



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIA MARINAS



**“Variaciones paleoclimáticas y paleoceanográficas a finales
del periodo Cuaternario en la Cuenca Alfonso, B.C.S.”**

Por:

Licenciada en Oceanología

Virginia del Rosario Martínez Pérez

Tesis presentada como requisito para obtener el grado de:
Maestra en Ciencias en Oceanografía Costera

Asesores:

Dr. Oscar E. González Yajimovich

Dr. Guillermo E. Ávila Serrano

Dr. Juan G. Flores Trujillo

Dr. Miguel A. Téllez Duarte

Ensenada, B.C., 2015



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIA MARINAS



“Variaciones paleoclimáticas y paleoceanográficas a finales del periodo Cuaternario en la Cuenca Alfonso, B.C.S.”

TESIS
QUE PARA CUBRIR PARCIALMENTE LOS REQUISITOS NECESARIOS PARA OBTENER EL
GRADO DE:

Maestra en Ciencias en Oceanografía Costera

PRESENTA

VIRGINIA DEL ROSARIO MARTÍNEZ PÉREZ

Aprobada por:

Dr. Oscar E. González Yajimovich
Director de Tesis

Dr. Guillermo E. Ávila Serrano
Sinodal

Dr. Juan G. Flores Trujillo
Sinodal

Dr. Miguel A. Téllez Duarte
Sinodal

DEDICATORIA

Dedico este trabajo principalmente a Dios, a mis papás (Marisela Pérez y José Martínez) y a mi princesa (Virginia Lara), quienes me han enseñado que rendirse no es una solución, que a pesar de encontrarse entre las peores circunstancias lo mejor que se puede hacer en la vida es sonreír y dar lo mejor de mí en todo lo que haga, también por permitirme soñar en grande y apoyarme a lo largo de todo este camino.

A mis hermanos (Montse y Ramón) y amigos (especialmente Juan Pablo) con quienes he compartido momentos muy especiales, quienes me han cuidado y apoyado en los momentos de felicidad y de estrés...

"La única manera de hacer un gran trabajo, es amar lo que haces..."

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Oscar González Yajimovich, por darme la oportunidad de ser su alumna. Gracias por brindarme su conocimiento, apoyo, comprensión y sobre todo por su paciencia.

A los profesores del área de Geología por hacerme sentir como en familia durante este tiempo, principalmente a mis sinodales (Guillermo Ávila, Juan Flores, Miguel Téllez) y al Dr. Luis Cupul, por todo el apoyo ofrecido para poder culminar con éxito mi Maestría.

Agradezco especialmente a Karla Mejía, por todo su tiempo dedicado para aclararme dudas, por sus recomendaciones para facilitar mi trabajo, también agradezco su amistad y confianza.

A Jazbel Araiza, David Romero y Ramón Martínez, por apoyarme y hacer muy ameno todo el tiempo dedicado en el laboratorio, más que nada gracias por su amistad.

Al Dr. Miguel Ángel Huerta, por permitirme hacer uso del espectrofotómetro para realizar las mediciones de ópalo.

A cada uno de mis profesores, por compartir su conocimiento y que a lo largo de este tiempo me enseñaron a tener mayor disciplina.

A mi amigo Alejandro Chávez, por terminar siendo mi soporte técnico en software y hardware durante este tiempo, por todo su apoyo y llamadas de atención.

Por último y no menos importante a Dios por permitirme tener esta experiencia, a mi familia y mis amigos Brenda, Dora W., Edith, Gaby O., Gaby R., Juan Pablo, Lupita V., Mary, Nadia, Pako, Rocío, Vianela, Venecia y Yahaira, por apoyarme en todo momento, por su cariño, por cada risa y experiencia que compartimos.

Este trabajo fue financiado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) proyecto CB-2007-01-803, y por la Universidad Autónoma de Baja California proyecto 401/1/C/76/17, cuyo responsable fue en ambos el Dr. Oscar González Yajimovich.



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIA MARINAS



RESUMEN

La Cuenca Alfonso, se encuentra ubicada en la parte Sur Occidental del Golfo de California (GC), debido a la presencia de un umbral somero presenta condiciones subóxicas a anóxicas por debajo de los 200m de profundidad, permitiendo un registro de las respuestas a variaciones climáticas mediante depósitos sedimentarios de tipo laminados. En 2011 durante el crucero DIPAL IV, a bordo del buque oceanográfico El Puma, se colectó un núcleo de 5.4 m (~12,000 años) en Cuenca Alfonso, el cuál fue submuestreado a intervalos de 1cm (~22 años). A cada muestra se le realizaron análisis para determinar el contenido relativo al peso y tasa de acumulación de masa de: Ópalo Biogénico (OB) obtenido por el método de extracción alcalina y la técnica de Mortlock y Froelich (1989); Carbono Orgánico Total (COT) determinado por la diferencia de carbono total e inorgánico; Carbonatos (CaCO_3) obtenido mediante acidificación y Coulometría; así mismo se determinaron los Terrígenos (T), estos últimos representados por diferencia de la fracción total y los componentes biogénéticos.

En los resultados se obtuvo una tendencia negativa en las tasas de acumulación de los componentes, mientras que el contenido relativo en peso de COT tuvo una tendencia positiva y los T, OB y CaCO_3 no mostraron ninguna tendencia. Los valores de OB oscilan entre 0.41-1.21 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$ y 3.12-6.57% con una media general de 0.90 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$ y 5.01% teniendo un mayor aporte a finales del Holoceno Temprano y a lo largo del Holoceno Medio al igual que los T, los cuales tuvieron una variación entre 7.83-17.22 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$ (media de 12.94 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$) y 58.4-86.36% con un promedio de 77.46%; a diferencia de los T y OB los aportes de COT fueron mayores a finales del Holoceno Medio, así mismo, la acumulación de COT fue muy similar al OB teniendo valores dentro de los intervalos de 0.19-1.24 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$, con una media de 0.87 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$ y 0.93-6.85% con una media de 4.88%. Sin embargo, los CaCO_3 tuvieron una relación inversa al comportamiento del resto de los componentes teniendo

mayores aportes a finales del Pleistoceno a inicios del Holoceno temprano, posiblemente esto se deba una acidificación del medio generada por el aporte de CO_2 debido a la degradación de COT. A pesar de que los valores de CaCO_3 aparentan tener menor predominancia oscilando entre 0.5-6.84 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$ correspondientes a 3.08-34.26%, los aportes de CaCO_3 suelen ser altos en comparación a las cuencas del lado oriental del Golfo de California. Los resultados obtenidos se encuentran dentro de los intervalos registrados anteriormente en la CA, permitiendo realizar una correlación estratigráfica y así extender los registros hasta los últimos ~12,000 años. De igual manera se obtuvo que las condiciones climáticas han cambiado de húmedas a áridas, a excepción de los últimos 2,500 años donde aumenta la influencia de humedad en la región. Otras variaciones significativas que se encontraron como respuestas a eventos globales fueron ~10,000-5,000 AAP (Clima Optimo del Holoceno), 1,100-900 AAP (Periodo Cálido Medieval) y entre 500-280 AAP (Pequeña Era del Hielo). Por otro lado se observó que nuestras series de tiempo se encuentran relacionadas con las variaciones de la irradiancia solar y los ciclos de manchas solares.



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIA MARINAS



DEDICATORIA.....	III
AGRADECIMIENTOS	IV
RESUMEN	I
TABLA DE FIGURAS	II
INTRODUCCIÓN	1
1.1. ANTECEDENTES.....	3
1.2. ÁREA DE ESTUDIO.....	6
1.2.1. <i>Oceanografía</i>	7
1.2.2. <i>Climatología</i>	9
1.3. OBJETIVO.....	10
1.4. JUSTIFICACIÓN.....	10
1.5. HIPÓTESIS.....	10
METODOLOGÍA.....	11
2.1. MODELO DE EDADES	11
2.2. ÓPALO BIOGÉNICO	12
2.3. CARBONO ORGÁNICO TOTAL	14
2.4. CARBONO INORGÁNICO.....	15
2.5. TERRÍGENOS.....	16
RESULTADOS	17
3.1. MODELO DE EDADES	17
3.2. ÓPALO BIOGÉNICO	19
3.3. CARBONO ORGÁNICO TOTAL	22
3.4. CARBONATOS	25
3.5. TERRÍGENOS.....	29
3.6. INSOLACIÓN.....	31
DISCUSIONES	34
CONCLUSIONES	42
BIBLIOGRAFÍA	43

TABLA DE FIGURAS

Figura 1 Radiografía de sedimentos laminados en el Golfo de California: 1a) laminación tipo Guaymas 1b) sedimentos laminados tipo Alfonso (González-Yajimovich, 2004).	3
Figura 2 Ubicación y batimetría de la Cuenca Alfonso en el Golfo de California.	7
Figura 3 Corrientes oceánicas superficiales en la región Oeste de México (ACC: Agua de la Corriente de California; ASE: Agua Superficial Ecuatorial. modificado de Perez-Cruz, 2009; Flores-Trujillo, 2009). Flechas gruesas indican la dirección del viento.	8
Figura 4 Circulación oceánica superficial en la Cuenca Alfonso	9
Figura 5 Modelo de Edad para el núcleo DIPAL IV-III 36N. (figura de la derecha: correlación de CT de los núcleos DIPAL IV-III 36N, NH01-15GC; la figura de la Izquierda: gráfica de la edad en función del centímetro de la muestra, con sus respectivas funciones)	18
Figura 6 Serie de tiempo y diagrama de Hovmoller sobre la variación de la Tasa de Acumulación de Masa de Ópalo Biogénico en Cuenca Alfonso. De los últimos 12000 años antes del presente a la actualidad.	21
Figura 7 Contenido % en peso del Ópalo Biogénico en Cuenca Alfonso durante los últimos ~12,000 años al presente.	22
Figura 8 Serie de tiempo y diagrama de Hovmoller sobre la variación de la Tasa de Acumulación de Masa de Carbono Orgánico Total en Cuenca Alfonso durante los últimos 11,852 AAP a la actualidad.	24
Figura 9 Contenido % en peso del Carbono Orgánico Total en Cuenca Alfonso durante los últimos ~12,000 años.	25
Figura 10 Serie de tiempo y diagrama de Hovmoller sobre la variación de la TAM de Carbonato en función del Tiempo de la Cuenca Alfonso durante los últimos 11,852 AAP	27
Figura 11 Contenido % en peso del Carbonatos en Cuenca Alfonso durante los últimos ~12,000 años.	28
Figura 12 Serie de tiempo y diagrama de Hovmoller sobre la variación de la TAM de Terrígenos en función del Tiempo de la Cuenca Alfonso durante los últimos 11,852 AAP	30
Figura 13 Contenido % en peso de Terrígenos en Cuenca Alfonso durante los últimos ~12,000 años.	31
Figura 14 Comparación del aporte de terrígenos y la Insolación, durante los últimos ~12,000 AAP a 24.62°	32
Figura 15 Comparación del aporte de OB y la Insolación, durante los últimos ~12,000 AAP a 24.62°	33
Figura 16 Comparación de los contenidos en % de peso de los componentes T; OB; COT; CaCO ₃ en Cuenca Alfonso.	40
Figura 17 Promedio de las temperaturas superficiales en el hemisferio norte durante los últimos 11,000 años (D. Archibald, 2008).	41

INTRODUCCIÓN

Debido al gran interés por comprender las variaciones climáticas a través del tiempo, los investigadores se han dedicado a realizar análisis en espeleotemas, núcleos de hielo, corales, anillos de árboles, microfósiles, sedimentos laminados, entre los más sobresalientes, para interpretar las respuestas del medio ambiente al clima a través de mediciones indirectas (proxies), generando series de tiempo (Bernal, 2010). Idealmente dichas variaciones deberían ser estudiadas en registros instrumentales, esto es realizando mediciones principalmente de temperatura, precipitación pluvial, etc., cada una de ellas medidas bajo control y con instrumentos calibrados y estandarizados. Sin embargo, son pocos y muy cortos los registros instrumentales disponibles, por lo que se requiere utilizar aproximaciones mediante trazadores o “proxies” que permitan extender la cobertura temporal. La mayoría de las series de tiempo abarcan la época geológica actual, el Holoceno, pero en algunos casos los registros permiten obtener series de tiempo mucho más antiguas.

El periodo Cuaternario se conforma por dos épocas, la primera de ellas es el Pleistoceno que se caracterizó por ser un periodo de glaciaciones, culminando con un enfriamiento climático entre 12,700 y 11,500 años antes del presente (AAP), dicho evento se conoce como Dryas Reciente o Joven Dryas (Younger Dryas). La segunda época geológica es denominada Holoceno, la cual se define por ser un periodo interglaciar, que en el marco histórico de la humanidad a principios de esta época se da la transición del periodo del paleolítico y mesolítico. Existen evidencias que indican cómo a lo largo de estas épocas geológicas se ha registrado una gran variabilidad climática, en temperaturas, precipitación, intensidad y dirección de los vientos, entre otras, dando lugar a un sistema climático característico de una región, de tal modo que la altitud, la presión atmosférica, las corrientes oceánicas y la vegetación son algunas de las principales condiciones internas que interactúan debido a forzamientos externos como son la Irradiación solar, la variación de la órbita terrestre y los cambios en la placas tectónicas. Este último afectando sólo a escalas de tiempo no menores de millones de años (Ruddiman, 2002).

Los sedimentos preservados en el fondo marino son una herramienta importante para evaluar las condiciones oceanográficas y climáticas que controlan estos cambios en grandes escalas de tiempo. El Golfo de California (GC) nos presenta una muy buena oportunidad para recuperar registros sedimentarios que preservan la variación climática de la región adyacente. Debido a su origen tectónico, el GC presenta numerosas cuencas a lo largo de su región central y márgenes continentales. Varias de ellas contienen depósitos de sedimentos laminados cuyas condiciones necesarias de formación son; 1) tener una alternancia en la composición del sedimento debido a la actividad biológica y condiciones ambientales de tal manera que el conjunto de dos o más láminas representen la deposición anual; 2) desarrollarse en un ambiente anóxico, gracias a que los bajos niveles de oxígeno restringen la presencia de organismos, lo cual evita la bioturbación de los sedimentos, manteniendo así un registro cronológico de las diferentes respuestas a las variaciones climáticas (Kemp, 1996, 2003). Ambas condiciones prevalecen en el Golfo, en el caso de Cuenca Alfonso la presencia de un umbral a 250 m de profundidad, limita el intercambio de agua produciendo condiciones anóxicas. Así mismo durante una época del año es altamente productiva, en otra domina la precipitación pluvial y se inhibe la productividad (Molina-Cruz, 2002; Pérez-Cruz, 2013).

