



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

---

---

## FACULTAD DE CIENCIAS

Geoquímica de los sedimentos del Holoceno Tardío  
de la cuenca del Carmen, Golfo de California, sus  
implicaciones paleoclimáticas

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

**BIÓLOGA**

P R E S E N T A:

**Isabel González Munguía**



DIRECTOR DE TESIS:

Dra. Ligia Lucina Pérez Cruz

2014



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.

# ÍNDICE

<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
<b>OBJETIVOS</b>	<b>2</b>
<b>I. ÁREA DE ESTUDIO</b>	<b>3</b>
Marco climatológico	3
Marco oceanográfico	6
<b>II. SEDIMENTOS MARINOS</b>	
Clasificación	10
Sedimentos laminados	10
<b>III. VARIABILIDAD INTERANUAL E INTERDECADAL</b>	<b>13</b>
<b>IV. PALEOSENSORES: PROXIES</b>	
Algunos tipos de <i>proxies</i>	14
Geoquímica	15
Método de fluorescencia de rayos X	15
Características de elementos	17
<b>V. HISTORIA CLIMÁTICA DE LOS ÚLTIMOS 200 AÑOS</b>	<b>19</b>
<b>VI. ESTUDIOS PALEOCLIMÁTICOS Y PALEOCEANOGRÁFICOS REALIZADOS CON PROXIES GEOQUÍMICOS</b>	<b>21</b>
<b>VII. MATERIAL Y MÉTODOS</b>	<b>23</b>
<b>VIII. RESULTADOS Y DISCUSIÓN</b>	
Descripción del núcleo C53	25
Descripción de los elementos mayores y traza en la secuencia	27
Correlación de Spearman	29
Interpretación	31
<b>IX. CONCLUSIONES</b>	<b>35</b>
<b>X. LITERATURA CITADA</b>	<b>36</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.** Batimetría del Golfo de California (profundidad en m), y localización del núcleo C-53 en la cuenca del Carmen. Regionalización del Golfo en Boca (BGC), la parte sur (SGC), la parte norte (NGC) y el alto golfo (AtGC). Tomada y modificada de Lavín y Marinone (2003). 4
- Figura 2.** Climatología estacional del GC, con la dirección de los vientos dominantes y la ZCIT. A) Invierno/Primavera. B) Verano/Otoño. La letra A= centro de alta presión y B= centro de baja presión. Tomada y modificada de Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi (2009). 5
- Figura 3.** Histograma de precipitación anual de la región de Loreto, B.C.S. Tomado de CICESE [<http://peac-bc.cicese.mx/datosclim/graficabc.php?seccion=nacional&idestacion=3138&tablaestado=BCS>] 6
- Figura 4.** A) Contenido de sílice para los periodos julio 1990-enero 1991 (líneas solidas) y agosto 1991-febrero 1992 (líneas discontinuadas). B) Registro de ópalo anual (Tomada y modificada de Thunell et al., 1993; 1994). 8
- Figura 5.** Perfil batimétrico que muestra las masas de agua presentes en el GC y en la cuenca del Carmen. Tomada y modificada de Villagrán de la Cruz (2011). 9
- Figura 6.a)** Contenido de sílice biogénico y b) contenido de carbonatos, en sedimentos del GC. Tomada y modificada de Douglas et al. (2007). 12
- Figura 7.** Algunos tipos de proxies de acuerdo a su naturaleza. 14
- Figura 8.** Modelo de excitación de un átomo por EDXRF. 16
- Figura 9.** Fluctuaciones en la precipitación de la estación meteorológica de San Javier, Loreto, Península de Baja California Sur. Tomado de <http://peac-bc.cicese.mx/datosclim/dcbc.php#>. 20
- Figura 10.** A y B) Esquema de la secuencia sedimentaria DIPAL IV C-53 contra modelo de edad (A.D.) y profundidad (cm), C) Ooze de foraminíferos (principalmente especies bentónicas) y D) Sedimento terrígeno. 26
- Figura 11.** Concentración de los elementos a lo largo del núcleo C-53. El Ti (%), Fe (%) y K (%) representan el aporte de terrígenos mediante transporte fluvial/pluvial. El Si (%) y la correlación Si/Ti indican una fuente biogénica. La relación Zr/Ti muestra el transporte de terrígenos vía eólica. 28
- Figura 12.** Concentración de A) Ca (%), B) relación Ca/Ti en el núcleo C-53, C) Silicoflagelados asociados a aguas cálidas (de Vera-Ortega, 2013, en proceso) y D) Temperatura superficial de mar del GC para los últimos 100 años (de Lluch-Belda et al., 2009). 30

