superficie (Pérez-Cruz, 2000).

6.3 Carbonatos

Con respecto al carbono inorgánico (CIT) en los sedimentos del núcleo, se infiere que proviene de sedimentos biogénicos, en particular de los esqueletos

de calcita de cocolitofóridos y foraminíferos, ya que no hay correlación con elementos terrígenos (Tabla 4).

Por otra parte, el carbonato como mineral hidrogénico suele encontrarse en márgenes continentales asociados a zonas de fallas en las cuales existe filtración de agua hacia la superficie y presencia de gas metano, el cual es transformado a bicarbonato por comunidades bacterianas quimiosintéticas y se precipita como concreciones de carbonatos en forma de calcita rica en Mg, aragonita o dolomita en zonas de perturbación intensa de los sedimentos superficiales (Canet *et al.*, 2013; Canet *et al.*, 2006) por lo que la contribución hidrogénica de carbonato de calcio en el área de estudio se descarta.

Debido a lo anterior, se infiere que los depósitos sedimentarios del carbono inorgánico en el área de estudio son acumulaciones de carbonato de calcio (CaCO_3) compuestas de restos esqueléticos que fueron formados por microorganismos, usando el carbono inorgánico disuelto en el agua.

En síntesis se puede inferir un aumento en la sedimentación biogénica de restos de carbonato de calcio para el periodo que abarca de 1856 - 2006 A.D., sugiriendo la persistencia de aguas tropicales en el área de estudio. El carbonato de calcio es más común (es dominante) en aguas tropicales y subtropicales donde los organismos que producen sedimentos carbonatados pueden desarrollarse. Además, factores como bajos límites de nutrientes, y moderado movimiento de la aguas son importantes (De Bernardi *et al.*, 2008; Tozzi *et al.*, 2004)

6.4 Escenarios propuestos

A continuación se sugieren cuatro escenarios (Fig. 18) de cambios climáticos mayores a partir de la interpretación de los registros de elementos mayores, elementos traza y del análisis del COT y del CIT durante los últimos 1400 años en el sitio de estudio:

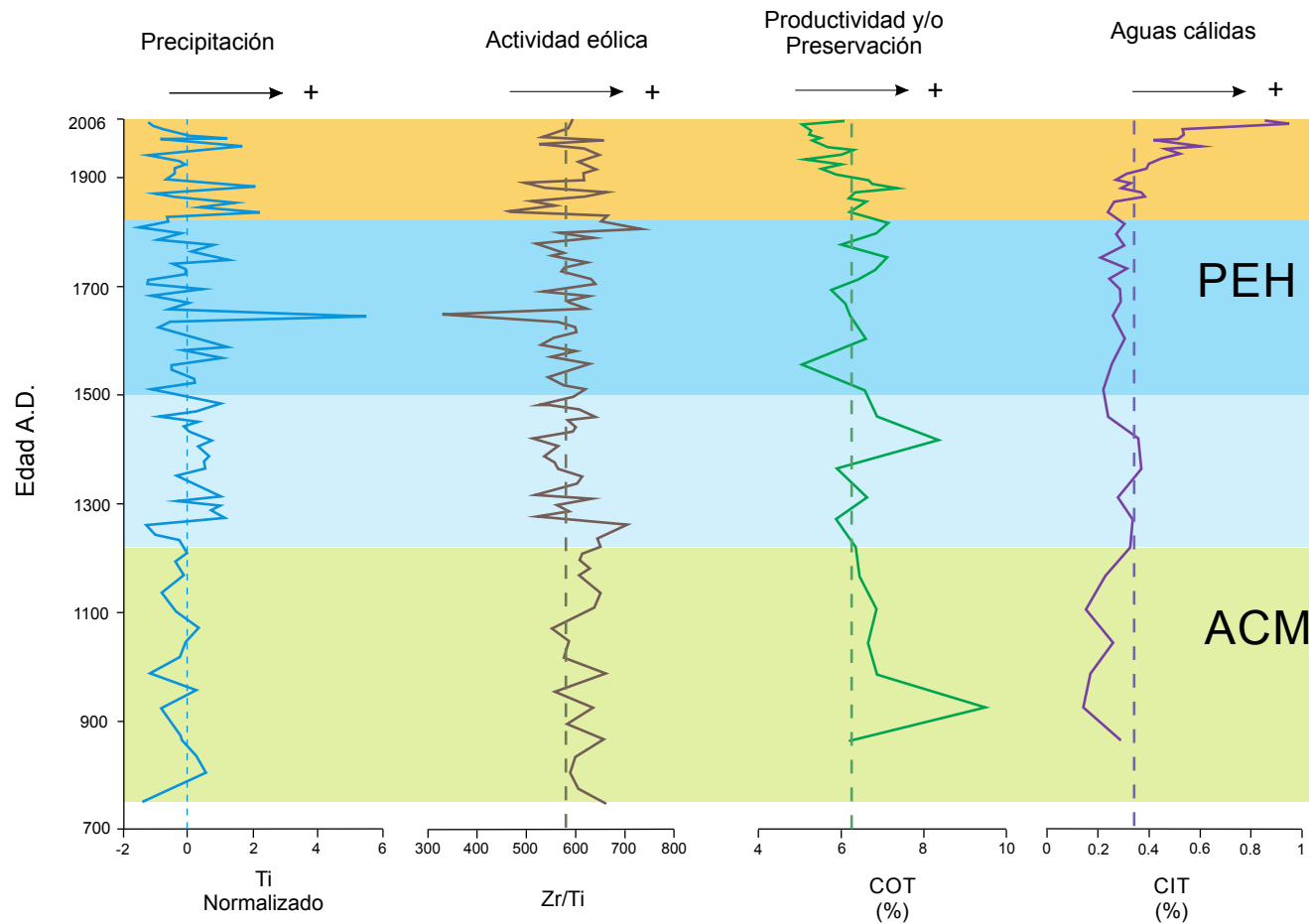


Figura 18.- Principales escenarios climáticos durante los últimos ~1300 años para con base en los registros de los *proxies* del núcleo DIPAL V C-2; en línea punteada se presenta la media, en donde valores mayores representan condiciones sobre la media y viceversa.

6.4.1 Escenario 1 (748-1260 A.D.)

Para este periodo se sugieren condiciones de poca precipitación, en donde la actividad eólica fue importante, teniendo como resultado la disminución de la temperatura de las aguas superficiales y la intensificación de los procesos de mezcla (surgencias) y por consiguiente un posible aumento en la productividad (Fig. 18).