En la región del GC existen dos tipos de laminaciones, la tipo Guaymas (Figura 1a), en donde las láminas son anuales y se encuentran muy definidas con una tasa de sedimentación entre 1-3 mm/año, estas son común en la parte central del Golfo, el otro tipo es la tipo Alfonso (Figura 1b), las cuales son interanuales, con una forma ondulada y difusa, su tasa de sedimentación es menor de 0.5 mm/año y son más comunes en la parte sur, a lo largo del margen occidental y específicamente en la cuenca Alfonso, la característica ondulada y difusa de esta última puede ser atribuida a la presencia de bacterias (Douglas et Al., 2002a; Staines-Urías y Douglas 2004).

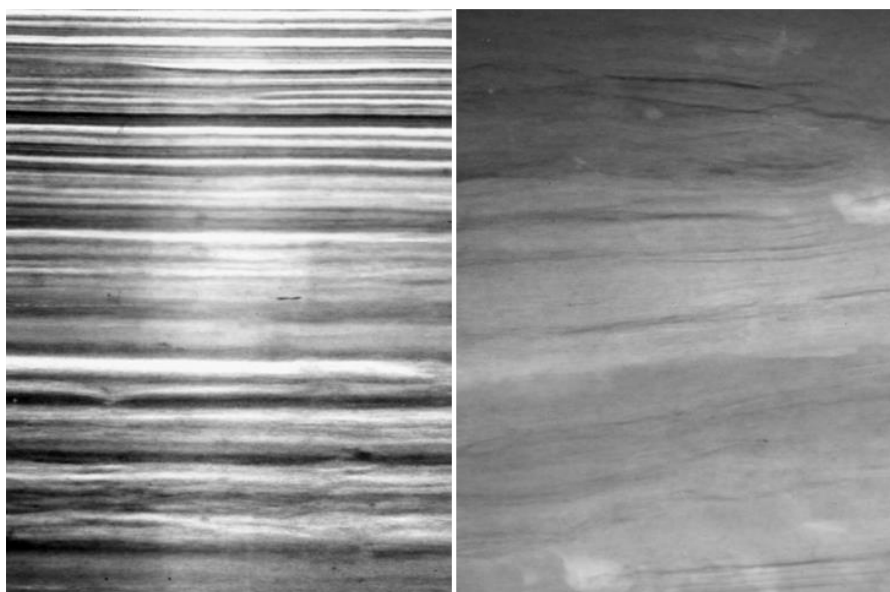


Figura 1 Radiografía de sedimentos laminados en el Golfo de California: 1a) laminación tipo Guaymas 1b) sedimentos laminados tipo Alfonso (González-Yajimovich, 2004).

Las cuencas más importantes en el lado oriental del GC son la Cuenca Guaymas, Cuenca del Carmen y Cuenca Pecadero, mientras que del lado occidental son la Cuenca Alfonso y Cuenca La Paz. Estas tres últimas se encuentran ubicadas cerca de la boca del GC, permitiendo así un registro de la variabilidad local y de gran escala por la influencia de diferentes masas de agua debido a la alternancia de los patrones climático.

La mayoría de los registros recuperados en el GC son relativamente cortos y abarcan solo parte del Holoceno. En este trabajo se presentan resultados basados en un registro sedimentario recuperado en cuenca Alfonso, cuya longitud de 5.4 m comprende desde finales del Pleistoceno hasta el presente (2011).

1.1. Antecedentes

Las investigaciones previas de la región del GC abarcan principalmente estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos del Holoceno, y consisten mayormente de análisis en

sedimentos laminados y su contenido de microfósiles (dinoflagelados, radiolarios, diatomeas, etc.).

La descripción y abundancia de estos, y los parámetros geoquímicos de sus componentes, permiten hacer inferencias sobre las condiciones ambientales en las que se desarrollaron, y por tanto existen algunas especies que sirven como aproximaciones o proxies de salinidad, temperatura, productividad, precipitación pluvial, específicamente. Un claro ejemplo son las observaciones de Murray et al. (1982), quien encontró la presencia de grandes ciclos de abundancia del silicoflagelado *Octatis pulchra*, esta especie se caracteriza por estar presente en masas de agua ricas en nutrientes, por lo tanto es un indicador de surgencias y alta productividad y por ende de la ocurrencia de vientos. De la misma manera, Barron et al. (2003) determinaron la abundancia de varias especies de diatomeas y silicoflagelados, encontrando que las especies *Azpeitia nodulifera* (diatomea) y *Dictyocha aculeata* (silicoflagelado) presentan ciclos donde aumentan, los cuales son evidencia de condiciones cálidas y una disminución en la productividad, por otro lado obtuvo que las diatomeas *Roperia tessellata* fueron las principales aportadoras de sílice, y por tanto la abundancia de esta especie es un proxy de productividad primaria. En el caso de los ciclos de *Octatis pulchra* reportados por Murray (1982) los compararon con el registro paleoclimático en anillos de árboles de la sierra Madre Occidental, encontrando una correlación de las temporadas secas del continente con los ciclos de alta productividad en el Este del Golfo (Schrader y Baumgartner, 1983).

Pérez-Cruz (2006) describió la influencia de las masas de agua en Cuenca Alfonso mediante el estudio de radiolarios, y las relacionó con variaciones climáticas, encontrando que en el Holoceno Medio predominó el Agua del Golfo de California, mientras que en el Holoceno tardío predominó el Agua Superficial Ecuatorial.

González Yajimovich (2004), en un estudio comparativo de los registros sedimentarios de dos cuencas en lados opuestos de sur del GC caracterizó de la siguiente manera las condiciones paleoclimáticas a través del Holoceno y lo separó en tres fases:

Holoceno Temprano (10,000–7,200 años antes del presente) a lo largo de esta fase apreció un alto índice de precipitación pluvial, así como un viento predominante del noroeste, el cual favoreció las condiciones de surgencias en el lado oriental del GC.

Holoceno Medio (7,200-4,200 A.A.P.), en esta fase predominaban las precipitaciones pero no con la misma intensidad, lo cual se reflejó con una disminución en la productividad, esta fase se puede considerar como una etapa de transición, puesto que se comenzaron a dar cambios climáticos de manera drástica.

Holoceno Tardío (4,200 A.A.P. – presente) el clima en esta fase era cada vez más árido y la productividad primaria fue más estable, no obstante presentó un gradiente de producción entre el lado oriental y occidental del GC.

Van Devender et al., (1990) en un estudio de nido de ratas (packrat) en el desierto de Sonora reveló un cambio más drástico en el patrón climático durante el Holoceno Temprano (hace 9,000 años), este trabajo a su vez coincide con Haug et. al. (2001) quien encontró una marcada disminución en la abundancia relativa del Ti de la Cuenca Cariaco, atribuyendo esta variación a la migración de la Zona de Convergencia Inter Tropical (ZCIT) generada por el proceso de precesión.

Esta variación coincide con el trabajo de Barrón et al. (2012) quienes realizaron un modelo conceptual considerando las Temperaturas Superficiales del Mar (TSM) en el GC y en el sistema de la corriente de California. Con este modelo proponen que hace ~8,000 años existió un cambio en la climatología del Monzón de Norte América (MNA), el cual anteriormente se centraba entre el Suroeste de Estados Unidos y el Oeste de los 114°O, cambiando al lado este de los 114°O, modificando así la entrada de humedad monzónica en el GC.

1.2. Área de Estudio

El área de estudio se encuentra localizada en la región sur del GC, dentro de la Bahía de La Paz, sobre la margen peninsular del Golfo. El Golfo de California (Figura 2) es un mar marginal que se encuentra localizado en la costa occidental de México y se caracteriza por ser semicerrado y medir aproximadamente 1,100 km de largo y de 50 a 240 km de ancho. Se delimita al occidente por la península de Baja California y al lado oriental o continental por los estados de Sonora y Sinaloa. Debido a su origen tectónico y su estructura transtensional, presenta numerosas cuencas a lo largo de sus márgenes y en su parte central que actúan como receptores para sedimentos (Nava-Sánchez et. al., 2001). Actualmente una de sus principales características son sus condiciones áridas a semiáridas, teniendo como fuentes principales de sedimentos terrígenos las escorrentías de ríos y arroyos y el transporte eólico de las zonas desérticas del norte de Sonora. El GC es considerado como una zona de alta productividad, con valores de 1 gC/m²día que incluso pueden llegar a ser mayores a 4 gC/m²día. Esta alta productividad es conducente a importantes aportes de sedimentos biogénicos principalmente en forma de restos esqueléticos de diatomeas y cocolitofóridos (Pérez-Cruz et al., 2009; Pérez-Cruz, 2013).

Una de las mencionadas cuencas receptoras de sedimento es la Cuenca Alfonso (CA) (Figura 2). Esta cuenca está centrada a los 24° 40' N y 110° 38' O y tiene una longitud de aproximadamente 25 km por 20 km de ancho (Pérez-Cruz, 2013). Su profundidad máxima es de 415 m, y presenta un umbral somero, restringiendo así la incursión de aguas más profundas (Douglas et al., 2001). En estudios previos se ha determinado que la tasa de sedimentación en la cuenca es de 0.32 mm/año (Douglas et al., 2002). A partir de los 200 m de profundidad, Cuenca Alfonso presenta condiciones subóxicas a anóxicas, es decir, las concentraciones de oxígeno son menores de 0.1ml/l, lo cual permite la preservación de la microfábrica y en general de la estructura y composición de los depósitos sedimentarios (Ricaurte-Villota et al., 2013).

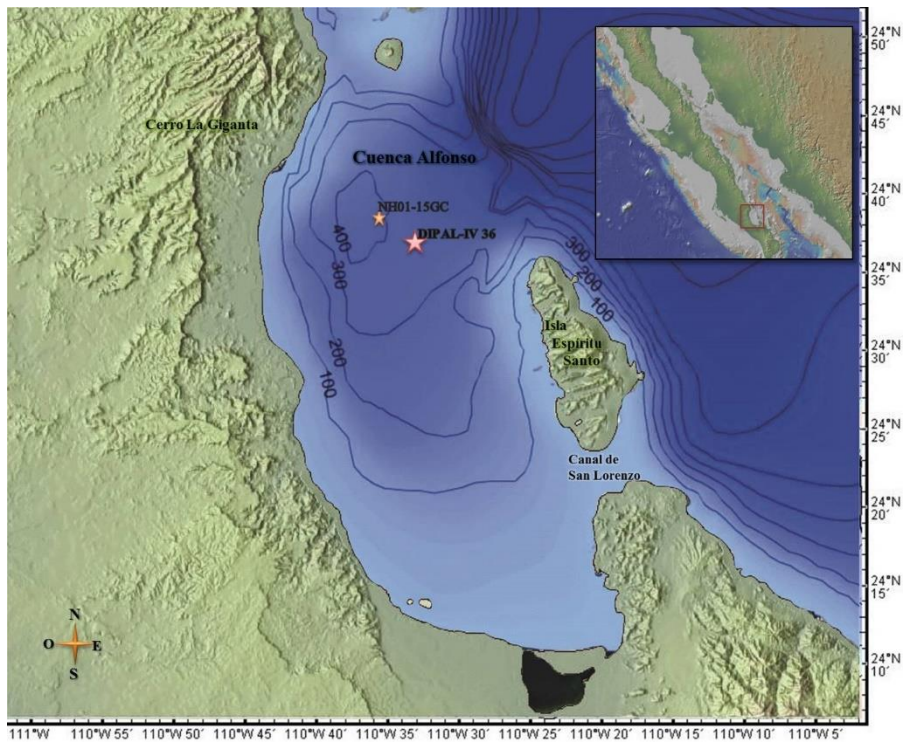


Figura 2 Ubicación y batimetría de la Cuenca Alfonso en el Golfo de California.

1.2.1.Oceanografía

La ubicación y topografía de la CA juegan un papel importante para obtener registros sedimentarios que describen la interacción del GC y el Océano Pacífico, mediante el intercambio de tres diferentes masas de agua que interactúan en la región como se muestra en la Figura 3. Una de ellas es el Agua Superficial Ecuatorial (ASE) la cual se caracteriza por tener una salinidad 34.6-34.9 y una temperatura mayor a 25° C, la influencia de esta masa de agua en el Golfo aumenta bajo condiciones cálidas y con condiciones ENSO, de tal manera que solo entra al GC en las estaciones de verano y otoño, el ASE en ocasiones se ve limitada por la entrada de una masa de agua denominada como Agua de la Corriente de California (ACC), cuya temperatura es inferior a los 22°C y su salinidad es menor a 34.6, que viaja hacia el sur por el Oeste de la península de Baja California hasta penetrar en el GC. Otra de las

principales masas de agua es el Agua Subsuperficial Subtropical (ASS), la cual presenta una salinidad entre 34.50 y 35.00, mientras que su temperatura se caracteriza por ser de 9 a 18° C, esta masa de agua se encuentra a lo largo del GC llegando hasta la boca del mismo, durante invierno y primavera (Anne Juillet y Laurent, 1981; Schrader y Baumgartner, 1983; Pérez-Cruz, 2013).

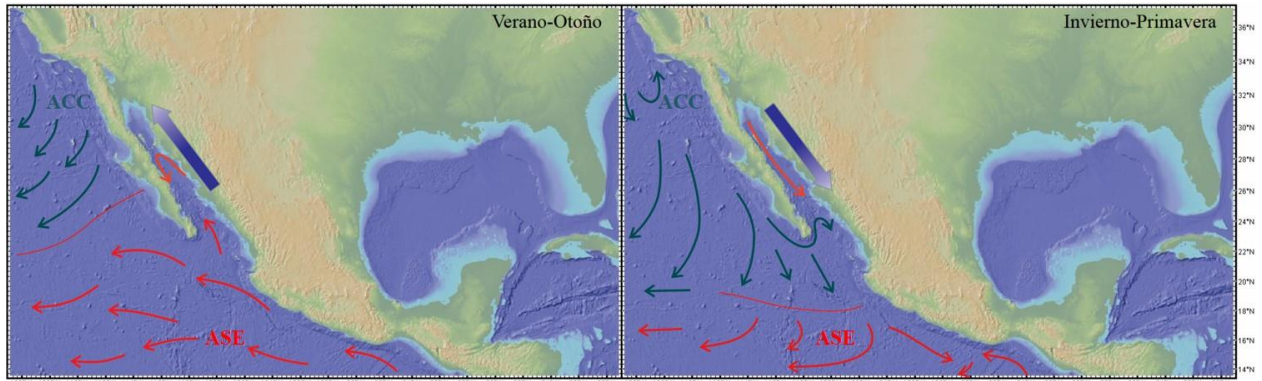


Figura 3 Corrientes oceánicas superficiales en la región Oeste de México (ACC: Agua de la Corriente de California; ASE: Agua Superficial Ecuatorial. modificado de Perez-Cruz, 2009; Flores-Trujillo, 2009). Flechas gruesas indican la dirección del viento.