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Masas de agua presentes en el Golfo de California en función de su temperatura y salinidad (De acuerdo a Lavín et al., 2009).	9
<b>Tabla 2.</b> Matriz de coeficiente de correlación de Spearman, con una $p < 0.05$ . De acuerdo a la escala de interpretación, los valores de color rojo indican una relación fuerte (0.76-1) y los de color azul una relación débil (0.26-0.50) y los de color verde una relación escasa (0-0.25) (Martínez-Ortega et al. 2009).	29

## RESUMEN

En este trabajo se realiza el estudio de los sedimentos del núcleo DIPAL IV- C-53, de 34.5 cm de longitud, colectado a una profundidad de 670 m con un nucleador de caja tipo Reineck, del lado suroccidental de la cuenca del Carmen, Golfo de California. El alcance temporal de este núcleo es de los últimos 200 años.

Con el propósito de investigar cambios en el clima y dinámica oceánica de la región de estudio se cuantificaron las concentraciones de los siguientes elementos: Ca, Fe, K, Si, Ti y Zr utilizando el método de fluorescencia de rayos X, así como los registros de silicoflagelados.

La columna sedimentaria presentó sedimentos limo-arenosos y limo-arcillosos y una estructura laminada, en donde se alternan láminas oscuras y claras. El Ti, Fe y K se utilizaron como *proxies* de aporte terrígeno vía fluvial/pluvial y la relación Zr/Ti como indicador de transporte eólico, y como *proxy* de carbonatos biogénicos al Ca (por su baja correlación con los terrígenos). El registro de Ca a lo largo del núcleo muestra una tendencia muy similar a las fluctuaciones de las especies de silicoflagelados asociadas a condiciones cálidas y a los registros de temperatura superficial del mar (TSM).

Con base en el registro sedimentario (geoquímico y biológico) se reconstruyen las condiciones oceanográficas y climáticas que indican principalmente cambios en la temperatura superficial de mar, productividad y en el transporte de sedimento terrígeno.

El transporte de sedimento detrítico transportado vía pluvial/fluvial, fue más importante en la región de 1816 a ~1980 A.D. Sin embargo, dentro de este periodo multidecadal, una disminución de terrígenos, que sugiere un evento seco, se registró de ~1845 a ~1875 A.D., al igual que pulsos de 1850-1862, 1880-1892, 1906-1916 y 1944-1950 A.D.

De ~1875 a ~1980 A.D se presenta una alta variabilidad en el registro, que sugieren eventos que alternan alta/baja productividad primaria, una TSM fría/cálida y aumento en el transporte pluvial/eólico.

Por último, se sugieren un evento multidecadal de ~1980 al 2011 A.D. que presenta una tendencia de condiciones oceanográficas análogas a las que se presentan en verano en la región con una mayor persistencia de aguas cálidas.

## Agradecimientos

A mi asesora, la Dra. Ligia, por brindarme los recursos, el apoyo y el tiempo necesarios para la realización de este trabajo.

A la tripulación del B/O “El Puma” por su colaboración en la colecta del núcleo de estudio, durante la campaña DIPAL IV.

Al Dr. Raúl Gío, al Dr. P. Roy, al Dr. Francisco Beristáin y al Ma. en C. Alejandro Rodríguez por su tiempo en leer esta tesis y por sus aportaciones que permitieron mejorarla.