En este intervalo se encuentra el periodo conocido como la ACM (900 a 1250 A.D., Fairbridge, 2007). Las condiciones climáticas aquí sugeridas para este intervalo coinciden con las propuestas para el sistema de la Corriente de California, el Pacífico Tropical y Ecuatorial (Kennett y Kennett, 2000; Kennett *et al.*, 2007) durante la ACM, en donde se explica que son el resultado de un prolongado estado de La Niña en el Pacífico Tropical y Ecuatorial durante dicho periodo (800-1250 A.D.) (Cobb *et al.* 2003; Rein *et al.*, 2004; Moy *et al.*, 2002). Por otra parte, para este periodo Stine (1994), Cook *et al.* (2004) y Herweijer *et al.* (2007) documentan sequías en el oeste de Estados Unidos y noroeste de México, lo cual coincide con el registro de baja precipitación de este estudio.

6.4.2 Escenario 2 (1260 a 1500 A.D.)

En este periodo se observa un importante aumento en la precipitación y una disminución de la actividad eólica con respecto al periodo antes descrito, así como la presencia de aguas cálidas -sugerido por el aumento en los valores del CIT- y al parecer las condiciones ambientales propiciaron una buena preservación de la materia orgánica.

6.4.3 Escenario 3 (1500 a 1860)

Este es un periodo particular en donde el registro de precipitación a lo largo del núcleo es importante, presentando un evento significativo a 1648 A.D., mientras que la actividad eólica disminuye, así como la presencia de aguas cálidas en la región de estudio, como lo indica el registro del CIT.

El registro de COT podría sugerir una mayor productividad en el área durante este intervalo; sin embargo, las condiciones ambientales -como la disminución de los vientos y consecuentemente los procesos de mezcla- no fueron propicios para promover la productividad, por lo que se sugiere que el registro de COT está relacionado con una mejor preservación el materia orgánica,

resultado de un rápido enterramiento por el aumento del aporte terrígeno vía fluvial, bajos límites de oxigenación y la presencia de sedimentos arcillosos.

En particular en de este periodo se encuentra el periodo conocido como la Pequeña Edad de Hielo, el cual de acuerdo con González-Yajimovich *et al.* (2005) estuvo caracterizado por vientos poco intensos con un considerable aumento en la lluvia, reflejado en el aporte de terrígenos, lo que concuerda con los registros de este estudio.

6.4.4 Escenario 4 (1860-2006 A.D.)

En este periodo los registro sugieren una tendencia hacia un aumento en la precipitación y una disminución en la actividad eólica y en la productividad, así como un mayor tiempo de residencia de las aguas cálidas (indicado por los valores de CIT más altos a lo largo de todo el núcleo), concordando con las reconstrucciones hechas a partir de registros instrumentales, los cuales muestran un aumento de temperatura, en particular para el último siglo y un aumento más pronunciado hacia el presente (Trenberth *et al.*, 2007; Brohan *et al.*, 2006; Rayner *et al.*, 2006; Smith y Reynolds, 2005; Jones y Mann, 2004).

En el GC se ha reportado un incremento de temperatura para los últimos 150 años (p. ej.: Herguera *et al.*, 2003; Dean *et al.*, 2004; Goñi *et al.*, 2006; Staines-Urías *et al.*, 2009). Este aumento de temperatura es atribuido a un incremento en la amplitud y frecuencia de los eventos de El Niño (Herguera *et al.*, 2003), causando un mayor tiempo de residencia y/o mayor temperatura del ATS en el área de estudio favoreciendo el desarrollo de organismos de calcita.

6.5 Análisis de series de tiempo

Para los ciclos milenarios encontrados (1258 y 1143) se considera que abarcan la serie de datos completa y que se puede estar tomando una señal residual como un ciclo, por lo que no son tomados en cuenta.

Dentro de los ciclos centenarios mayores a 500 años se encontraron uno de 629 y otro de 571. Estos ciclos no han sido reportados anteriormente, sin embargo Poore *et al.* (2003) encuentran un ciclo cercano en el Golfo de México de 550 años, sin embargo, no discuten los mecanismos a los cuales puedan estar asociados.

Dentro de los ciclos centenarios menores a 500 años, el ciclo de 381 años se encuentra reportado para la cuenca Cariaco, relacionado con la intensidad de las surgencias, resultado de la migración de la ZCIT (Goñi *et al.*, 2006). Dentro del GC, González-Yajimovich (2004), reporta un ciclo cercano de 391 años relacionado con la productividad.

El ciclo de 251 años encontrado en las series de tiempo del núcleo C2 se ha reportado anteriormente en el GC por (González-Yajimovich, 2004) relacionado con la productividad; también se ha reportado un ciclo cercano por Barron y Bukry (2007) de 256 años para productividad, aunque no discuten el origen de dicho ciclo.

El ciclo de 209 años es cercano a un ciclo que se ha reportado por Hodell *et al.* (2001) de 206 años para sequía en la península de Yucatán como resultado de la migración de la celda de circulación de Hadley. Este ciclo también es reportado por González-Yajimovich (2004) como un ciclo de 200 años en precipitación y productividad y por Poore *et al.* (2003) para el Golfo de México, este último autor relaciona este ciclo con un ciclo de variabilidad solar de 208 años reportado por Damon y Sonett (1991) y en conjunto con otros autores (Bond *et al.*, 2001; Hodell *et al.*, 2001; Peterson *et al.*, 1991) lo interpretan como una fuerte evidencia de la relación entre la variabilidad solar y el clima.

El Ciclo de 142 años de estratificación probablemente esté relacionado con el ciclo de 140 años que reporta González-Yajimovich (2004) dentro del GC para productividad.

El ciclo de 104 años de intensificación de los vientos quizá esté relacionado con un ciclo de productividad que presenta González-Yajimovich (2004) de 105 años para el GC o con un ciclo estratificación de 100 años reportado por Barron y Bukry (2007).

De los ciclos que presentan una variabilidad decadal solo los ciclos de precipitación de 96 y 89 son tomadas en cuenta por ser mayores a dos veces el máximo intervalo de tiempo que se presenta entre muestras según el modelo de edad y quizá puedan estar relacionados con el ciclo de variabilidad solar de Gleissberg de entre 80 y 90 años Petrovay (2010); dentro del GC estos ciclos son cercanos a los reportados por González-Yajimovich (2004) de productividad de 102 y 88 años para precipitación y 90 para productividad.