En verano estas masas de agua alimentan un giro ciclónico semipermanente (**¡Error! o se encuentra el origen de la referencia.**), el cual produce una divergencia de agua, esté giro se asocia con el incremento en la productividad ya que aporta nutrientes que se localizan por debajo de los 60 m de profundidad (Monreal-Gómez, 2001; Pérez-Cruz, 2013).

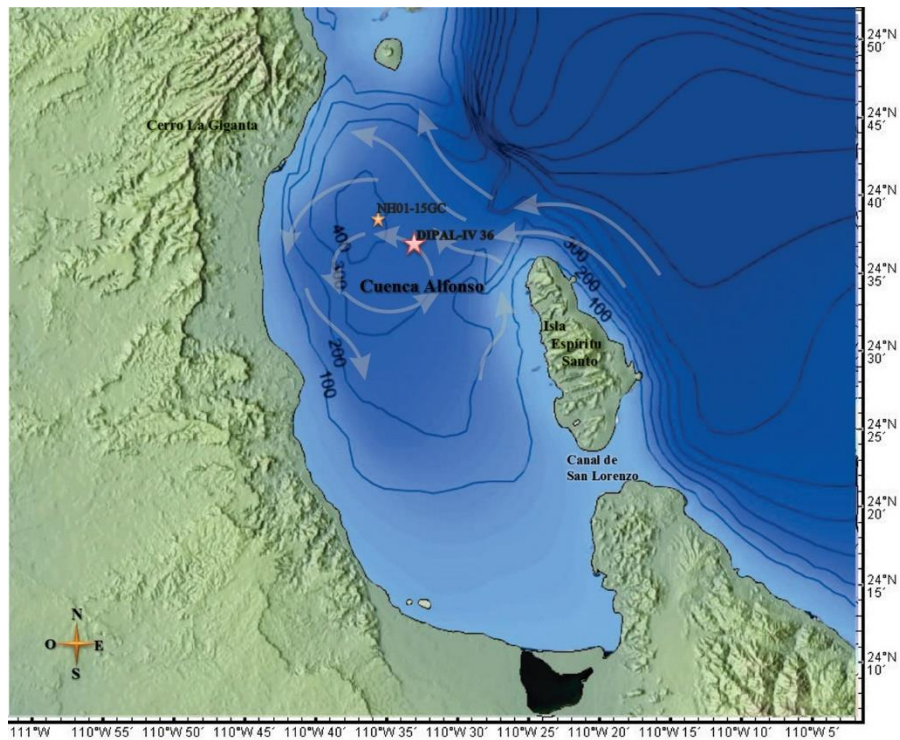


Figura 4 Circulación oceánica superficial en la Cuenca Alfonso

1.2.2.Climatología

El clima que predomina en la región es árido, con evaporación cerca a los 330 mm/año, siendo mayor que la precipitación, la cual es aproximadamente de 180 mm/año (Monreal-Gomez, 2001). Así mismo, esta región presenta dos diferentes patrones climáticos, los cuales se ven influenciados por un cambio de los centros de presión, en invierno-primavera, el centro de alta presión en el Pacífico Norte y el de baja presión ubicado sobre el desierto de Sonora generan un viento geostrófico anticiclónico paralelo al eje del Golfo, generando vientos intensos de hasta 4.93 m/s, que producen surgencias y extensivos blooms de fitoplancton en la costa Este. En verano y otoño el patrón de vientos se invierte, de tal manera que los vientos provienen del Sur, este patrón de condiciones cálidas se debe a que durante este periodo la ZCIT llega hasta los 15°N, lo cual trae consigo un sistema de precipitaciones pluviales (González-Yajimovich et al., 2005).

1.3. Objetivo

El principal objetivo de este trabajo es extender el alcance temporal de las variaciones en los registros climáticos y de paleoproductividad en la región sur del Golfo de California, mediante el análisis de los cambios en la de producción primaria y aportes terrígenos en la Cuenca Alfonso en un el registro sedimentario de los últimos ~12,000 años.

1.4. Justificación

Extender los registros de la productividad primaria y los aportes de sedimentos terrígenos, con la finalidad de documentar la variabilidad oceanográfica y climática durante los últimos ~12,000 años, abarcando la parte final del Pleistoceno (a partir desde el último evento glacial, denominado Younger Dryas) y todo el Holoceno, contribuyendo así una mejor interpretación de los cambios climáticos antes del Holoceno Medio en Cuenca Alfonso.

1.5. Hipótesis

El registro de los componente analizados (Ópalo Biogénico, Carbono Orgánico Total, Carbonatos y Terrígenos) al ser influenciados por las variaciones climáticas, presentaran un cambio drástico correlativo con eventos climáticos a nivel global, desde finales de la última glaciación hasta la actualidad, así mismo, se espera que el flujo de terrígenos en Cuenca Alfonso esté influenciado principalmente por la Irradiación solar, teniendo un comportamiento similar a la misma.

METODOLOGÍA

En el año 2011 se llevó a cabo el crucero DIPAL IV a bordo del buque oceanográfico El Puma, donde se obtuvo un núcleo de sedimento de la Cuenca Alfonso ($24^{\circ} 37.385' \text{ N } 110^{\circ} 33.227' \text{ O}$) con longitud de 5.4 m. El núcleo se cortó en seis secciones, cinco de un metro y una de 40 cm, para poder manipularlas de manera más fácil. Las secciones se conservaron en un refrigerador a una temperatura de 4°C con la finalidad de preservar los microfósiles y la microfábrica. Las secciones se cortaron longitudinalmente; primero se hizo un corte a la funda de plástico con cuidado de no perturbar el sedimento, una vez cortado el plástico se utilizó un hilo de nylon para dividirlo longitudinalmente en dos partes. Una parte de cada sección se conservó como archivo y la otra se submuestreó a intervalos de 1cm para obtener registros de alta definición. De cada submuestra, la mitad se utilizó para realizar análisis geoquímicos, y la otra se preservó en refrigeración para estudios posteriores.

Para realizar los análisis geoquímicos, la mitad de cada submuestra fue secada en un horno de convección, a una temperatura nunca mayor de 50°C . Una vez secas las muestras se maceraron completamente con ayuda de un mortero de ágata, ya que debido a su dureza y composición no contamina las muestras con aportes de algún otro compuesto.

2.1. Modelo de Edades

Es indispensable en cualquier estudio paleoceanográfico o paleoclimático tener un control cronológico de los registros. Para determinar el modelo de edades de este núcleo se utilizó una combinación del método estratigráfico por medio de una correlación de los primeros 236 cm con la serie de tiempo del núcleo NH01-15 de la Cuenca Alfonso ($24^{\circ}38'20.4'' \text{ N}$, $110^{\circ}35'58.8''\text{O}$), analizado por González Yajimovich (2004) y además se obtuvieron fechados radiométricos de las muestras

DIPAL IV-III 36N-296 y DIPAL IV-III 36N-484. Para lo anterior se colectaron ~20 mg de foraminíferos bentónicos de cada submuestra, bajo un microscopio estereoscópico con un objetivo 10X. Estos foraminíferos fueron enviados al Laboratorio Comercial Beta Analytic Inc., donde se fecharon mediante la técnica de radiocarbono AMS. La técnica consiste en medir la radioactividad residual, a través del contenido de carbono 14, esto en relación al carbono 12 y al carbono 13 en el presente, tomando en cuenta el número de átomos de carbono presentes en la muestra y la proporción de los isótopos. Para determinar el contenido de carbono 14 se realiza un análisis acelerador de espectrometría de masas. Considerando que cuando un organismo muere el contenido de ^{14}C comienza a disminuir, se puede determinar la edad usando la vida media de Libby ($5,568 \text{ años} \pm 30 \text{ años}$), ya que al conocer la cantidad de ^{14}C que quedó en una muestra se puede determinar hace cuánto tiempo el organismo estaba vivo (Beta Analytic).

Una vez correlacionados los núcleos NH01-15 y DIPAL IV-III 36N se enlistaron los centímetros de ambos y la edad correspondiente del núcleo NH01-15, para posteriormente graficar la edad de los puntos correlacionados del núcleo NH01-15 en función de los centímetros del núcleo DIPAL IV-III 36N, agregando las edades asignadas a las dos muestras enviadas al laboratorio, finalmente se obtuvo la línea de tendencia para determinar la ecuación y calcular la edad de cada submuestra de sedimento.

2.2. Ópalo Biogénico

Los sedimentos biogénicos se conforman por estructuras orgánicas, que generalmente provienen de afloramientos de organismos planctónicos, los cuales generan flujo de carbono orgánico, carbonatos y ópalo biogénico, estos últimos encontrados en frústulas de diatomeas, respectivamente. El contenido de ópalo biogénico (OB) se emplea como un trazador o proxy de producción primaria (PP).

En el GC, los vientos provenientes de NO generan transporte Ekman y retiran agua de la costa oriental generando un flujo de aguas profundas hacia la superficie o surgencias. Estas aguas ricas en nutrientes propician el desarrollo de organismos cuyos esqueletos están formados de sílice (diatomeas principalmente). En cuenca Alfonso esta fertilización de nutrientes ocurre debido a un giro semipermanente que bombea agua de zonas profundas de la bahía (Monreal-Gómez, 2001). Un aumento de ópalo en esta región es una señal de mayor PP (Robinson, 1973; Thunell et al., 1996).

Para determinar el contenido de OB en las muestras de sedimento, se realizó una extracción alcalina y se empleó la técnica de Mortlock y Froelich (1989), la cual permite conocer la concentración de OB mediante una reducción colorimétrica con azul de molibdato. Esta técnica consiste en tomar una cantidad de 25-200 mg, a la cual es tratada con ácido clorhídrico y peróxido, se le eliminan los carbonatos y la materia orgánica, seguidamente se enjuaga con agua desionizada para eliminar todo residuo, inmediatamente se deja secar a menos de 60°C, para después agregar 20 ml de NaOH y se deja a baño maría durante 5 hrs., una vez transcurrido el tiempo se centrifuga a 4200 rpm durante 5 min para obtener un sobrenadante claro. Concluida la extracción alcalina se añade la solución de trabajo de Molibdato, dejándola reaccionar durante 30 min para posteriormente agregar la solución reductora permitiendo que reaccione durante 12 hrs, esto con la finalidad de que se complete la reacción del complejo silicomolibdato y finalmente leer la absorbancia (Abs) en un espectrofotómetro (ubicado en el laboratorio de servicios en el Instituto de Investigaciones Oceanográficas) a 812 nm contra agua doblemente desionizada.

Una vez obtenidas las lecturas se calcula la concentración de sílice, mediante la siguiente fórmula:

$$C_s = F \times (A_s - A_o)$$

Donde:

C_S: concentración de sílice en la muestra

F: factor (mM/Abs) determinado por $F=1/S$, donde S es la pendiente de la regresión lineal mediante la curva de calibración.

A_S: absorbancia de la muestra

A_O: absorbancia blanco operacional

Mortlock y Froelich (1989) realizaron 38 corridas, donde consideraron que con una absorbancia del estándar $Abs_{STD}= 0.87$ y una pendiente (S) de 0.109 ± 0.002 Abs./mM, los valores típicos de F son de 9.3 ± 0.2 mM/Abs. Por lo tanto una vez obtenida la concentración de sílice, se sustituye en la fórmula mencionada abajo, para determinar el porcentaje en peso de ópalo.

$$\%Si_{opal} = 112.4x(C_s/M)$$

Donde:

C_S: concentración de sílice en la muestra

M: masa de la muestra

En la literatura se menciona que la tendencia generalizada para reportar el contenido de ópalo como %SiO₂ es %Ópalo = $(2.139 \times \% Si_{OPAL})$, sin embargo, en el caso de las diatomeas el factor es 2.4 y para radiolarios de 2.5, no obstante, la concentración de ópalo en microfósiles puede decrecer a lo largo del tiempo, por esta razón se recomienda reportarlo como %Si_{OPAL}.

2.3. Carbono Orgánico Total

Toda la materia orgánica está compuesta por carbono, de tal manera que la concentración de Carbono Orgánico Total (COT), al igual que el OB se emplea como un proxy de paleoproduktividad. Considerando que los sedimentos se encuentran compuestos por carbono orgánico e inorgánico, para obtener la concentración de COT más precisa, se determinó mediante la diferencia del Carbono Total (CT) y el Carbono Inorgánico Total (CIT).

El carbono total se obtuvo con un analizador de carbono marca UIC. Inc. Modelo CM5120, ubicado en el laboratorio de investigaciones de geología en la Facultad de Ciencias Marinas. Este instrumento se compone de un coulómetro de CO₂ acoplado a un módulo de combustión que incinera los sedimentos a una temperatura de 930 °C generando CO₂ que será medido en el coulómetro. El instrumento reporta entonces el porcentaje en peso de carbono total en la muestra (Manual operativo para el módulo de combustión CM5120).

2.4. Carbono Inorgánico

El CIT se determinó mediante el analizador UIC CM5230 acoplado a un módulo de acidificación. Este módulo permite agregar ácido a la muestra de sedimento para así evolucionar los carbonatos presentes a CO₂ y leer su concentración en el coulómetro. Se agregó 5 ml de ácido perclórico 2N a ~20mg de sedimento. Para catalizar la reacción del ácido con el carbonato de calcio se mantuvo una temperatura de 70°C. Como resultado de esta reacción se obtiene cloruro de calcio, agua y dióxido de carbono, este último es conducido a una trampa con nitrato de plata (pH 3) con la finalidad de remover sulfuros y halógenos. Una vez leída la concentración de CO₂, el analizador reporta el porcentaje de carbono inorgánico que será utilizado en el cálculo del contenido de CaCO₃ en la muestra (Manual de operación para módulo de acidificación CM5230). Para calcular el porcentaje de

CaCO_3 se debe tomar en cuenta el peso del calcio y oxígeno, por lo que se multiplica el porcentaje de CIT por un factor de 8.335 (González Yajimovich, 2004).