A la Dra. Adela Monreal por su enseñanza y por brindarme su apoyo.

A mis compañeros de la nucleoteca por sus consejos y por lo que aprendí de su experiencia.

Y a la beca que me fue otorgada por el Programa de Apoyo a Proyecto de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT).

Agradezco enormemente a la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ciencias que me dieron educación, cultura y una vida.

Este trabajo se realizó dentro del contexto del proyecto DGAPA-PAPIIT IN101012.

**Con amor para mi familia**

*“Invéntate y reinvéntate a ti mismo,  
cambia de tono y de forma tan a menudo que  
nunca puedan clasificarte”*

Charles Bukowski



---

## Introducción

Durante las últimas décadas la investigación relacionada con la evolución del clima ha sido significativa, y ha aportado más información sobre su variabilidad y funcionamiento (Meyers, 1997; Mann *et al.*, 2009). Debido a que los cambios en el clima se reflejan en la naturaleza de la vida marina, al analizar los sedimentos biogénicos que recubren el fondo oceánico es posible realizar reconstrucciones de eventos del pasado (Tarbuck *et al.*, 2009). Estos sedimentos se forman cuando los microorganismos marinos mueren y sus restos, comúnmente constituidos de SiO<sub>2</sub> o CaCO<sub>3</sub>, se depositan en el fondo marino y pasan a formar parte del registro sedimentario. En particular, la abundancia y distribución de aquellos organismos que habitan en las aguas superficiales están controladas principalmente por variaciones en la temperatura, salinidad y nutrientes (James, 2009; Tarbuck *et al.*, 2009), por lo que su estudio en los sedimentos permite realizar reconstrucciones de tales variables.

Una de las regiones a nivel mundial de considerable interés es el Golfo de California (GC) (Thunell, 1994; Barron *et al.*, 2003; Dean *et al.*, 2004; Douglas *et al.*, 2007; Pérez-Cruz, 2012), por ser la única cuenca de evaporación del Océano Pacífico y por sus diferentes características hidrográficas, climáticas y topográficas (Soto-Mardones *et al.*, 1999; Vázquez-Figueroa *et al.*, 2009). Además, la presencia de una zona de oxígeno mínimo, la alternancia en la entrada de sedimentos y su alta productividad biológica, propician la formación de sedimentos varvados en las márgenes de sus cuencas (Barron & Bukry, 2007), que constituyen un archivo rico de información paleoclimática y paleoceanográfica de alta resolución (Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010). Por lo que es importante conocer los mecanismos que operan en la variabilidad del sistema climático a nivel regional y hasta global, así como los factores que afectan a la dinámica del Golfo.

En este trabajo se propone una reconstrucción paleoceanográfica y paleoclimática de los últimos ~200 años, con base a la fluctuación de *proxies* geoquímicos (elementos mayores y traza), analizados mediante el método de fluorescencia de rayos X, y *proxies* biológicos (asociación de silicoflagelados) presentes en la secuencia sedimentaria DIPAL IV C-53 tomada de la región occidental de la cuenca del Carmen.

---

## Objetivos

### General

- ♣ Investigar cambios en la precipitación, en la productividad primaria y en la TSM en una escala multidecadal, con base en el estudio de una secuencia sedimentaria de la región suroccidental de la cuenca del Carmen, en el Golfo de California, durante los pasados 200 años.

### Particulares

- ♣ Documentar los cambios en el aporte de terrígenos (vía fluvial y/o eólica) con base en las fluctuaciones del Fe, K, Ti y en la relación Ti/Zr.
- ♣ Inferir los cambios en la temperatura superficial del mar de acuerdo a las variaciones en las concentraciones del Ca, y en las asociaciones de silicoflagelados relacionados a condiciones cálidas.
- ♣ Inferir cambios en la productividad primaria de acuerdo a las variaciones en las concentraciones del Si.
- ♣ Proponer escenarios paleoceanográficos más probables con base a la fluctuación en la concentración de los elementos químicos analizados.