Aunque los ciclos menores a 78 años no se tomen en cuenta es meritorio mencionar que se han reportado algunos ciclos que pudieran ser causantes de estos como la ODP, de la cual se reportan dos periodicidades, la primera de 15 a 25 años y la segunda de 50 a 70 años (Minobe, 2000; Mantua y Hare, 2002; Schneider y Cornuelle, 2005;). Dentro del GC también se ha reportado ciclos decadales de alta frecuencia como los reportados por González-Yajimovich (2004) de 72 años para precipitación y productividad y de 65 y 52 años para precipitación.

Los ciclos de productividad de 314, 285, 228, 190 y 163, de estratificación de 314, 285 190 y 179, de precipitación de 419, 157 y 114 y de intensificación de los vientos de 419, 314 y 114 no se han reportado antes, por lo que son un registro nuevo para el GC.

7. CONCLUSIONES

- La secuencia sedimentaria DIPAL V C-2 colectada en la región suroriental del Golfo de California a 520 m de profundidad dentro de la Zona de Mínimo Oxígeno, se caracterizó por una estructura laminada muy bien definida y principalmente sedimentos limo-arcillosos. La presencia de laminaciones sugiere que las condiciones de baja oxigenación de las aguas del fondo prevalecieron durante el periodo que abarca el núcleo (de 748 a 2006 A.D.)
- El principal aporte de sedimentos terrígenos proviene principalmente de los ríos y de la erosión de las rocas que circundan la zona.
- A partir de las concentraciones químicas elementales fue posible inferir que el aporte de terrígenos hacia la cuenca es vía fluvial (representado por el Ti) y eólico (indicado por la relación de Zr/Ti). Con respecto al aporte biogénico, se observó que los sedimentos silíceos fueron menos comunes y que la presencia de carbonatos (p. ej. coccolitofóridos y foraminíferos), expresados en la fracción de carbono inorgánico, fue más común, esto asociado a la presencia de aguas tropicales en el área de estudio.
- Con base en la interpretación de los diferentes registros geoquímicos aquí considerados se sugieren cuatro escenarios principales.
 - 1er periodo, de 748 a 1260 A.D. Se sugieren condiciones de poca precipitación, menor presencia de aguas tropicales y actividad eólica importante, teniendo como resultado la intensificación de los procesos de mezcla (surgencias) y por consiguiente un aumento en la productividad.
 - 2do periodo, de 1260 a 1500 A.D. Se sugiere una etapa de transición en la cual se presenta un aumento en la incursión de aguas cálidas y una mejor preservación de la materia orgánica.
 - 3er periodo, de 1500 a 1860 A.D. Se sugiere un periodo de precipitación importante y disminución de la actividad eólica, así como una menor presencia de aguas tropicales, a la par se dan condiciones favorables para la preservación de la materia orgánica.

- 4to periodo, de 1860 a 2006 A.D. Se sugieren condiciones más cálidas para este periodo, tanto atmosféricas como oceánicas, un aumento en la precipitación y una mayor incursión y tiempo de residencia de aguas tropicales a la zona de estudio.

- Se propone que la ACM se encuentra representada en el registro de la base del núcleo, de 748 a 1260 A.D. y está caracterizada por condiciones climáticas similares de las de "La Niña".
- En el registro se sugiere un intervalo de transición (1260- 1500 A.D.) previo a la PEH, la que se observa en el núcleo C2 de 1500 a 1860 A.D., lo que concuerda con literatura previa.
- Se propone que en los últimos 150 años la temperatura tanto oceánica como atmosférica ha aumentado, debido a la mayor incursión de aguas tropicales y una mayor frecuencia de los eventos de El Niño.
- A partir del análisis de las series de datos utilizando el método de transformada rápida de Fourier los principales ciclos en la zona de la boca del Golfo de California son 629, 571, 419, 381, 251, 228, 209, 142, 104, 96 y 89 años.
- Los periodos que conforman un nuevo registro encontrados en este estudio son de 314, 285, 190, 179, 163, 157 y 114 años.

8. REFERENCIAS

- Adams, D.K., Comrie, A.C. 1997. The North American Monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 78, 2197–2213.
- Álvarez-Borrego, S., Lara-Lara, J. R. 1991. The Physical Environmental and primary productivity of the Gulf of California. En: Douphin J. P. y Simoneit B. R. (eds.). *The Gulf and Peninsular Province of the California*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, 555-567.
- 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: A review of Eastern Tropical Pacific Oceanography*. 69, 101-142.
- Arellano-Torres, E., Pichevin, L. E., Ganeshram, R. S., 2011. High-resolution opal records from the eastern tropical Pacific provide evidence for silicic acid leakage from HNLC regions during glacial periods. *Quaternary Science Reviews*. 30, 1112–1121.
- Baba, J., Peterson, C. D., Schrader, H. J. 1991a. Modern fine-grained sediments in the Gulf of California. En: *The Gulf and Peninsula, Province of the Californias*, American Association of Petroleum Geologists, editado por Douphin J. P. y Simoneit B. R., Tulsa, Oklahoma. Memoir 47, 569-587.
- Baba, J., Peterson, C. D., Schrader, H. 1991b. Fine grained Terrigenous Sediment Supply and Dispersal in the Gulf of the California. During the Last Century. En: Dauphin, J. P. y B. R. T. Simoneit. *The Gulf and peninsular province of the California*. Memoir of the American Association of Petroleum Geologists. 28: 589-602.
- Badan-Dangon, A., Dorman, C. E., Merrifield, M. A., Winant, C. D. 1991. The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal Of Geophysical Research*. 96, 877-896.
- Barron, J. A., Bukry, D., Dean, W. E. 2007. 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, A. J. 2004. High resolution paleoceanography of the Guaymas basin, Gulf of California, during the past 15 000 years. *Marine Micropaleontology*. 50,185-207.
- Barron, J., Bukry, D., Bishoff, J. 2003. A 2000-year-long record of climate from the Gulf of California. In: West, G.J., Buffaloe, L.D. (Eds.), *Proceedings of the Nineteenth PACLIM Workshop*, Asilomar, Pacific Grove, CA, pp. 11–21.
- Bastviken, D., Persson, L., Odham, G., Tranvik, L. 2004. Degradation of dissolved organic matter in oxic and anoxic lake water. *Limnology and Oceanography*. 49, 109-116.
- Baumgartner, T., Ferreira-Bartrina, V., Moreno-Hentz, P. 1991. Varve Formation in the Central Gulf of California: A Reconsideration of the Origin of the Dark Laminae from the 20th Century Varve Record. In J. Dauphin, y B. Simoneit (Eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*, Memoir (Vol. 47, pp. 617-635).
- Bisquerra Alzina, R. (2004). *Método de la Investigación Educativa*. Madrid: La Muralla. 459 pp.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M., Showers, W. 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* , 294, 2130-2136.
- Bordoni, S., Ciesielski, P. E., Johnson, R. H. 2004. The low-level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT. *Geophysical Research Letters*, 31 L10109.
- Bradley, R. S., Hughes, M. K., Diaz H. F. 2003. Climate in Medieval Time. *Science*, 302, 404-405.
- Bray, N. A., Robles, J. M. 1991. Physical oceanography of the Gulf of California. En: *The Gulf and Peninsular Province of the California*. American Association of Petroleum Geologists, editado por Douphin J. P. y Simoneit B. R., Tulsa, Oklahoma. Memoir 47, 511–553.
- Briffa, K. R., Osborn, T. J., Schweingruber, F. H., Harris, I. C., Jones, P. D., Shiyatov, S. G., and Vaganov, E. A. 2001. Low- frequency temperature variations from a northern tree ring density network. *Journal of Geophysical Research* 106, 2929–2941.
- Brohan, P., Kennedy, J. J., Harris, I., Tett, S. F. B., Jones, P. D. 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: a new dataset from 1850. 1850. *Journal of Geophysical Research*, 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548."
- Brumsack, H.J. 1989. Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea. *Geologische Rundschau* 78, 851-882.