El principio operacional del coulómetro es la medición de carbono en el CO_2 del gas proporcionado a la celda, dicha celda contiene una solución catódica y una anódica, así mismo, se compone por dos electrodos uno de platino (cátodo) y otro de plata (ánodo). Al llegar el CO_2 es absorbido por la solución catódica (monoetanolamina), la cual mediante una corriente electroquímica entre el ánodo y el cátodo, da lugar a un ácido titulable (ácido hidroxietilcarbamato), el cual al ser titulado permite la medición continua del porcentaje de transmitancia mediante un haz de luz que atraviesa la celda (Manual de operación para coulómetro CO_2 CM5015).

2.5. Terrígenos

La mayor parte del sedimento en el núcleo DIPAL IV 36N se compone de terrígenos, los cuales pueden llegar a las cuencas mediante transporte eólico o por escorrentías. De acuerdo a González-Yajimovich (2004), en Cuenca Alfonso, el aporte de terrígenos mediante transporte eólico es mínimo y está asociado a condiciones secas, por lo tanto el contenido de terrígenos es considerado como un proxy de precipitación pluvial en la región. El porcentaje de terrígenos presentes en cada intervalo analizado, se obtuvo mediante la diferencia de los componentes biogénicos (COT, CaCO_3 y OB) y el total de la muestra.

$$\% \text{Terrígenos} = 100 - (\% \text{COT} + \% \text{CaCO}_3 + \% \text{OB})$$

RESULTADOS

Cuando el núcleo DIPAL IV-III 36N fue colectado, se perturbaron los primeros 90 cm, por tal motivo se realizó una corrección en las series de tiempo para estos primeros centímetros, en base al núcleo NH01-15, cuya ubicación es 24°38'20.4''N 110°35'58.8''O (al noroeste del núcleo analizado).

Los aportes de cada uno de los componentes analizados durante los últimos años se obtuvieron en porcentajes, los cuales se cambiaron a términos de Tasa de Acumulación de Masa (TAM), para establecer el aporte en masa acumulada en un centímetro cuadrado por año ($\text{mg}/\text{cm}^2/\text{año}$) de cada componente. Para determinar las TAM se usaron las obtenidas para el núcleo NH01-15GC, a las cuales se les sacó una media móvil para obtener las TAM de la parte inferior del núcleo.

3.1. Modelo de Edades

Para establecer un modelo de Edad adecuado para el núcleo DIPAL IV-III 36N, se correlacionaron los primeros 238 cm del porcentaje de Carbono Total con los del núcleo NH01-15GC, como se observa en la Figura 5, de los cuales se consideraron 157 puntos y las 2 muestras enviadas al laboratorio para fechado de radiocarbono, posteriormente se graficó la edad de la muestra en función del centímetro analizado, para así determinar la línea de tendencia y su ecuación, como resultado se obtuvo que la función $y=24.539x-38.452$ representa el 99.55% de los datos evaluados, sin embargo, como algunos de los valores estaban por debajo o por arriba de la línea de tendencia, se realizaron cuatro diferentes bloques para determinar sus respectivas funciones.

Para cada uno de los bloques se consideraron los puntos correlacionados entre 1-89 cm; 90-130 cm; 131-184 cm y 185-484 cm, y de misma manera se obtuvieron las funciones de cada bloque, las cuales fueron $y_{1-89}=26.47x-164$; $y_{90-130}=24.25x+85.77$; $y_{131-184}=24.18x-130.43$; $y_{185-484}=20.30x-886.05$, de las cuales todas tienen un R^2 superior a 0.9931.

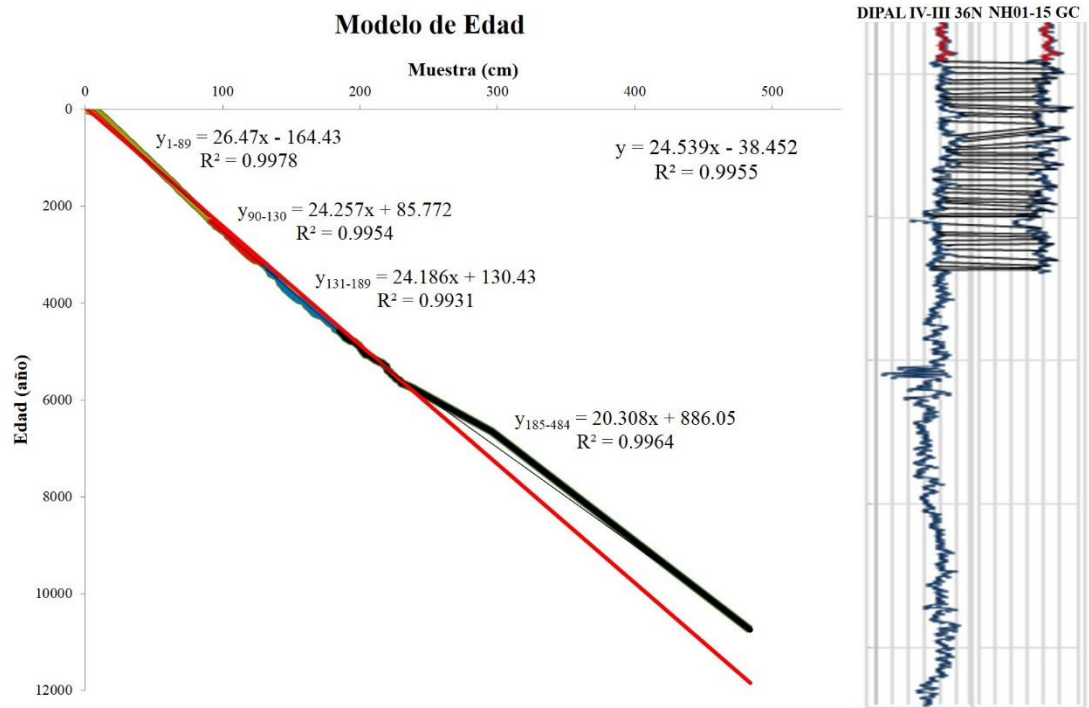


Figura 5 Modelo de Edad para el núcleo DIPAL IV-III 36N. (figura de la derecha: correlación de CT de los núcleos DIPAL IV-III 36N, NH01-15GC; la figura de la Izquierda: gráfica de la edad en función del centímetro de la muestra, con sus respectivas funciones)

Una vez definidas las ecuaciones, se determinaron las edades de cada una de las muestras, teniendo así una serie de tiempo desde hace 11,852 hasta 8 años antes del presente, comprendiendo así todo el Holoceno y los últimos 1,852 años del

Pleistoceno, estos últimos años comprenden parte del evento Younger Dryas y la transición del Pleistoceno al Holoceno.

3.2. Ópalo Biogénico

Los aportes de Ópalo Biogénico se emplearon como un proxy de paleoproduktividad primaria (PP) generada principalmente por diatomeas, las cuales se ven favoridas por un mayor aporte de nutrientes al océano. Actualmente la principal fuente de nutrientes al GC son las surgencias generadas en el lado Este del Golfo por vientos provenientes del Noroeste, los cuales mediante transporte Ekman generan transporte de agua superficial hacia fuera de la costa y bombean nutrientes inutilizados de aguas más profundas. Aunque este proceso ocurre en la margen Este del Golfo, dichos nutrientes son distribuidos de su lado Oeste del GC debido a la circulación en la región. En la cuenca Alfonso una fuente importante de nutrientes es el aporte generado por un giro ciclónico semipermanente en verano, que bombea nutrientes que se encuentran hasta 150 m de profundidad (Monreal-Gómez, 2001, Pérez-Cruz, 2006).

La TAM del OB en los últimos 11,852 años en general mostró una tendencia negativa (a disminuir), encontrándose dentro del intervalo de 0.41 (2,293 AAP) a 1.21 mg/cm²/año (8,441 AAP), con una media general de 0.90 mg/cm²/año. A través de esta serie de tiempo se aprecian variaciones en los aportes de OB en donde la productividad primaria (PP) aumenta en los periodos 11,852-11,487 AAP y 10,187-3,879 AAP, en los periodos de 11,487-10,187 AAP y 3,879-2,487 AAP los aportes de OB son intermedios con valores entre 0.94-0.74 mg/cm²/año y 0.96-0.51 mg/cm²/año respectivamente, sin embargo, estos periodos se podrían considerar como periodos de transición. De 2,487 AAP hasta la actualidad los aportes de OB han disminuido drásticamente, oscilando entre 0.76 y 0.41 mg/cm²/año,

De 11,852-11,487 AAP, periodo que comprende la parte final del evento YD, los aportes de OB oscilan entre 0.89 y 1.04 mg/cm²/año, al finalizar este lapso de tiempo (11,487-10,187 AAP) se aprecia una ligera disminución y fluctuaciones entre 0.74-0.94 mg/cm²/año de OB, durante 10,695-10,390 AAP. Este periodo corresponde con la transición del Pleistoceno al Holoceno. En el Holoceno Temprano (10,000-7,200 AAP) la PP muestra un fuerte incremento de hasta 1.21 mg/cm²/año (8,441 AAP) con un mínimo de 0.97 mg/cm²/año (8,989 AAP), el promedio del aporte de OB en esta etapa del Holoceno es de 1.08 mg/cm²/año, siendo así el intervalo de tiempo donde el OB se ve más favorecido a lo largo de nuestra serie de tiempo (Figura 6), entre 8,156-7,933 AAP y 7,527-7,344 AAP se obtuvo una ligera disminución en la TAM del OB. Durante el Holoceno Medio la variación del OB va de 1.13 a 0.89 mg/cm²/año, con un promedio de 1.0 mg/cm²/año, donde se obtuvieron tres periodos con baja PP (7,200-6,800; 5,780-5,500; 4,927-4,290 AAP), mientras que a principios del Holoceno Tardío (4,200-3,879 AAP) el aporte de OB fue alto estando en el intervalo de 1.07-0.96 mg/cm²/año, de 3,879 AAP a 2,293 AAP disminuyó el OB hasta 0.41 mg/cm²/año, teniendo un aumento en 2,366 AAP (0.59 mg/cm²/año). De 2,293 AAP a la actualidad los valores de OB comenzaron a variar entre 0.76-0.41 mg/cm²/año, favoreciéndose en los años de 2,184-1,857 y 1,830-1,667 AAP, mientras que de 1,096 a 876 AAP la TAM de OB disminuyó, posterior a esta última disminución se aprecia una ligera tendencia positiva.

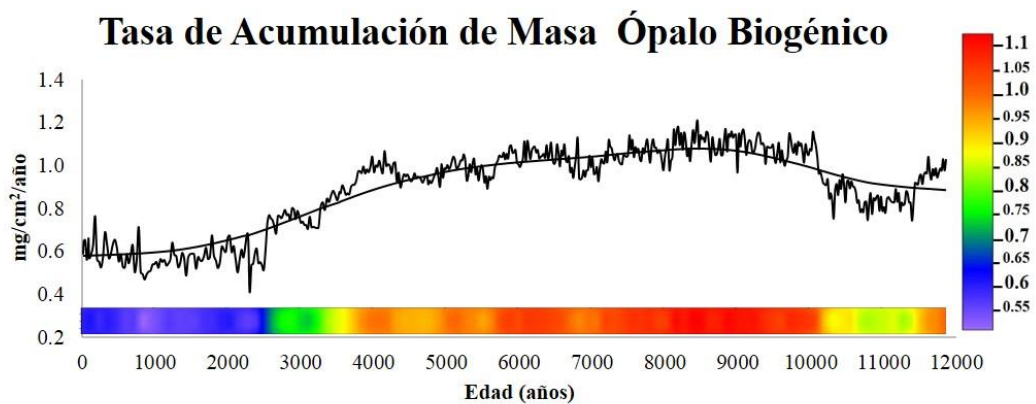


Figura 6 Serie de tiempo y diagrama de Hovmoller sobre la variación de la Tasa de Acumulación de Masa de Ópalo Biogénico en Cuenca Alfonso. De los últimos 12000 años antes del presente a la actualidad.

En la Figura 7, se puede apreciar la variación del contenido porcentual en peso de OB, el cual oscila entre 3.12 y 6.57%, con una media general de 5.01%. Durante 11,852-10,146 AAP el contenido de OB fue bajo, lo cual indica un periodo de poca PP, el periodo comprendido entre 10,146-5,638 AAP, a diferencia del anterior la PP fue alta, teniendo una ligera disminución durante 8,989; 8,055-7,974; 7,567-7,303 y 7,202 a 6,714 AAP, siendo este último es periodo donde la PP se vio más afectada. Posteriormente de 5,638-3,325 AAP el contenido de OB se estabilizó, teniendo aportes entre 4.52 y 5.35%, no obstante, hace 3,239 años el % de OB disminuyó hasta 4.46%, a partir de este año se aprecia una tendencia creciente hasta 2,560 AAP donde alcanzó un valor de 5.64%, de 2,560-2,487 AAP volvió a disminuir drásticamente el % de OB en los registros de la CA, después de esa drástica disminución a la actualidad, se obtuvo una tendencia positiva cuya variación es mayor que los años anteriores, siendo 2,293; 1,151-879 y 281-199 AAP, periodos de menos aporte de OB, mientras que de 498-281 AAP la PP aumento.

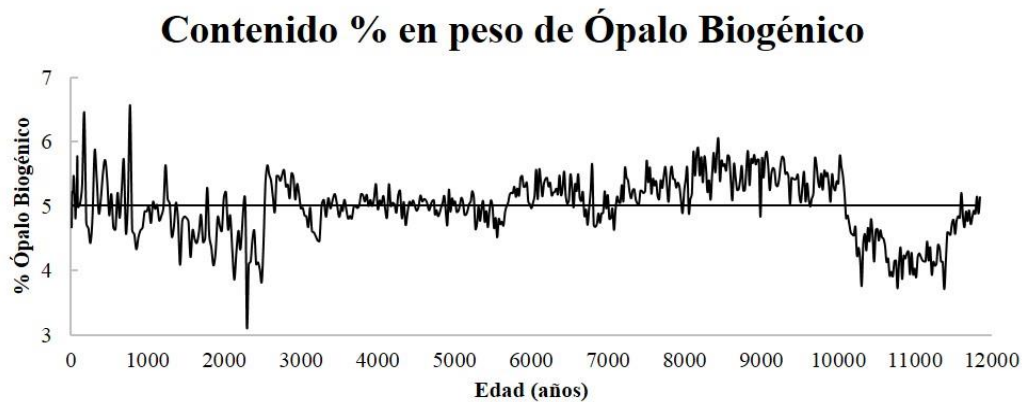


Figura 7 Contenido % en peso del Ópalo Biogénico en Cuenca Alfonso durante los últimos ~12,000 años al presente.