---

## Área de estudio

El Golfo de California (GC) se ubica en el Pacífico Subtropical Oriental, dirección NW-SE, entre la Península de Baja California y la región continental de México (Jiménez *et al.*, 2005), y está rodeado por tierras áridas y montañas del lado este, oeste y norte, y del lado sur es abierto y se conecta con el Océano Pacífico (Fig.1) (Douglas *et al.*, 2007).

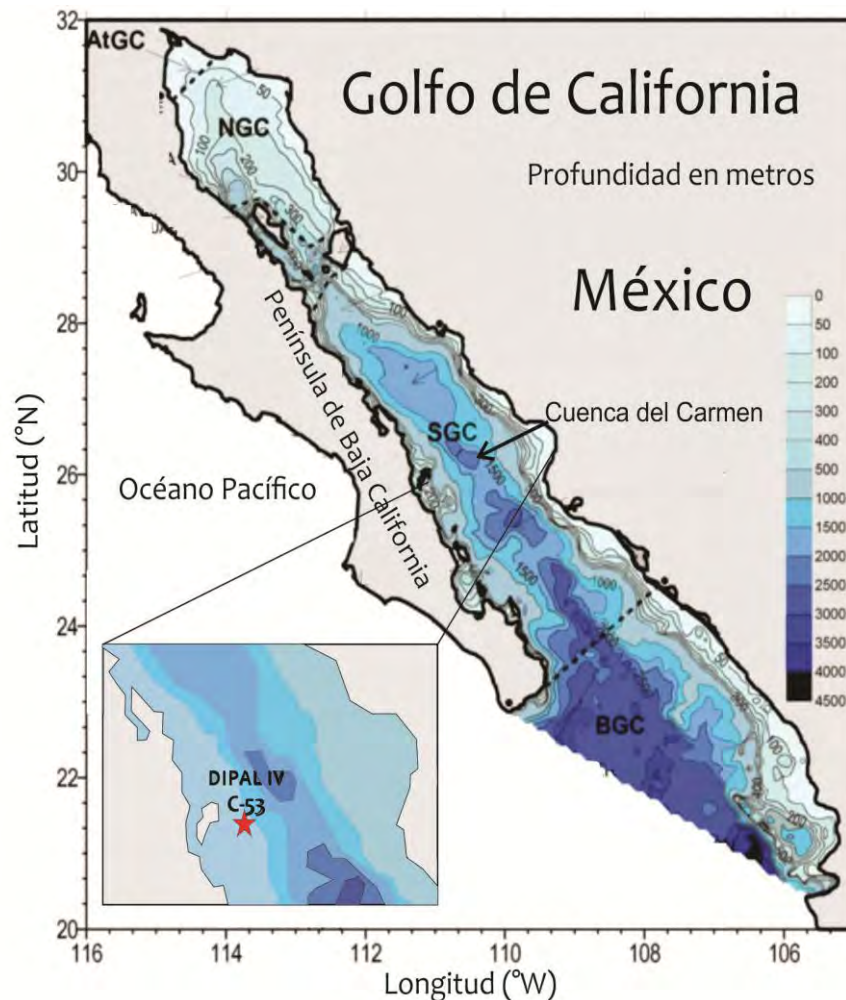
Físicamente el GC es una cuenca semicerrada y profunda de ~1,400 km de largo, y de ~200 km de ancho (Lavín & Marinone, 2003). Por sus características batimétricas se ha dividido en provincias, que se indican en la figura 1: la zona de entrada o boca (BGC), la parte sur (SGC), la zona entre las islas, la parte norte (NGC) y el alto golfo (AtGC); que a su vez, están asociadas con cuencas oceánicas individuales, que aumentan en profundidad hacia la boca (Lavín *et al.* 1997; Lavín & Marinone, 2003).