- Byrne, J. V., Emery, K. 1960. Sediments of the Gulf of California. *Geological Society of American Bulletin*, 71, 963-1010.
- Calvert, S.E. 1966. Origin of diatom-rich, varved sediments from the Gulf of California. *Journal of Geology*, 76, 546-565.
- Canet, C., Pere, A., Pura, A., Prol-Ledesma, R. M., Villanueva-Estrada, R. E., García-Vallès, M. 2013. Gas-seep related carbonate and barite authigenic mineralization in the northern Gulf of California. *Marine and Petroleum Geology*, 43, 147-165.
- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Escobar-Briones, E., Mortera-Gutiérrez, C., Lozano- Santa Cruz, R., Linares, C., Cienfuegos, E., Morales-Puente, P. 2006. Mineralogical and geochemical characterization of hydrocarbon seep sediments from the Gulf of Mexico. *Marine and Petroleum Geology*, 23, 605-619.
- Castro, R., Lavín, M. F., Ripa, P. 1994. Seasonal heat balance in the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 99, 3249–3261.
- Castro, R., Mascarenhas, A. S., Durazo, R., Collins, C. A. 2000. Seasonal Variation of temperature and salinity at the entrance of the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 26, 561-583.
- Cheney, W., Kincaid, D. 2011. *Métodos numéricos y computación*. Cengage Learning. 792 pp.
- Cheshire, H., Thurow, J. 2013. High-resolution migration history of the Subtropical High/Trade Wind system of the northeastern Pacific during the last ~55 years: Implications for glacial atmospheric reorganization. *Paleoceanography*, 28, 319–333.
- 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*, 20, 457-469.
- Cobb, K. M., Charles, C. D., Cheng, H., Edwards, R. L. 2003. El Niño/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature*, 424, 271-276
- CONAGUA, 2012. <http://201.116.60.25/sina/Default4.aspx?tab=45>
- Cook, E. R., Woodhouse, C. A., Eakin, C. M., Meko, D. M., Stahle, D. W. 2004. Long-Term Aridity Changes in the Western United States. *Science*, 306, 1015-1018.
- Cowie, G. L., Calvert, S. E., Pedersen, T. F., Schulz, H., von Rad U. 1999. Organic content and preservational controls in surficial shelf and slope sediments from the Arabian Sea (Pakistan margin). *Marine Geology*, 161, 23-38.
- Crowley, T.J. 2000. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 289, 270–277.
- Damon, P. E., Sonett, C. P., 1991. Solar and terrestrial components of the atmospheric ¹⁴C variation spectrum. En: *The Sun in Time*. Univ. Of Ariz. Press, Tucson. Sonett, C. P., Giampapa, M. S., Matthews, M. S. 360 – 388.
- Davidson, J. P., Reed, W. E., Davis, P. M. 2002. *Exploring Earth: An Introduction to Physical Geology* 2da Ed. Prentice-Hall. 549 pp.
- De Bernardi, B., Ziveri, P., Erba, E., Thunell, R. C. 2008. Calcareous phytoplankton response to the half century of interannual climatic variability in Santa Barbara Basin (California). *Paleoceanography*, 23, 1-13.
- Dean, W., Pride, C., R. Thunell. 2004. Geochemical cycles in sediments deposited on the slopes of the Guaymas and Carmen Basins of the Gulf of California over the last 180 years. *Quaternary Science Review*, 23, 1817–1833.
- Dean, W. 2006. The Geochemical Record of the Last 17,000 Years in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Chemical Geology*, 232, 87–98
- Donegan, D., Schrader, H. 1982. Biogenic and abiogenic components of laminated hemipelagic sediments in the central Gulf of California. *Marine Geology*, 48, 215-237.
- Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., Reyes, S. 1993. The Mexican Monsoon. *Journal of Climate*, 6, 1665-1677.
- Douglas, R. G., González-Yajimovich, O. E., Ledesma, 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.
- Fairbridge, R. W. 2007. Medieval Warm Period En: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Springer. Gornitz, V. Ed. 520-522.
- Fiedler, P. C., Talley L. D. 2006. Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69, 143–180.
- Goldberg, E. D., Arrhenius, G. O. S. 1958. Chemistry of Pacific pelagic sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 13, 152-212.