3.3. Carbono Orgánico Total

El Carbono Orgánico Total (COT) tuvo una media general de $0.87 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$, con un valor mínimo de $0.19 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$ hace 7,121 AAP, mientras que el máximo fue de $1.24 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$ (5,963AAP). En la serie de tiempo de la Figura 8 se pueden apreciar cinco principales periodos comprendidos 11,852-11,557 AAP; 11,557-7,182 AAP; 7,182-6,918 AAP; 6,918-4,024 AAP y 4,024 AAP a la actualidad, en los cuales los aportes de COT fueron más favorables entre 7,182-6,918 AAP de toda la serie de tiempo, no obstante, ente los años 7,182 a 6,918 AAP se aprecia una variabilidad muy marcada entre cada lapso de las muestras analizadas teniendo así un aporte de COT dentro del intervalo de $0.19\text{-}1.05 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$, así mismo a partir de 4,024 AAP hasta la actualidad se aprecia una tendencia negativa más marcada teniendo valores de hasta $0.53 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$ (172 AAP).

A finales del evento YD (11,852-11,507 AAP) el aporte de COT tuvo una media de 0.75, siendo el año 11,568 AAP el que se vio más favorecido con un aporte de 0.87

mg/cm²/año, a diferencia de hace 11,629 años donde el COT registrado fue de 0.70 mg/cm²/año. A lo largo del Holoceno Temprano la TAM del COT se aprecia una tendencia positiva teniendo una variabilidad entre 0.56 mg/cm²/año (7,466 AAP) y 1.10 mg/cm²/año (9,700 AAP), a lo largo de este tiempo la media fue de 0.88 mg/cm²/año, sin embargo, entre 9,618-9,578; 9,273-9,172 y 8,705-8,542 AAP bajó la paleoproductividad teniendo aportes de 0.74-0.76; 0.74-0.81 y 0.67-0.82 mg/cm²/año respectivamente, mientras que de 10,248-9,679 y 7,750-7,202 AAP el aporte de COT aumentó (1.10-0.82 y 1.03-0.937 mg/cm²/año). A principios del Holoceno Medio (7,162-6,918 AAP) los aportes de COT fueron muy variables, la media durante estos casi 250 años fue de 0.71 mg/cm²/año con una desviación estándar de 0.29 mg/cm²/año, posterior a estas variaciones el COT se vio un incremento hasta hace 4,024 años, no obstante, decreció de 5,577-5,455 y 4,988-4,765 AAP donde los aportes de COT oscilaron entre 0.93-1.08 y 0.67-0.83 mg/cm²/año. En los primeros 800 años del Holoceno Tardío, principalmente en el periodo de 4,024 a 2,293 AAP, es muy notable una tendencia negativa en la acumulación de COT, donde la TAM de COT va de 1.18 mg/cm²/año hasta 0.58 mg/cm²/año, posteriormente esta aumenta a 0.73 mg/cm²/año (2,184 AAP) manteniéndose así hasta casi 1,694 AAP, sin embargo, en 1,966 y 1,912 AAP la acumulación de COT disminuyó a 0.69 y 0.68 mg/cm²/año respectivamente. De 1,694-1,151 AAP el aporte de COT disminuyó de 0.77 mg/cm²/año hasta 0.56 mg/cm²/año, donde a partir de 1,151 AAP se aprecia una tendencia creciente teniendo así tres mínimos de 0.57; 0.61 y 0.53 mg/cm²/año en los años 852; 553-498 y 172 AAP respectivamente, durante los últimos 91 AAP la acumulación de COT aumentó hasta 0.77 mg/cm²/año, teniendo un mínimo de 0.70 mg/cm²/año hace 8 y 16 años.

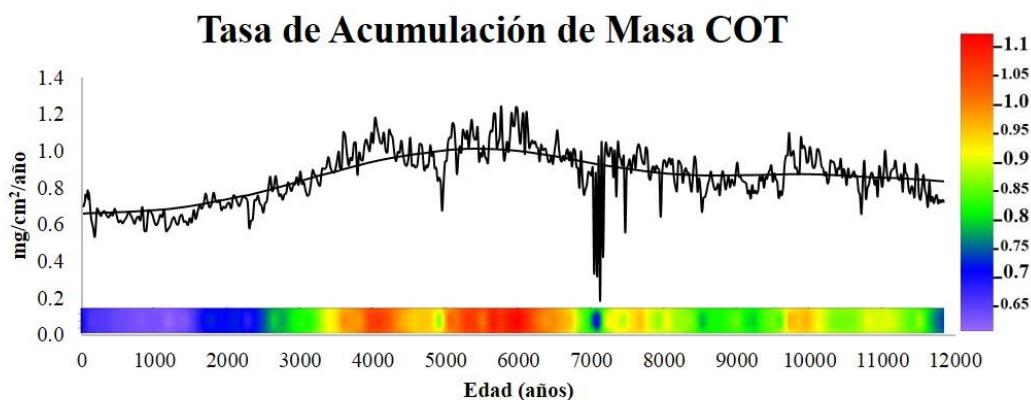


Figura 8 Serie de tiempo y diagrama de Hovmoller sobre la variación de la Tasa de Acumulación de Masa de Carbono Orgánico Total en Cuenca Alfonso durante los últimos 11,852 AAP a la actualidad.

La media general del % de COT es 4.88%, con un mínimo de 0.93 % y un máximo de 6.85% hace 7,121 y 74 años, respectivamente. En la Figura 9, se puede observar que el contenido % en peso del COT tiene una tendencia positiva, indicando un incremento en la productividad de la CA a lo largo de la serie de tiempo, de 11,852-9,796 AAP el porcentaje de COT se encuentra por debajo de la media general, presentando mayores aportes en el transcurso de 10,187-9,659 y 8,298-7,222 AAP (5.49-4.38% y 5.18-2.78%), de 7,162-6,918 AAP se puede apreciar una gran variación del contenido de TOC cuyo máximo es de 5.24% (7,141 AAP) y mínimo de 0.93% (7,121 AAP). A partir de 6,796 AAP a la actualidad la mayoría de los valores obtenidos son superiores a 4.88%, mostrando una disminución de productividad en los periodos: 5,171-4,700; 3,855-3,710; 2,487-2,293; 1,749-1,151; 797-553 y 172 AAP.

Contenido % en peso de Carbono Orgánico

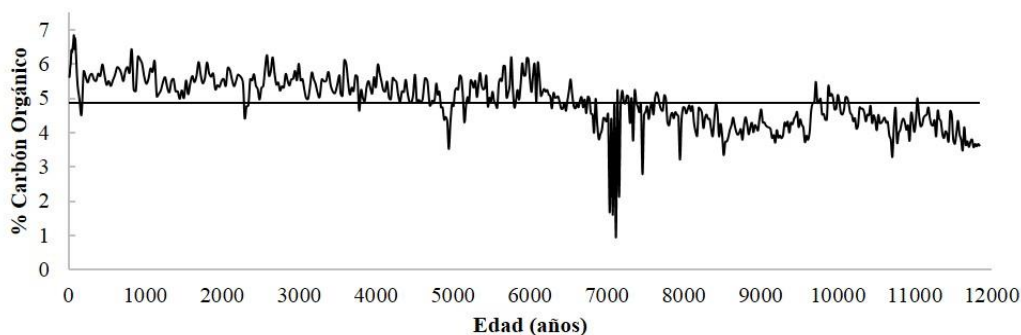


Figura 9 Contenido % en peso del Carbono Orgánico Total en Cuenca Alfonso durante los últimos ~12,000 años.

3.4. Carbonatos

La media general de la TAM de CaCO_3 en la serie de tiempo es de 2.32 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$, el mínimo aporte fue hace 172 años (0.5 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$), mientras que el máximo se registró a los 10,715 AAP (6.84 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$). Como se observa en la Figura 10 a lo largo de la serie de tiempo en varios periodos el aporte de CaCO_3 fue mayor, principalmente entre 11,852-9,090 AAP, donde la TAM se registró en un intervalo de 1.20 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$ (10,106 AAP) y 6.84 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$ (10,715 AAP) teniendo aportes mínimos de 1.33; 1.90; 1.91; 2.11 y 2.15 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$ en los años de 10,431; 9,882; 9,720; 11,609; 11,487 AAP respectivamente. En el periodo de 9,090 a 4,846 AAP disminuyó la TAM de CaCO_3 oscilando entre los valores de 4.06 a 0.62 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$ (8,684; 7,750 AAP), a excepción del periodo comprendido entre 7,161 y 6,694 AAP donde los aportes de carbonatos aumentaron, teniendo un máximo de 5.01 (6,897 AAP) y un mínimo de 1.83 (6,775 AAP). Durante 4,846 a 3,662 AAP incrementó el aporte de carbonatos de 1.24 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$ hasta 4.17 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$ donde a partir de este año hasta 2,560 AAP se aprecia una tendencia negativa más marcada,

llegando así a una TAM de CaCO_3 de $0.73 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$. No obstante, desde 2,560 AAP a la actualidad los aportes de CaCO_3 comenzaron oscilar entre 2.47 y $0.5 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$.

En los años correspondientes a finales del evento YD (11,500-11,854 AAP) la mayoría de los valores oscilan entre 3.38 y $3.06 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$, sin embargo, en 11,670 AAP se registró un máximo de $4.00 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$ mientras que en los años 11,609; 11,548 y 11,487 se obtuvieron tres mínimos, el primero de $2.11 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$, el segundo de $2.48 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$ y el tercero de $2.15 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$. Después de este periodo hasta 11,385 AAP la tasa de acumulación de carbonatos aumentó hasta $4.86 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$, a partir de este año a 10,654 AAP la TAM de CaCO_3 varió principalmente entre 2.95 y $5.13 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$, sin embargo, en el año 11,040 tuvo un mínimo de $2.35 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$, mientras que en 10,715 AAP la acumulación de CaCO_3 fue $6.84 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$, siendo así, el máximo aporte registrado en la serie de tiempo. A principios del Holoceno Temprano (10,614 a 9,679 AAP) los aportes de CaCO_3 disminuyeron, oscilando principalmente entre 2.20 y $4.21 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$, teniendo mínimos en 10,431; 10,106; 9,882; y 9,720 AAP los cuales registran TAM de 1.33 ; 1.20 ; 1.90 ; $1.91 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$ respectivamente, de igual manera presenta un máximo de $5.11 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$ en 10,451 AAP. En los años de 9,659-9,111 AAP hubo un marcado incremento en la acumulación de carbonatos la cual se registra principalmente entre los valores de 4.78 y $3.25 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$, siendo el año de 9,578 con mayor aporte y 9436 AAP con el menor aporte de CaCO_3 , de 9,070 a 8,887 AAP disminuyó la TAM manteniéndose con una media de $2.28 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$, a partir de 8,847 a 8,603 AAP hubo una tendencia positiva donde la TAM llegó hasta $4.06 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$ en 8,684 AAP. A finales del Holoceno Temprano la variabilidad en los aportes de CaCO_3 fue en su mayoría de 2.60 y $0.93 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$, sin embargo, en los años 7,527 y 7,750 AAP los aportes fueron menos (0.70 y $0.62 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$) mientras que en 7,953 y 7,405 AAP los aportes ascendieron a 3.08 y $3.56 \text{ mg/cm}^2/\text{año}$.

En el Holoceno Medio la TAM de CaCO_3 presentó una media de 2.18 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$, mientras que los primeros 447 años (7,182-6,816 AAP) los aportes de carbonato fueron más altos, encontrándose en un intervalo de 5.01 y 2.55 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$, entre 6,775 a 4,145 AAP la acumulación de CaCO_3 no mostró una tendencia significativa, pero se obtuvieron tres máximos de 3.66; 3.76 y 3.34 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$ en los años 6,471; 5,151 y 4,387 AAP y un mínimo de 0.74 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$ hace 5,618 años. A partir de 4,145 a 3,662 AAP (inicios del Holoceno Tardío) aumentó el aporte de carbonatos de 1.26 hasta 4.17 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$, durante 3,662 a 2,560 AAP se obtuvo una tendencia negativa donde la TAM disminuyó hasta 0.73 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$, sin embargo, en el año 3,215 la TAM de CaCO_3 incrementó a 3.44 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$. De 2,560 AAP a la actualidad la acumulación de CaCO_3 tuvo una media de 1.258 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$, siendo los años 2,463; 2,342; 879 y 8 AAP cuyo aporte fue favorecido teniendo una TAM superior a 1.79 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$ (2.47; 2.32; 1.96 y 1.86 $\text{mg/cm}^2/\text{año}$), mientras que los años 1,667-1,803; 172 y 45 AAP presentaron una menor TAM de carbonatos.