- González-Yajimovich, O. E. 2004. Holocene Sedimentation in the Southern Gulf of California and its climatic implications. Ph. D. Dissertation. University of Southern California. 232 pp.
- González-Yajimovich, O. E., Douglas, R. G., Gorsline, D. S. 2005. The preserved carbonate record in Holocene sediments of the Alfonso and Pescadero Basins, Gulf of California, México. *Proceedings of the Geologists Association*, 116, 315-330.
- Goñi, M. A., Thunell R. C., Woodworth M. P., Müller-Karger F. E. 2006. Changes in wind-driven upwellings during the last three centuries: interocean teleconnections. *Geophysical Research Letters*, 33, L15604.
- Griffiths, R.C. 1968. Physical, chemical, and biological oceanography of the entrance to the Gulf of California, spring of 1960. Special scientific report. U.S. Fish and Wildlife Service. 573, 47pp.
- Haug, G. H., Hughen, K. A., Sigman, D. M., Peterson, L. C., y Röhl, U. 2001. Southward migration of the Intertropical Convergence Zone through the Holocene. *Science*, 293, 1304-1308.
- Haug, H. G., Günther, D., Peterson, L. C., Sigman, D. M., Hughen, K. A., Aeschlimann, B. 2003. Climate and the Collapse of Maya Civilization. *Science*, 299, 1731-1735.
- Hedges, J. I., Keil, R. G. 1995. Sedimentary organic matter preservation: a assessment and speculative synthesis. *Marine chemistry*, 49, 81-115.
- Herguera-García, J. C., Bernal-Franco, G., Molina-Cruz, A. 2003. Decadal surface ocean variability in the lower Gulf of California: Records for the past 300 years. *Geofísica Internacional*, 42, 397-406.
- Herweijer, C., Seager, R., Cook, E. R., Emile-Geay J. 2007. North American Droughts of the Last Millennium from a Gridded Network of Tree-Ring Data. *Journal of Climate*, 20, 1353-1376.
- Higgins, R.W., Shi, W. 2000. Dominant factors responsible for interannual variability of the summer monsoon in the southwestern United States. *Journal of Climate*, 13, 759-775.
- Hodell, D. A., Curtis, J. H. B. M., Rosenmeier, M. H. G., Guilderson, T. 2001. Holocene centennial climate variability in the Caribbean. En: *Geological Society of America*, 2001 annual meeting, Ed. Anónimo. 33, 159.
- <http://www.nature.com/news/climate-change-the-case-of-the-missing-heat-1.14525>
- Jones, P. D., Mann, M. E. 2004. Climate over the past millennia. *Reviews of Geophysics. American Geophysical Union*, 42, 1-42.
- Jones, P. D., Briffa, K. R., Barnett, T. P., Tett, S., F. B. 1998. High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *Holocene*, 8, 455-471.
- Jones, M. D., Metcalfe, S. E., Davies, S. J., Noren, A. En prensa. Late Holocene climate reorganisation and the North American Monsoon. *Quaternary Science Reviews*.
- Karl, D. M., Letelier, R., Hebel, D., Tupas, L., Dore, J., Chistian, J., Winn C. 1995. Ecosystem changes in the North Pacific subtropical gyre attributed to the 1991-92 El Niño. *Nature*, 373, 230-234.
- Kennett, D. J., Kennett, J. P. 2000. Competitive and Cooperative Responses to Climatic Instability in Coastal Southern California. *American Antiquity* 65, 379-395.
- Kennett, D. J., Kennett, J. P., Erlandson, J. M., Cannariato K. G. 2007. Human responses to Middle Holocene climate change on California's Channel Islands. *Quaternary Science Reviews*, 26, 351-367.
- Lamb, H. H. 1967. Britain's changing climate. *The Geographical Journal*, 133, 445-466.
- Lavín, M. F., Marinone, S. G. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. En: *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Holanda: Kluwer Academic Publishers. Velasco Fuentes O. U. Editor 173-204.
- Lavín, 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, doi:10.1029/2008JC004896.
- Lavín, M. F., Castro, R., Beier, E., 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: Oceans*. 118, 1367-1381.
- Lavín, M. F., Beier, E., y Badan, M. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. En *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Ensenada: Union Geofísica Mexicana. Lavín, M. F. Editor. 3, 141-172.

- Lean, J., Beer, J., Bradley, R. 1995. Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change. *Geophysical Research Letters*, 22, 3195-3198.
- Libes S. M. 2009. *Introduction to marine biogeochemistry* 2da ed. Elsevier academic press. 909 pp.
- Lide, D. R. 2003. *Handbook of Chemistry and Physics*. CRC Press, Boca Raton, FL. 2660 pp.
- Linebach, J. A., Tesch, B. P., Kovacsiss L. M. 2014. *Nonparametric Statistics for Applied Research*. Springer. 408 pp.
- Lluch-Cota, D. B., Wooster, W. S., Hare, S. R. 2001. Sea surface temperature variability in coastal areas of the northeastern Pacific related to the El Niño-Southern Oscillation and the Pacific Decadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 28, 2029–2032.
- MacDonald, G. M., Case, R. A. 2005. Variations in the Pacific Decadal Oscillation over the past millennium. *Geophysical Research Letters*, 32, L08703, doi:10.1029/2005GL022478, 2005
- Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, S. R., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., Fenbio, N. 2009. Global signatures and dynamics origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. *Science*, 326, 1256-1260.
- Mann, M. E. 2007. Climate Variability and Change, Last 1,000 Years. En: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Springer. Gornitz, V. Ed. 178-181.
- Mantua N. J., Hare, S. R. 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*, 58, 35-44.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace J. M., Francis, R. C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on Salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 1069-1079.
- Mascarenhas, A. S. J., Castro, R., Collins, C. A., Durazo, R. 2004. Seasonal variation of geostrophic velocity and heat flux at the entrance to the Gulf of California, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 109, C07008.
- Mason, B., Moore, C. B. 1982. *Principles of geochemistry*. Toronto: John Wiley y Sons, Inc.
- Méndez, M., Magaña, V., 2010. Regional Aspects of Prolonged Meteorological Droughts over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 23, 1175-1188.
- Mendoza, V. M., Mendoza, B., Garduño, R., Adem., J., 2010. Simulation of the surface temperature anomalies in the Northern Hemisphere during the last 300 years of the Little Ice Age using a thermodynamic model. *Climate Research*, 43, 263–273.
- Metcalfe, S. E., Barron, J. A., Davies, S. J., 2015. The Holocene history of the North American Monsoon: 'known knowns' and 'known unknowns' in understanding its spatial and temporal complexity. *Quaternary Science Reviews*, 120, 1-27.
- Metcalfe, S. E., Jones, M. D., Davies, S. J., Noren A., MacKenzie, A. 2010. Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlán, Mexico. *The Holocene*, 20, 1195-1206.
- Minobe, S. 1997. A 50-70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America. *Geophysical Research Letters*, 24, 683-686.
- Minobe, S. 2000. Spatio-Temporal Structure of the Pentadecadal Variability over the North Pacific. *Progress in Oceanography*, 47, 381-408.
- Moberg, A., Sonechkin, D. M., Holmgren, K., Datsenko, N. M., and Karlen, W. 2005. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low and high resolution proxy data. *Nature*, 433, 613–617.
- Molina-Cruz, A., Pérez-Cruz, L., Monreal-Gómez, M. A. 2002. Laminated sediments in the Bay of La Paz, Gulf of California; a depositional cycle regulated by pluvial flux. *Sedimentology*, 49, 1401-1410.
- Molinari, J., Knight, D., Dickinson, M., Vollaro, D., Skubis, S. 1997. Potential vorticity, easterly waves, and eastern Pacific tropical cyclogenesis. *Monthly Weather Review* 125, 2699–2708.
- Montero-Serrano, J.C., Bout-Roumazelles, V., Carlson, A.E., Tribovillard, N., Bory, A., Meunier, G., Sionneau, T., Flower, B.P., Martinez, P., Billy, I., Riboulleau, A. 2011. Contrasting rainfall patterns over North America during the Holocene and Last Interglacial as recorded by sediments of the northern Gulf of Mexico. *Geophysical Research Letters* 38, L14709.
- Moy, C. M., Seltzer, G. O., Rodbell, D. T., Anderson, D. M. 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 420, 162-165.

- Nava-Sánchez, E. H. 1997. Modern fan deltas of the west coast of the Gulf of California, México. PhD Dissertation, University of Southern California, Los Angeles, p. 280.
- Newman, M., Compo, G. P., Alexander, M. A. 2003. ENSO-Forced Variability of the Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Climate*, 16, 3853–3857.
- Noller, J. S. 2000. Lead-210 Geochronology. En: *Quaternary Geochronology methods and applications*. Washington D.C.:American Geophysical Union. Editado por: Noller, J. S., Sowers, J. M., Lettis, W. R. 115-120.
- Oerlemans, J. 2005. Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, 308, 675–677.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L., Alaniz-Álvarez, S., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Nieto-Samaniego, A. 1992. Geologic Provinces of México; a new proposal and base for their modern definition. En: *Convención sobre la Evolución Geológica de México*. México: UNAM, Instituto de Geología. Rubinovich-Kogan, R. Editor. Memoria 143-144.
- Paulmier, A., Ruiz-Pino D. 2009. Oxygen minimum zones (OMZs) in the modern ocean. *Progress in Oceanography*, 80, 113–128.
- Pérez-Cruz, L. 2000. Estudio paleoceanográfico y sedimentológico Holocénico de la Bahía de La Paz, Golfo de California. Tesis de Doctorado (Oceanografía Geológica). UNAM, México, D.F. 167 pp.
- 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., (Responsable) 2014. Proyecto de Investigación “Reconstrucción de la variabilidad climática en el Pacífico Tropical (Golfo de California)” durante el Holoceno tardío. Dirección General de Asuntos del Personal Académico, Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT), Clave IN101012.
- Pérez-Cruz, L., Urrutia-Fucugauchi, J. 2010. Magnetic mineral study of Holocene marine sediments from the Alfonso Basin, Gulf of California - implications for depositional environment and sediment sources. *Geofísica Internacional*, 48, 305-318.
- Peterson, L. C., Haug G. H. 2006. Climate and the Collapse of Maya Civilization. A series of multi-year droughts helped to doom an ancient culture. *American Society*, 93, 322-329.
- Peterson, L. C., Overpeck, J.T., Kipp, N.G., Imbrie, J. 1991. A high-resolution late Quaternary upwelling record from the anoxic Cariaco Basin, Venezuela. Sección especial en: *Paleoceanography of marginal seas*, 6, 99-119.
- Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., Röhl, U. 2000. Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial. *Science*, 290, 1947-1951.
- Petrovay, K. 2010. Solar Cycle Prediction. *Living Reviews in Solar Physics*, 7, 5-44.
- Pike, J., Kemp, A. E. S. 1997. Early Holocene decadal-scale ocean variability recorded in Gulf of California laminated sediments. *Paleoceanography*, 12, 227-238.
- Poore, R. Z., Dowsett, H. J., Verardo, S. 2003. Millennial- to century-scale variability in the Gulf of Mexico Holocene climate records. *Paleoceanography*, 18, 1048.
- Press, F., Siever, R., Grotzinger, R., Jordan, T. (2004) *Understanding Earth* 4ta ed. W.H.Freeman y Co Ltd. 670 pp.
- Price, A. M., Mertens, K. N., Pospelova, V., Pedersen, T. F., Ganeshram, R. S. 2013. 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.
- Rayner, N. A., Brohan, P., Parker, D. E., Folland, C. K., Kennedy, J. J., Vanicek, M., Ansell, T. J., Tett, S. F. B. 2006. Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset. *Journal of Climate*, 19, 446–469.
- Rein, B., Lckge, ., Sirocko, F. 2004. major Holocene ENSO anomaly during the Medieval period. *Geophysical Research Letters*, 31, L17211, doi:10.1029/2004GL020161.
- Robinson, M. K. 1973 Atlas of monthly mean sea surface and subsurface temperatures in the Gulf of California. San Diego Society of Natural History. *Memoir* 5, 1-97.
- Roden, G. I., Groves, G. W. 1959 Recent oceanographic investigations in the Gulf of California. *Journal of Marine Research*, 18, 10-35.
- Roden, G. I. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. En: *Marine Geology of the Gulf of California; a symposium*. American Association of Petroleum Geologists. van Andel, T. H., Shor, G. G. Editores. *Memoir*. 3, 30-58.