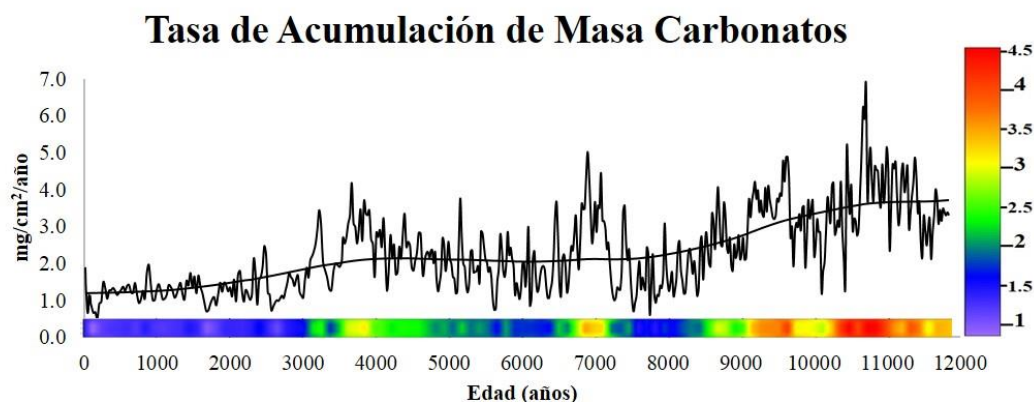


Figura 10 Serie de tiempo y diagrama de Hovmoller sobre la variación de la TAM de Carbonato en función del Tiempo de la Cuenca Alfonso durante los últimos 11,852 AAP

En la Figura 11 se puede apreciar que la tendencia del contenido % en peso de CaCO_3 es negativa, siendo 7,750 AAP el año que presentó menor contenido de

carbonato (3.08%), a diferencia de hace 10,715 años donde el contenido de CaCO_3 fue de 34.26%, en general el contenido de CaCO_3 durante los últimos ~12,000 años es de 12.65%. La acumulación de CaCO_3 se vio más favorecida entre 11,852 a 9,030 AAP, periodo en el cual se puede distinguir que decrecimiento de 11,629-11,527 y 10,614-9,679 AAP, donde la mayoría de los valores oscilaron en el intervalo de 9.5 y 19% de CaCO_3 , teniendo como valores extremos 25.59% y 6.0% (11,263 y 10,106 AAP) . A lo largo de 9,030-7,527 AAP se obtuvo una drástica disminución en los aportes de CaCO_3 , presentando dos ligeros incrementos durante 8,806-8,664 y 7,710-7,608 AAP. Posterior a este decrecimiento hasta la actualidad, la tendencia negativa en el contenido de CaCO_3 y su variación es menos pronunciada aparentando así estabilizarse justo por debajo de la media general, no obstante, muestra algunas señales donde la acumulación de CaCO_3 incrementa o disminuye un poco más, los intervalos de tiempo donde aumentó el contenido % en peso de carbonatos fueron: 7,466-7,385; 7,182-6,694; 5,151; 3,928-3,565; 3,268-3,094 y 879 AAP, siendo 5,618; 2,706-2,536; 2,366-2,269; 1,803-1,613; 199-41AAP los años donde la acumulación de CaCO_3 fue menor.

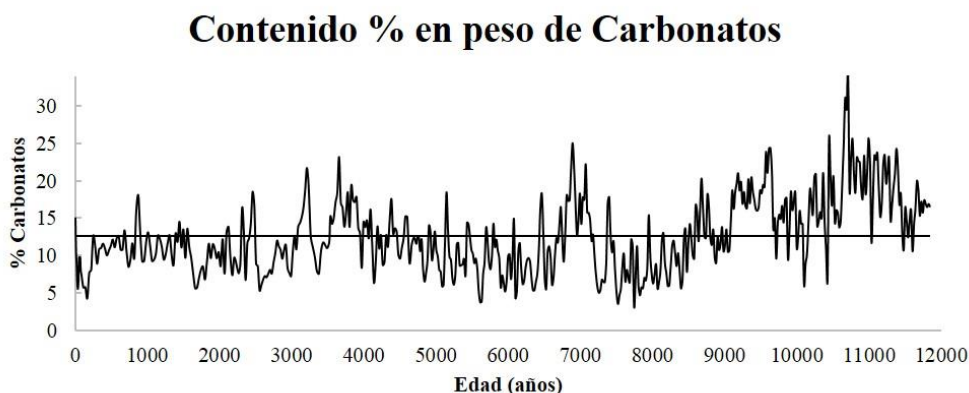


Figura 11 Contenido % en peso del Carbonatos en Cuenca Alfonso durante los últimos ~12,000 años.

3.5. Terrígenos

Al igual que el resto de los componentes, la tendencia general de la TAM de terrígenos en los últimos 11,852 años tiene una tendencia negativa (decreciente), encontrándose dentro del intervalo de 7.83 (879 AAP) a 17.22 mg/cm²/año (7,750 AAP), con una media general de 12.94 mg/cm²/año. A través de esta serie de tiempo se aprecian variaciones en los aportes de OB en donde la Pp se ve favorecida durante 11,852-3,976 AAP teniendo valores entre 7.83-17.22 mg/cm²/año, a excepción de 10,715-10,675; 9,369-9,111; 7,222-6,897 y 4,805-4,411 AAP, donde disminuyeron un poco los aportes de terrígenos. Desde 3,976 a 879 AAP la TAM de T disminuyó drásticamente, oscilando de 15.72 hasta 7.83 mg/cm²/año, a partir de 879 AAP hasta la actualidad se puede apreciar un cambio en la tendencia, la cual comienza a incrementar.

A pesar de que entre 11,852-3,976 AAP la acumulación de terrígenos es alta, se pueden apreciar periodos donde disminuyen o aumentan. Por ejemplo, de 11,852-11,426 AAP, los aportes de T oscilan entre 13.93-16.06 mg/cm²/año, durante el Holoceno Temprano 11,426-7,222 AAP aumentan el aporte de T, teniendo una disminución en los años 10,715-10,675; 9,639-9,111 y 7,405 AAP, donde las TAM varían entre 11.69-12.20; 13.29-14.95 y 14.45 mg/cm²/año. A lo largo del Holoceno Medio se aprecia que los primeros años (7,242-6,897 AAP) la TAM tiende a decrecer hasta 13.25 mg/cm²/año, aumentando la acumulación de T de 6,857 a 4,145 AAP, teniendo una disminución entre 4,805-4,339 AAP donde la TAM de T se encuentra en un intervalo de 13.66-14.71 mg/cm²/año. A partir de 4,145 a 879 AAP se puede apreciar una tendencia negativa muy marcada, así mismo algunos periodos como 3,928-3,354; 3,215-2,536 y 2,463-1,667 AAP donde aparenta establecerse. De 879 AAP hasta la actualidad se puede ver que existe una tendencia creciente.

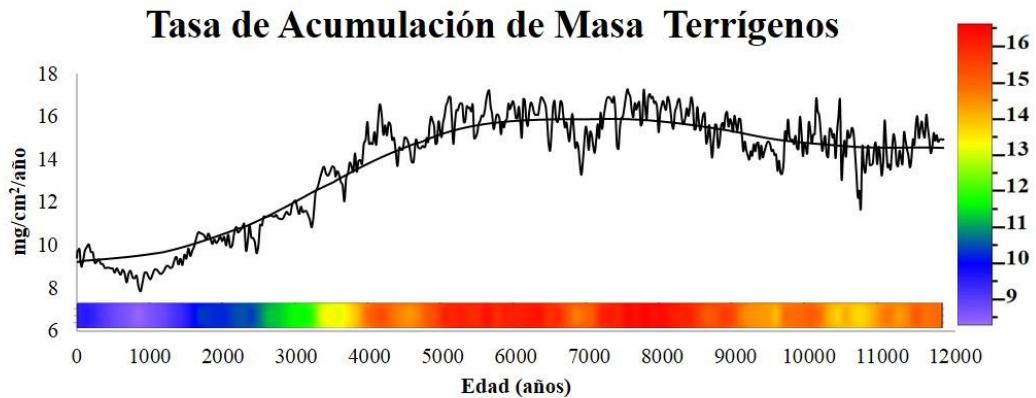


Figura 12 Serie de tiempo y diagrama de Hovmoller sobre la variación de la TAM de Terrígenos en función del Tiempo de la Cuenca Alfonso durante los últimos 11,852 AAP

A diferencia de la TAM de T, el contenido % en peso (Figura 13) tiene una tendencia positiva y presenta poca variabilidad, sin embargo, la variación en la serie de tiempo va disminuyendo hacia la actualidad. En nuestra serie de tiempo, la acumulación % de T registró un intervalo de 86.36% y 58.4% (7,527 y 10,715 AAP respectivamente), con una media de 77.46%.

De finales del Pleistoceno a 9,111 AAP el % de T es bajo, principalmente de 11,284-10,615 AAP, siendo de 10,715-10,675 AAP los años con menor contenido % de T a lo largo de toda la serie de tiempo, posteriormente de 9,618-9,111 AAP también se aprecia una disminución en la acumulación de T, durante 9,111 AAP aumentó el % de T hasta 4,145 AAP a excepción de 7,405 y 7,161-6,755 AAP donde disminuyó el % de T, en este último intervalo de tiempo registró un mínimo en 6,897 AAP (66.36%). En los años comprendidos entre 4,145 y 3,118 AAP el aporte de T fue menor, sin embargo, de 3,589-3,268 AAP aumentó el % de T en la CA. A partir del año 3,118 AP a la actualidad el contenido % en peso de Terrígenos aumentó, teniendo registros por arriba de 77.46%, a excepción de los 1,558-254 AAP, años en los cuales

el aporte de T fue un poco más bajo a lo largo de este periodo, teniendo un mínimo hace 879 años.

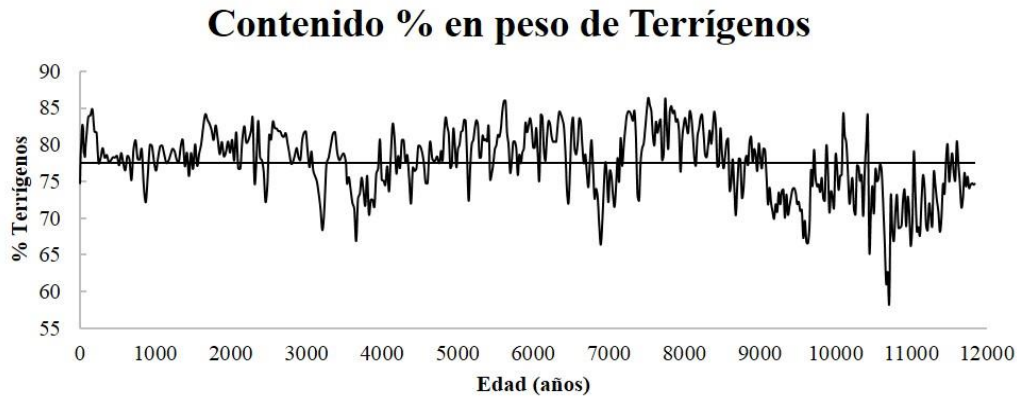


Figura 13 Contenido % en peso de Terrígenos en Cuenca Alfonso durante los últimos ~12,000 años.

3.6. Insolación

La entrada de humedad en la Cuenca Alfonso se atribuye principalmente al Monzón de Norte América, asociado con la Zona de Convergencia Inter-Tropical cuya posición está ligada a la variabilidad solar (Poore et al. 2004; Ricaurte –Villota et al. 2013), por tal motivo se comparó la TAM de terrígenos con la Insolación (Irradiancia Solar), la cual es la potencia de radiación electromagnética emitida por el sol que incide en un metro cuadrado de superficie (W/m^2), siendo así uno de los factores principales que permite la modulación de la circulación atmosférica.

Como se puede apreciar en la Figura 14, la Insolación a 24.62°N (obtenida con el programa de análisis de insolación de serie de tiempos por Didier Paillard, 1996) comienza a disminuir aproximadamente a los 10,000 AAP, este mismo

comportamiento se observa en la acumulación de terrígenos, sin embargo, en 9,136 AAP la acumulación de terrígenos comienza a aumentar, sugiriendo la prevalencia de condiciones que permiten aumentar la TAM de T hasta 4,805 AAP, este periodo comprende los años considerados como un evento cálido denominado Clima Optimo del Holoceno (COH), no obstante de 7,242-6,897 AAP la TAM de T se vio afectada y decreció. A partir de 4,805 a 879 AAP la acumulación de Terrígenos muestra una tendencia negativa, siguiendo así el comportamiento de la línea de Insolación. De misma manera, se puede observar que a partir de 1,124 años hasta la actualidad la irradiancia comenzó a incrementar, mientras que a partir de 879 AAP la acumulación de T también muestra una tendencia positiva.

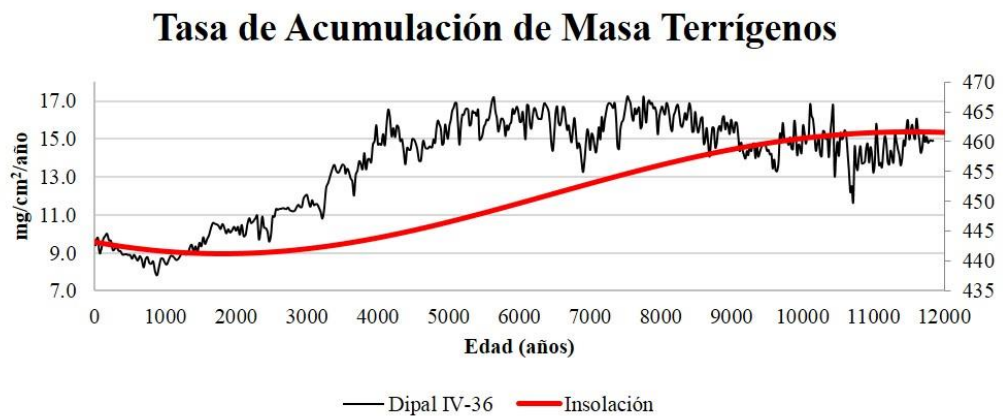


Figura 14 Comparación del aporte de terrígenos y la Insolación, durante los últimos ~12,000 AAP a 24.62°.

Otro de los elementos analizados que aparentan seguir la tendencia de la Insolación es el Ópalo Biogénico (Figura 15). En la cual a partir de 10,106 AAP tiene una tendencia negativa al igual que la insolación, sin embargo, durante el intervalo de 9,136-4,805 AAP se aprecia un incrementando en la TAM de OB, de mismo modo que se registró con los terrígenos. A partir de 4,805 AAP hasta 876 la TAM de OB disminuye volviendo a aumentar de 876 AAP hasta la actualidad, siguiendo así la línea de tendencia de la Insolación.

Tasa de Acumulación de Masa Ópalo Biogénico

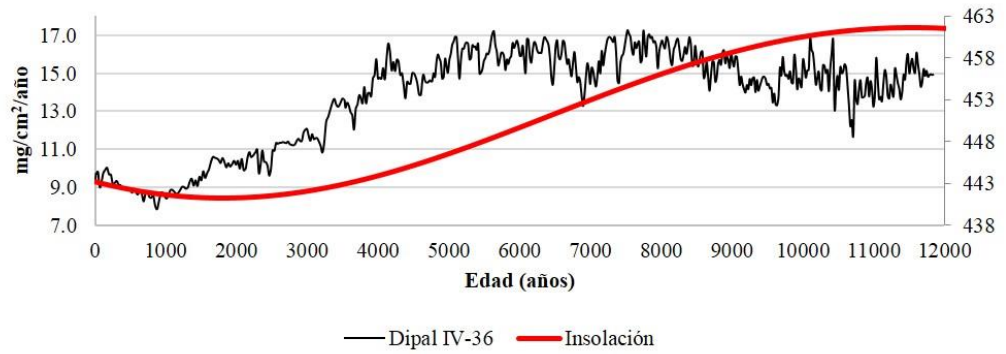


Figura 15 Comparación del aporte de OB y la Insolación, durante los últimos ~12,000 AAP a 24.62°.

Esta similitud entre la acumulación de OB y la irradiancia, posiblemente no es directa, pero podría sugerir que la PP en la CA está relacionada con los aportes de Terrígenos, teniendo así un aporte de nutrientes de origen litológico.

DISCUSIONES

Las tasas de sedimentación registradas en CA varía de 0.33 a 0.61 mm/año (Pérez-Cruz, 2000; Choumilin et al., 2011), la tasa de sedimentación obtenida en el núcleo DIPAL IV-III 36N fue de 0.45 mm/año, este valor se encuentra dentro del intervalo de registros previos, siendo así 1cm representa ~21.94 años, esta tasa de sedimentación es relativamente baja en comparación de las tasas de sedimentación en el Golfo de California, tal es el caso de la Cuenca La Paz la cual está entre 1.2-2.2 mm/año (De Diego & Douglas, 1999; DeMaster, 1981).

A lo largo de los últimos ~12,000 años, las Tasas de Acumulación de Masa de los componentes analizados (OB, COT, CaCO_3 y T), muestran una tendencia general negativa siendo evidencia de una disminución en la productividad primaria y precipitación pluvial. Esto coincide con estudios previos de Cuenca Alfonso realizados por Ganeshram y Pedersen (1998); Gonzalez-Yajimovich et al. (2004), Douglas et al. (2007), Ricaurte-Villota et al. (2013). Esta disminución de la PP y Pp coincide con una disminución de la temperatura (Ganeshram y Pedersen, 1998).

El ópalo biogénico se empleó como un proxy de productividad primaria. Considerando que las diatomeas son la principal fuente de ópalo y que son oportunistas, un incremento en la acumulación de ópalo indica un mayor aporte de nutrientes a la columna de agua. Actualmente el contenido de OB en los sedimentos del GC, principalmente del lado oriental, oscila entre 10-30% (DeMaster, 1981) y coincide con las regiones en donde predominan las surgencias generadas por los vientos del Noroeste (invierno), estos valores son altos en comparación con los valores obtenidos en este estudio (3.12-6.57%), coincidiendo con los valores reportados del núcleo NH01-15 (2.4-6.6%), confirmando así que el flujo de ópalo es menor en el GC oriental que en el occidental (Gonzalez-Yajimovich, 2004). Otra característica encontrada en nuestro registro es que el aporte de OB no tiene un comportamiento general inverso con los T, coincidiendo así el incremento de PP con el incremento de Pp durante condiciones cálidas. Este mismo comportamiento se apreció en el trabajo de Ricaurte-Villota et al. (2013), el cual al ser

comparado con los aportes de Fe en CA confirmó lo expuesto por Gonzalez-Yajimovich et al. (2004), sobre una relación directa entre la PP y Pp, al ser las escorrentías un mecanismo de fertilización para la PP. De igual manera Thunell et al. (2007) encontraron que en las cuencas de Santa Barbara, Guaymas y Cariaco, los flujos de materia orgánica están relacionados con los aportes minerales, sugiriendo que los minerales de mayor densidad optimizan el flujo de materia orgánica al fondo oceánico (Klaas and Archer, 2002).

El COT es considerado como proxy de la PP en la columna de agua (Zhao et al., 2006), y al igual que el OB tiene un comportamiento similar al aporte de T, e inversos al contenido de carbonatos. Los valores obtenidos de COT en el núcleo NH01-15 (Gonzalez-Yajimovich et al., 2004) oscilan entre 3.04 y 6.85%, mientras que en el núcleo DIPAL IV-III 36N se encuentran entre 0.93 y 6.85%, como se puede ver los valores registrados en este estudio son parecidos a los del estudio anterior, sin embargo, de 7,162-6,918 AAP es un periodo de gran variación donde se obtuvo el mínimo de 0.93%.

Barron et al. (2005) relacionaron la influencia de aguas tropicales en el GC con el contenido de CaCO_3 , siendo los cocolitofóridos la principal fuente de carbonatos. La acumulación de CaCO_3 también se asocia con aguas estratificadas y/o pobres en nutrientes. En la CA los cocolitoforidos también se asocia con la influencia de aguas pobres en nutrientes, de tal manera que la acumulación de carbonato de calcio en la cuenca se ve favorecida en condiciones similares a las actuales en invierno, ya que estas condiciones restringen el giro ciclónico y los aportes de nutrientes provenientes del continente. En este estudio los valores de carbonatos oscilaron ente 3.08-34.26%, dichos valores son similares a los encontrados en estudios anteriores en Cuenca Alfonso (4.2-31.2%) y Cuenca La Paz (5-23%) (Gonzalez-Yajimovich et al., 2004; Bernal-Franco, 2001). El contenido relativo en peso de CaCO_3 muestra una tendencia general negativa pero asincrónica al contenido de T, OB y COT, esto se debe a que en la degradación de COT existe una producción de CO_2 lo cual acidifica el medio y permite la disolución de los carbonatos (Broecker y Peng, 1982; Emerson y Hedges, 1988; Archer y Maier-Reimer, 1994).

El flujo de terrígenos está regulado principalmente por escorrentías, de tal manera que la TAM de terrígenos (T) es empleada como un proxy de precipitación pluvial (Pp), generada principalmente por la influencia del Monzón de Norte América (Poore et al. 2004; Ricaurte-Villota et al., 2013). González-Yajimovich (2004) reporta valores entre 70-90% de terrígenos durante los últimos ~6,000 años; los reportados en este trabajo se encuentran en un intervalo de 58.54-86.36% en los últimos ~12,000 años, lo cual se puede considerar que son aportes similares ya que los valores más extremos se localizan desde finales del YD hasta finales del Holoceno Temprano, tiempo que no alcanzó a cubrir el mencionado estudio. Así mismo, se puede apreciar que el contenido relativo (%) en peso de terrígenos no muestra tendencia en general, mientras que la TAM tiene una tendencia negativa, ambas series tienen variaciones importantes, lo cual sugiere una disminución en la intensidad de las lluvias y en el aporte de terrígenos, pero una relación similar con los otros componentes, manteniéndose constante la proporción entre componentes. En general el contenido de terrígenos en cuenca Alfonso muestra un cambio a través del registro de condiciones más húmedas a condiciones más áridas.

Esta tendencia general de condiciones húmedas a secas a través de Holoceno ha sido reportada por estudios anteriores (González-Yajimovich, 2004; Pérez-Cruz, 2006; Barron et al., 2005; Ricaurte Villota, 2013), los cuales compararon estos resultados con registros de la Cuenca Cariaco, la cual muestran una notable coincidencia. Esta cuenca se caracteriza por ser sensible a las variaciones climáticas al encontrarse al norte de la Zona de Convergencia Inter-Tropical, y su disminución a través del Holoceno es atribuida a una migración hacia el sur de la ZCIT en respuesta a cambios en la insolación asociada con el componente de precesión (Haug et al., 2001; González Yajimovich, 2004).

Las TAM (principalmente T y OB) comienzan a estabilizarse a partir de los 2,500 AAP, y muestran un repunte, esto es una tendencia positiva a partir de 876 AAP, mediante esto se puede deducir que durante los últimos años existe un cambio de condiciones áridas a húmedas, cambio que también fue reconocido por Pérez Cruz (2006), quien determinó la abundancia de

radiolarios y midió la susceptibilidad magnética, encontrando un cambio de condiciones cálidas y secas a condiciones más húmedas.

El comportamiento de las TAM de los componentes, muestran un incremento en ~8,000 AAP, los cuales están seguidos de una disminución, debido a esto se podría decir que apoyan el modelo conceptual propuesto por Barron et al. (2012), donde sugieren una tendencia de condiciones más cálidas en la región subtropical del Pacífico y GC, entre 8,000-6,200 AAP, seguido de una tendencia de enfriamiento. El contraste térmico impulsó el clima moderno en la región, cambiando la climatología del Monzón de Norte América. De acuerdo a Barron (2012) durante el Holoceno temprano el MNA se centraba entre el Suroeste de Estados Unidos y el Oeste de los 114°O, cambiando a una posición más hacia el Este de los ~114°O, en respuesta a un incremento en las surgencias en la Corriente de California modificando así la entrada de humedad monzónica en el GC.

Existen algunos registros del GC donde se aprecian periodos que no coinciden con la curva de insolación o se ven afectados de manera drástica los aportes sedimentarios. Los más reconocidos son el Clima Óptimo del Holoceno o Máximo Termal del Holoceno (COH; ~10,500-5,400 AAP), evento 8.2 Ka (8,2ka; ~8,200-7,700 AAP), Periodo Cálido Medieval (PCM; ~1,020-920 AAP), Pequeña Era del Hielo (PEH; ~203-453 AAP) (González-Yajimovich, 2004; Haug et al. 2001; Pérez-Cruz, 2006; Barron et al., 2005), de los cuales el COH y el PCM son eventos considerados como cálidos, mientras que el resto se consideran eventos fríos. En el registro estudiado se pueden apreciar algunas respuestas que corresponden a estos eventos durante los intervalos de ~10,000-5,000; 1,100-900; 500-280 AAP, teniendo así registros de las respuestas a eventos globales (COH, PCM y PEH), cabe mencionar que la diferencia en los tiempos se puede atribuir a los diferentes modelos de edades empleados. La presencia en estos registros de eventos climáticos de corta duración y de ocurrencia global confirma lo afirmado por Ricaurte Villota (2013) sobre el potencial de esta región para estudiar cambios climáticos de escala global.

Los eventos cálidos aumentan los T y el OB, así mismo se observa que a pesar de que los aportes de COT en algunos eventos antes o después de los últimos 6,796 años están por debajo o por arriba de la media general, tienen el mismo comportamiento que los componentes anteriores, en contraste de los CaCO_3 los cuales tienen una relación inversa.

En el PCM se registra un incremento muy ligero de las precipitaciones pluviales y la productividad primaria determinada principalmente por los componentes COT y CaCO_3 , durante la PEH también se nota un incremento en la productividad primaria, con la diferencia que la PP está determinada por un aumento en el porcentaje de ópalo biogénico, la diferencia es que en contraste a la PCM durante la PEH el COT tuvo un incremento menor que el OB, esto puede ser debido a un aumento ligero de las lluvias durante el PCM y la consecuente descenso en la fertilización, conducente a una PP dominada por cocolitofóridos y su consecuente aumento en el contenido de CaCO_3 .

En contraste con lo esperado para la región, durante la PEH se nota un incremento en el aporte de terrígenos, lo cual implica un aumento en la Pp. Se esperaría lo contrario debido a que una disminución en las temperaturas se asocia en esta región con una disminución de la influencia tropical debido a un debilitamiento del MNA. Este comportamiento en la PEH coincide con lo registrado anteriormente, lo cual diferentes autores lo atribuyen a un fuerte relajamiento de la actividad solar asociado a una disminución en la presencia de manchas solares conocida como Mínimo de Maunder (Archivald, 2008; González-Yajimovich, 2004) que permitió la migración de las trayectorias de tormentas del norte trayendo lluvias frías a la región.

El COH también se puede caracterizar como un periodo de alta precipitación pluvial, de hecho durante este periodo se registran los máximos de T. Donde el aporte de material terrígeno permitió un incremento en la PP, evidenciado por el alto contenido de OB y por ende dominada por diatomeas. El inicio del COH marca un incremento en el OB y el COT y una consecuente disminución de CaCO_3 , debido a la generación un ambiente un poco más ácido, permitiendo la disolución de carbonato, a excepción de periodos comprendidos entre 9,600-

9,100; 7,200-6,700 AAP donde el contenido % de T disminuyó y los carbonatos aumentaron, esto sugiere una disminución en la precipitación pluvial y productividad primaria dominada por diatomeas.

A finales del YD, el aporte de CaCO_3 era alto, mientras que el de los T y OB eran moderadamente bajos, esto indica que en la columna de agua predominaban aguas pobres en nutrientes, posiblemente no se podía desarrollar bien el giro ciclónico, por lo tanto la columna de agua se encontraba más estratificada, sin embargo, al finalizar la última glaciación se observa una tendencia positiva muy marcada durante 11,500-10,000 AAP, revelando que a principios de la etapa interglacial existió un aporte de nutrientes al aumentar las lluvias, y comenzaron a disminuir los carbonatos.

David Archibald (2008), reconstruyó una serie de tiempo de las temperaturas superficiales en el Hemisferio norte (Figura 17), donde muestra una variación en las temperaturas principalmente en estos eventos, comparando esta figura con la Figura 16, se puede evaluar que ciertas variaciones en las series de tiempo, coinciden con la variación en las temperaturas, principalmente en los eventos ya descritos (YD, COH, PCM y PEH), así mismo se observa que durante el COH existen 3 fases, una donde la temperatura es mayor (~8,000-6,000 AAP), otra donde la temperatura disminuye 0.25° de la temperatura media (~6,000-5,000 AAP) y otra donde la temperatura aumenta pero no logra ser igual que en la primera fase (~5,000-4,500 AAP). David Archibald quien se enfoca en las variaciones por los ciclos de manchas solares, menciona que la temperatura está completamente vinculada a las variaciones de irradiación solar. Considerando lo propuesto por Haug et al. (2001), las TAM corresponden a la variación de la irradiancia a excepción del tiempo comprendido por el COH, donde se aprecia un incremento el cual está interrumpido por un periodo de disminución en la Pp, por lo tanto esto sugiere que la variación climática de los últimos 11,582 AAP en CA esta principalmente influenciada por las variaciones de irradiancia solar y los ciclos de manchas solares.