- Roden, G. I. 1971. Thermohaline structure and barocline flow across the Gulf of California entrance and in the Revillagigedo Islands region. *Journal of Physical Oceanography*, 2, 177-183.
- Roy, P. D., Quiróz-Jiménez, J. D., Pérez-Cruz, L., Lozano-García, S., Metcalfe, S. E., Lozano-Santacruz, R., López-Balbiaux, N., Sánchez-Zavala, J. L., Romero, F.M. 2013. Late Quaternary paleohydrological conditions in the drylands of northern Mexico: a summer precipitation *proxy* record of the last 80 cal ka BP. *Quaternary Science Reviews*, 78, 3342-3364.
- Ruiz-Corral, J. A., Medina-García, G., Macías-Cervantes, J., Silva-Serna, M. M., Días-Padilla, G. 2005. Estadísticas climatológicas básicas del estado de Sinaloa. Centro de investigación regional de noroeste. Libro técnico #2. 153pp.
- Ruddiman, F. 2000. *Earth's Climate. Past and Future*. Freeman ed. 465pp.
- Rutherford, S., Mann, M. E., Osborn, T. J., Bradley, R. S., Briffa, K. R., Hughes, M. K., Jones, P. D. 2005. *Proxy-based Northern Hemisphere surface temperature reconstructions: Sensitivity to methodology, predictor network, target season and target domain*. *Journal of Climate*, 18, 2308–2329.
- Sancetta, C. 1996. Laminated diatomaceous sediments: controls on formation and strategies for analysis. En: *Paleoclimatology and Paleoceanography from laminated sediments*. Geological Society of London. Special publication. Kemp, A. E. S. Ed. 116, 17-21.
- Santamaria-del-Angel, E., Alvarez-Borrego, S., and Müller-Karger, F. E. 1994. The 1982-1984 El Niño in the Gulf of California as seen in coastal zone color scanner imagery. *Journal of Geophysical Research*, 99, 7423-7431.
- Schneider, N., Cornuelle, B. D. 2005. The Forcing of the Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Climate*, 18, 4355–4373.
- Schulz, H. D., Zabel, M. 2006. *Marine Geochemistry*. Springer. 574 pp.
- Schutz, L., Rahn, K. A. 1982. Trace-element concentrations in erodible soils. *Atmospheric Environment*, 16, 171-176.
- Servicio Geológico Mexicano. 1992. Carta Geológica de la República Mexicana 1:2,000,000.
- Servicio Geológico Mexicano. 1999. Carta Geológico-Minera Mazatlán F13-1.
- Shindell, D. T. 2007. Little Ice Age. En: *Encyclopedia of Paleoclimatology and Ancient Environments*. Springer. Gornitz, V. Ed. 520-522.
- Smith, T. M., Reynolds, R. W. 2005. A Global Merged Land–Air–Sea Surface Temperature Reconstruction Based on Historical Observations (1880–1997). *Journal of Climate*, 18, 2021-2036.
- Staines-Urías F., Douglas, R. G., Gorsline, D. S. 2009. Oceanographic variability in the southern Gulf of California over the past 400 years: Evidence from faunal and isotopic records from planktic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 284, 337-354.
- Stine, S. 1994. Extreme and persistent drought in California and Patagonia during mediaeval time. *Nature*, 369, 546-549.
- Thunell, R., Pride, C., Tappa E., Muller-Karger, F. 1993. Varve formation in the gulf of California: insights from time series sediment trap sampling and remote sensing. *Quaternary Science Reviews*, 12, 451-464.
- Thunell, R., Pride, C. J., Tappa, E., Muller-Karger, F. E. 1994. Biogenic silica fluxes and accumulation rates in the Gulf of California. *Geology*, 22, 303-306.
- Thurman, V. H., Trujillo, A. P. 2004. *Introductory oceanography*. Pearson Prentice Hall. 10^o Edición. New Jersey. pp. 258-279.
- Tozzi, S., Schofield, O., Falkowski, P. 2004. Historical climate change and ocean turbulence as selective agents for two key phytoplankton functional groups. *Marine Ecology Progress Series*. 274, 123-132.
- Trenberth, K.E., P.D. Jones, P. Ambenje, R. Bojariu, D. Easterling, A. Klein Tank, D. Parker, F. Rahimzadeh, J.A. Renwick, M. Rusticucci, B. Soden and P. Zhai, 2007. Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. En: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)
- Tribovillard, N., Algeo, T. J., Lyons, T., Riboulleau, A. 2006. Trace metals as paleoredox and paleoproductivity *proxies*: An update. *Chemical Geology*, 232, 12-32.
- Tucker, M. E., Wright, P. 1990. *Carbonate sedimentology*. London: Blackwell Science. 496pp.

- van Andel, T. H. 1964. Recent marine sediments of the Gulf of California. En: Marine Geology of the Gulf of California; a symposium. American Association of Petroleum Geologists. Editado por: van Andel, T. H., y Shor G. G. Memoir. 3, 216-310.
- Weaver, C. E. 1967. Potassium, illite and the ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31, 2181- 2196.
- Wei, G., Liu, Y., Li, X., Shao, L., Liang, X. 2003. Climatic impact on Al, K, Sc and Ti in marine sediments: Evidence from ODP Site 1144, South China Sea. *Geochemical Journal*, 37, 593-602.
- Werne, J. P., Sageman, B B., Lyons, T. W., Hollander, D. J. 2004. An integrated assessment of a "type euxinic" deposit: Evidence for multiple controls on black shale deposition in the middle Devonian Oatka Creek formation. *American Journal of Science*, 302, 110-143.
- WMO, 1993. Tropical Cyclone Programme, Report No. TCP-31, Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting. WMO/TD – No. 560, World Meteorological Organization.
- Zabel, M., Bickert, T., Dittert, L. 1999. Significance of the sedimentary Al: Ti ratio as an indicator for variations in the circulations patterns of the equatorial North Atlantic. *Paleoceanography*, 14, 789-799.
- Zhang, Y., Wallace J. M., Battisti, D.S. 1997. ENSO-like interdecadal variability, 1900-93. *Journal of Climate*, 10, 1004-1020.
- Zonneveld, K. A. F., Versteegh, G. J. M., Kasten, S., Eglinton, T. I., Emeis, K. C., Huguet, C., Koch, B. P., de Lange, G. J., de Leeuw, J. W., Middelburg, J. J., Mollenhauer, G., Prahl, F. G., Rethemeyer, J., Wakeham, S. G. 2010. Selective preservation of organic matter in marine environments; processes and impact on the sedimentary record. *Biogeosciences*, 7, 483–511

9. APÉNDICES

Apéndice 1. De los estándares

Para saber la precisión y exactitud de los datos y compararlos con estándares certificados como se menciona en la sección de materiales y métodos se utilizó, como trabajo complementario a este estudio una "t-student" para comprar medias entre los valores certificados y los valores medidos, así como un porcentaje de la desviación estándar con respecto de la media.