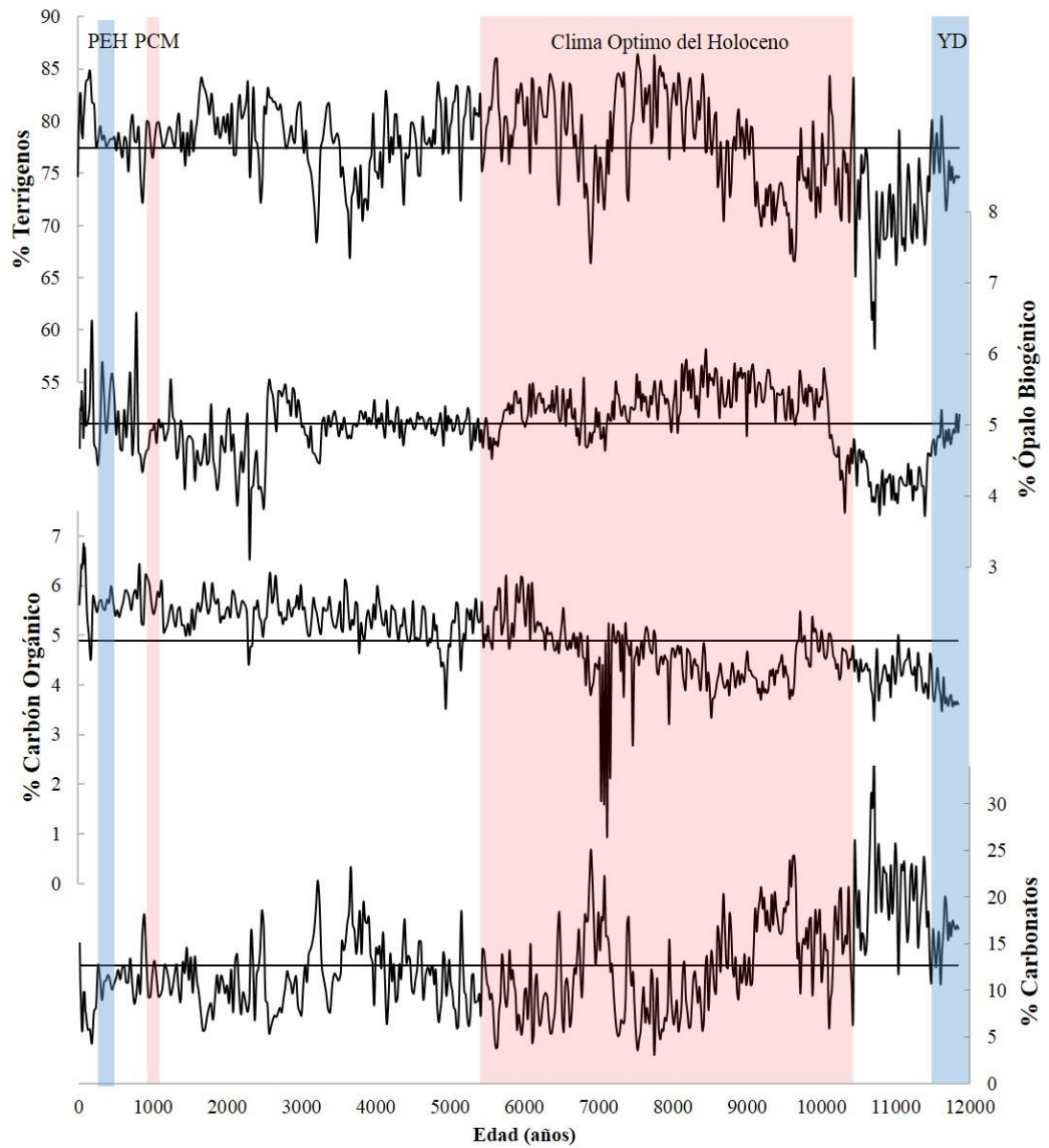


Figura 16 Comparación de los contenidos en % de peso de los componentes T; OB; COT; CaCO_3 en Cuenca Alfonso.

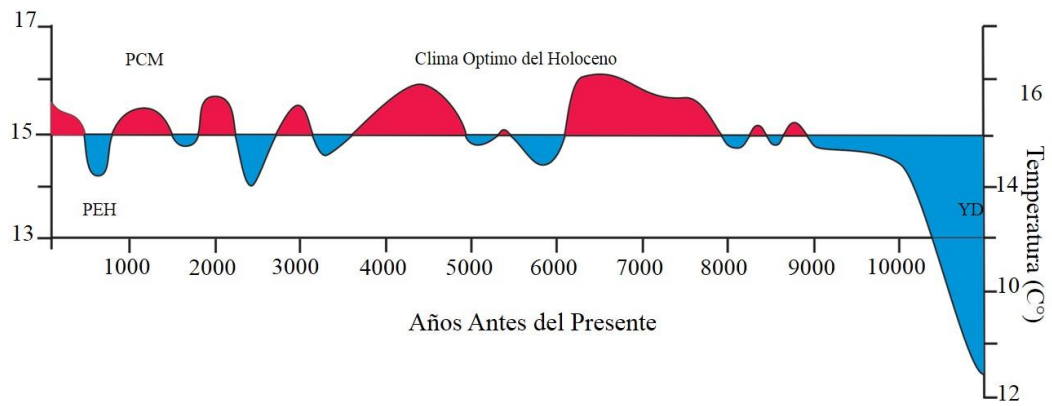


Figura 17 Promedio de las temperaturas superficiales en el hemisferio norte durante los últimos 11,000 años (D. Archibald, 2008)

CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos son similares a los reportados anteriormente, así mismo el comportamiento de los componentes revelan una directa relación de la PP y Pp en CA durante los últimos ~12,000 años, comportamiento opuesto al resto de las cuencas en el GC donde la PP es inversa a la Pp. Dado que los valores obtenidos se encuentran dentro del intervalo de los registros en el Golfo, esto permite validar los resultados logrando así un registro más antiguo sobre la variación climática en CA.

La relación directa que existe entre la PP y Pp permitió reiterar que durante los últimos ~12,000 años el Fe ha sido uno de los limitantes para la PP, siendo las esorrentías un mecanismo de fertilización de la columna de agua.

Los resultados obtenidos en general muestran una variación climática de condiciones húmedas a áridas, a excepción de los últimos 2,500 años donde se aprecia un incremento en la influencia de humedad en la región

Así mismo, en nuestras series de tiempo se obtuvieron significantes variaciones durante ~10,000-5,000; 1,100-900; 500-280 AAP, como respuestas a eventos globales que corresponden a COH, PCM y PEH respectivamente.

Por otro lado el registro de los componentes analizados mostraron cambios drásticos como respuesta a las variaciones de la irradiancia solar y los ciclos de manchas solares, siendo estos los principales factores que controlan los aportes sedimentarios, apoyando así la hipótesis planteada en este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- Anne Juillet and Laurent D. Labeyrie. (1981) Oxygen Isotope composition of diatom silica and silicoflagellate assemblage changes in the Gulf of California: a 700-year upwelling study. Sedimentary records of ancient coastal upwelling.
- Archer, D. & Maier-Reimer. (1994) Effect of deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO₂ concentration. *Nature*, 369.
- Archibald, D. C. (2008) Solar cycle 24: Implications for the United States. International conference on climate change.
- Barron J., Heusser L., Herbert T. & Lyle M. (2003) High-resolution climatic evolution of coastal northern California during the past 15,000 years. *Paleoceanography*.
- Barron, J., Bukry, D., Dean, W. (2005) Paleoceanographic history of the Guaymas Basin, Gulf of California, during the past 15,000 years based on diatoms, silicoflagellates, and biogenic sediments. *Marine Micropaleontology*, 56, 3-4.
- Barron, J., Metcalfe, S., Addison, J. (2012) Response of the North American monsoon to regional changes in ocean surface temperature. *Paleoceanography*, 27, 3.
- Bernal, J., Orosco, L., Lugo-Ibarra, K., Walter, L. (2010) Revisión a algunos geocronómetros radiométricos aplicables al Cuaternario. *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana*, 62, 3.
- Beta Analytic Radiocarbon Dating. (2014). <http://www.radiocarbon.com/espanol/sobre-carbono-datacion.htm>
- Broecker, W. & Peng T. (1982) *Tracer in the Sea*. Eldigio.
- Choumiline K., (2011) Geoquímica de la material particulada en hundimiento y de los sedimentos recientes de Cuenca Alfonso, Bahía de La Paz. Tesis de la maestría. Centro interdisciplinario de Ciencias Marinas, La Paz B.C.S.
- De Diego, T., Douglas, R. (1999) Oxygen-related sediment microfabrics in modern “black shales”, Gulf of California, Mexico. *Journal of foraminiferal Research*, 29, 4.
- DeMaster, D. (1981) The supply and accumulation silica in the marine environment. *Geochimica et Cosmochimica*, 45.
- Douglas, R.G. (2001) *Modern Biogenic Sediments in the Gulf of California: AIMAC Short Course Notes*, v. Universidad Autonoma de Baja California.

- Douglas, R., Gorsline D., Grippio A., Granados I., & González-Yajimovich O. (2002) Holocene Ocean-Climate Variations in Alfonso Basin , Gulf of California , Mexico. PACLIM.
- Emerson, S. & Hedges, J. (1988) Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. *Paleoceanography*, 3.
- Ganeshram, R., Pedersen, F. (1988) Glacial-interglacial variability in upwelling and bioproductivity off NW Mexico: Implications for Quaternary paleoclimate. *Paleoceanography*, 13,6.
- González-Yajimovich, O., Douglas, R., Gorsline, D. (2005) The preserved carbonate record in Holocene sediments of the Alfonso and Pescadero basins, Gulf of California, Mexico. *Proceedings of the Geologists' Association*, 116, 3-4.
- Gonzalez-Yajimovich, O. (2004) Holocene sedimentation in the southern Gulf of California and its climatic implications. Tesis requisito para obtener el grado de Doctor en Filosofía.
- Haug, G., Hughen, K., Sigman, D., Peterson, L., Röhl, U. (2001) Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene.. *Science*, 293, 5533.
- Kemp, AES. (1996) Laminated sediments as paleo-indicators. *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from sediments*, kemp, Special Publication no.116.
- Kemp, AES. (2003) Evidence for abrupt climate changes in annually laminated marine sediments. *Philosophical transactions of royal society of London A* 361.
- Klaas, C., Archer, D. (2002) Association of sinking organic matter with various types of mineral ballast in the deep sea: implications for the rain ratio. *Global Biogeochem, Cycles* 16, 4.
- Manual de operación para coulómetro CO₂, modelo CM5015. UIC. INC. Parte CM440-036, versión 1.1.
- Manual de operación para módulo de combustión modelo CM5120. UIC.INC. Parte CM440-005.
- Manual de operación para módulo de acidificación modelo CM5230. UIC. INC. Parte CM440-037, versión 1.1.
- Molina-Cruz, A., Pérez-Cruz, L., Monreal-Gómez, M. (2002) Laminated sediments in the Bay of La Paz, Gulf of California: a depositional cycle regulated by pluvial flux. *Sedimentology*, 49.

- Monreal-Gómez, M., Molina-Cruz, A. & Salas-de-León, D. (2001) Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *Journal of Marine Systems*, 30.
- Mortlock, R., Froelich P. (1989) Instruments and methods a simple method for the rapid determination of biogenic opal in pelagic marine sediments. *Deep-Sea Research*, 36, 9.
- Murray, D., 1982. Paleo-oceanography of the Gulf of California Based on Silicoflagellates from Marine Varved Sediments. M.S. Thesis, Oregon State University, Corvallis, Oregon, 129.
- Nava-Sánchez, E., Gorsline, D. & Molina-Cruz, A. 2001. The Baja California peninsula borderland; structural and sedimentological characteristics. In (Halfar. J.; ed.) *American Geophysical Union, 1998 fall meeting; session on Sedimentation and tectonics along a rift basin margin; the Gulf of California*. *Sedimentary Geology*. 144.
- Paillard, D., Labeyrie, L., and Yiou, P. (1996) Macintosh program performs time series analysis: *EOS Transactions*, 77:379.
- Perez-Cruz L. (2000) Estudio paleoceanográfico y sedimentológico Holocénico de la Bahía de La Paz, Golfo de California. Tesis para defender el grado de PhD. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Pérez-Cruz, L. (2006) Climate and ocean variability during the middle and late Holocene recorded in laminated sediments from Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico. *Quaternary Research*, 65, 3.
- Pérez-Cruz L., Urrutia-Fucugauchi, J. (2009) Magnetic mineral study of Holocene marine sediments from the Alfonso Basin, Gulf of California - implications for depositional environment and sediment sources. *Geofísica Internacional*, 48, 3.
- 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, 2.
- Poore, R., Quinn T. & Verardo S. (2004) Century-scale movement of the Atlantic Intertropical Convergence Zone linked to solar variability. *Geophysical Research Letters*, 31.
- Ricaurte-Villota, C. (2013) Cambios en precipitación pluvial y sus efectos sobre la vegetación terrestre y la productividad marina del sur de Baja California, durante los últimos 5 ka. Tesis para defender el grado en Doctor en Ciencias, Universidad Autónoma de Baja California.

- Ricaurte-Villota, Constanza, Oscar González-Yajimovich, Alberto Sanchez. (2013) Coupled response of rainfall and denitrification to solar forcing during the Holocene in Alfonso Basin. *Ciencias Marinas*, 39(2): 33–46. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v39i2.2224>.
- Robinson, M. (1973) Atlas of montly mean sea surface and subsurface temperatures in the Gulf of California, Mexico. San Diego Society of Natural History, Memoir 5.
- Ruddiman, W. (2002) Earth's climate, past and future. University of Virginia, Lamont-Doherty Earth Observatory, Freeman.
- Schrader, H., Baumgartner, T. (1983) Decadal variation of upwelling in the Gulf of California. *Coastal Upwelling*.
- Staines-Urías, F. & Douglas R. (2004) Climatic-Related Variations in the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ in benthic and planktic foraminifera from the Gulf of California, Mexico, Proceedings of the twenty-first annual. PACLIM.
- Thunell, R., Pride, C., Ziveri, P., Muller-Karger, F., Sancetta, C., Murray, D. (1996) Plankton response to physical forcing in the Gulf of California. *Journal of Plankton Research* 18.
- Thunell, R., Benitez-Nelson, C., Varela, R., Astor, Y., Müller-Karger, F. (2007) Particulate organic carbon fluxes along upwelling-dominated continental margins: Rates and mechanisms. *Glob. Biogeochem. Cycles* 21, GB1022.
- Van Devender, T. Burgess, T., Felger, R., Turner, R. (1990) Holocene vegetation of the Hornoday Mountains of northwestern Sonora, Mexico., *Proc. San Diego Soc. Nat. Hist.* 2.
- Zhao, M., Mercer, J., Eglinton, G., Higginson, M., Huang C-Y. (2006) Comparative molecular biomarker assessment of phytoplankton paleoproductivity for the last 160 yr off Cap Blanc, NW Africa. *Organic Geochemistry*, 37.