Los datos y las formulas se especifican a continuación. Los datos se encuentran divididos en dos partes de acuerdo al tipo de medición utilizada (en porcentaje y en ppm) de acuerdo a lo establecido en materiales y métodos.

Símbolo	Variable
\bar{x}	Media de la muestra (Mediciones de este trabajo).
μ	Media poblacional (Estándar Certificado).
s	Desviación estándar.
n	Número de datos.
n-1	Grados de libertad.
ESM	Error estándar de la media.
t	Valor de t para la muestra.

Fórmulas

$$s = (\sum((x - \bar{x})^2))^{1/2}$$

$$ESM = s/(n^{1/2})$$

$$t = (\bar{x} - \mu)/SEM$$

Datos (1)	
\bar{x} (Zr)=	457.8766667
\bar{x} (Sr)=	128.5222857
μ (Zr)=	431.363
μ (Sr)=	120.641
n=	105
n-1=	104

Datos (2)	
\bar{x} (Ti)=	0.052745455
\bar{x} (Ca)=	1.3424
\bar{x} (k)=	0.276836364
\bar{x} (Al)=	0.542363636
\bar{x} (Si)=	58.48303636
\bar{x} (Fe)=	0.188363636
μ (Ti)=	0.076
μ (Ca)=	1.14
μ (K)=	0.332
μ (Al)=	0.73
μ (Si)=	44
μ (Fe)=	0.246
n=	55
n-1=	54

Valores calculados de s (1)	
s (Zr)=	8.434856556
s (Sr)=	1.466158807

Valores calculados de s (2)	
s (Ti)=	0.002127581
s (Ca)=	0.013634922
s (K)=	0.004126534
s (Al)=	0.116662915
s (Si)=	1.026430383
s (Fe)=	0.00744452

Porcentaje de la desviación estándar (1).	
Zr	1.842167809
Sr	1.140781771

Porcentaje de la desviación estándar (2).	
Ti	4.033675785
Ca	1.015712342
K	1.490604031
Al*	21.51009157
Si	1.755090787
Fe	3.952206471

Error estándar de la muestra (1)	
ESM (Zr)=	0.823157713
ESM (Sr)=	0.143082449

Error estándar de la muestra (2)	
ESM (Ti)=	0.543900732
ESM (Ca)=	0.136958624
ESM (K)=	0.200993007
ESM (Al)=	2.900420155
ESM (Si)=	0.236656393
ESM (Fe)=	0.532915412

"t" calculada (1)	
t (Zr)=	32.20970447
t (Sr)=	55.08212772
Valor de t para 104 grados de libertad y 95% confianza a dos colas +/- 1.98303752	

"t" calculada (2)	
t (Ti)=	-0.042755128
t (Ca)=	1.477818582
t (K)=	-0.274455501
t (Al)=	-0.064692822
t (Si)=	61.19858479
t (Fe)=	-0.108152931
Valor de t para 54 grados de libertad y 95% de confianza a dos colas: +/- 2.00487929	

Interpretación (1)	
t (Zr)=	Medias estadísticamente distintas (Sobreestimado).
t (Sr)=	Medias estadísticamente distintas (Sobreestimado).

Interpretación (2)	
t (Ti)=	Medias estadísticamente similares.
t (Ca)=	Medias estadísticamente similares.
t (K)=	Medias estadísticamente distintas (Subestimado).
t (Al)=	Medias estadísticamente similares.
t (Si)=	Medias estadísticamente distintas (Sobreestimado).
t (Fe)=	Medias estadísticamente similares.

El porcentaje de la desviación estándar es el valor que está relacionado con la precisión de la muestra, por lo que un porcentaje bajo nos indica que todas las muestras están cercanas entre sí, mientras que el valores altos nos indican dispersión en los datos.

El valor de "t" nos indica si la media de los estándares medidos en el laboratorio es estadísticamente similar al valor poblacional, en este caso, el estándar certificado.

En conjunto ambas mediciones dan un panorama de la exactitud y la precisión de las mediciones.

*El Al debido su desviación estándar no fue tomado en cuenta en este estudio.

Apéndice 2. De las desviaciones en la medición

De las mediciones de laboratorio se obtienen datos de diferentes elementos con sus respectivas desviaciones de medición.

Los elementos utilizados en este estudio fueron seleccionados a través de dos filtros.

El primero tomando en cuenta que no presentaran valores por debajo de los límites de detección y el segundo tomando en cuenta que las desviaciones no superaran el 5% con respecto a la media* como se muestra en la siguiente tabla.

Elemento	Media	porcentaje de desviación	Utilizado en este estudio
Ba	Bajo límites de detección	N/A	No
Sb	Bajo límites de detección	N/A	No
Sn	Bajo límites de detección	N/A	No
Cd	Bajo límites de detección	N/A	No
Pd	Bajo límites de detección	N/A	No
Ag	Bajo límites de detección	N/A	No
Mo	Bajo límites de detección	N/A	No
Nb	Bajo límites de detección	N/A	No
Zr	296.73 ppm	1.47	Si
Sr	184.82 ppm	1.76	Si
Rb	207.95 ppm	12.03	No
Bi	Bajo límites de detección	N/A	No
As	Bajo límites de detección	N/A	No
Se	Bajo límites de detección	N/A	No
Au	Bajo límites de detección	N/A	No
Pb	Bajo límites de detección	N/A	No
W	Bajo límites de detección	N/A	No
Zn	112.74 ppm	7.16	No
Cu	Bajo límites de detección	N/A	No
Ni	Bajo límites de detección	N/A	No
Co	Bajo límites de detección	N/A	No
Mn	Bajo límites de detección	N/A	No
Cr	105.27 ppm	15.17	No
V	216.31 ppm	16.25	No
Mg	Bajo límites de detección	N/A	No
Fe	3.013 %	0.98	Si
Ti	0.28 %	1.80	Si
Ca	0.28 %	1.87	Si
K	1.85 %	1.65	Si
Al	3.92 %	6.88	No
Si	33.98 %	0.47	Si
U	Bajo límites de detección	N/A	No
Th	Bajo límites de detección	N/A	No
Hg	Bajo límites de detección	N/A	No
Sc	Bajo límites de detección	N/A	No
Cs	Bajo límites de detección	N/A	No
Te	Bajo límites de detección	N/A	No

*Para obtener las medias se utilizaron tanto lo datos de estándares como los de mediciones.