La cuenca del Carmen (cC) se ubica en la parte sur del GC (Thunell *et al.*, 1993; Lavín *et al.*, 1997) a aproximadamente 110°30' O y 25°30' N (Fig.1). La cC es una depresión alargada de unos 27 km por unos 8 km de ancho; en sus bordes tiene escarpes de hasta 350 m de altura, y la mayor depresión se localiza al NO, en una llanura abisal de 2675 m (de la Lanza-Espino, 1991). La orografía que rodea la parte occidental de la cC (Loreto), está influenciada por la principal prominencia orográfica del sur de la península, la Sierra de la Giganta; región semi-árida de origen estratovolcánico, perteneciente a la formación Comondú (Mioceno-Plioceno) de litología piroclástica (brecha y toba volcánica) con derrames de basalto intercalados de composición andesítica (Servicio Geológico Mexicano, 2007).

### Marco climatológico

El clima del GC es monzónico, y se denomina Monzón Mexicano (MM) porque es más evidente en el noroeste de México (Sonora, Sinaloa y Baja California) (Douglas, 1993). Está influenciado por la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y por centros de presión atmosférica que generan una interacción entre el continente (altiplanicie Mexicana) y el

Océano Pacífico (Noguera *et al.*, 2002), y que en conjunto estacionalmente sufren migración latitudinal y cambios de intensidad (Fig.2) (Pérez-Cruz *et al.*, 2009).

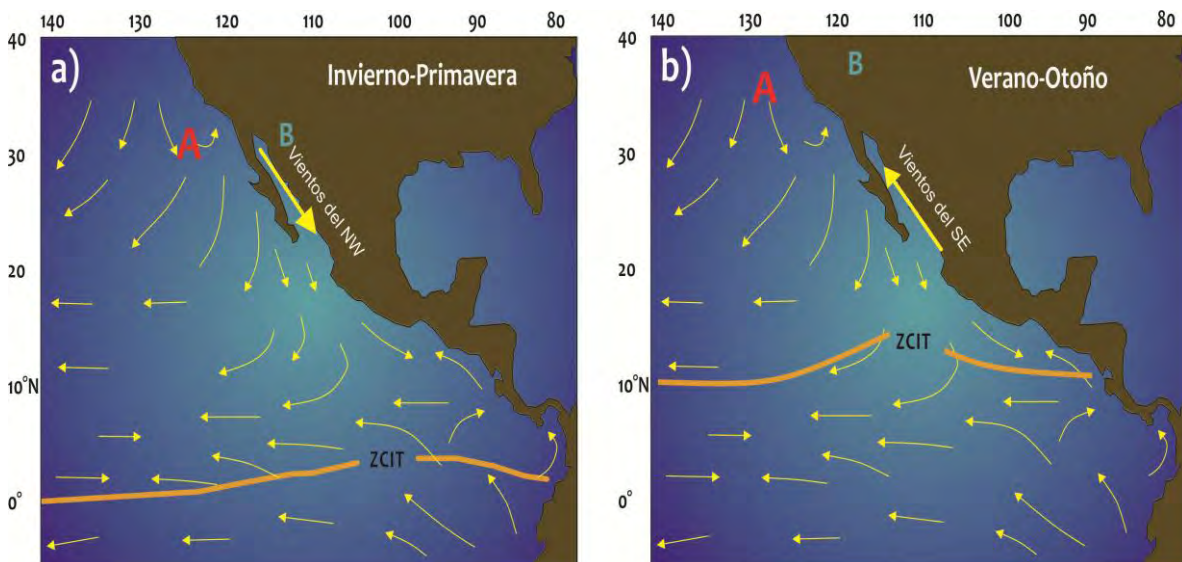


**Figura 1.** Batimetría del Golfo de California (profundidad en m), y localización del núcleo C-53 en la cuenca del Carmen. Regionalización del Golfo en Boca (BGC), la parte sur (SGC), la parte norte (NGC) y el alto golfo (AtGC). Tomada y modificada de Lavín y Marinone (2003).

- 1) El centro de alta presión del Pacífico Norte está ubicado aproximadamente a los 30°N en invierno y alrededor de los 35°N en verano (Fig.2).
- 2) El centro de baja presión continental se sitúa al noroeste de México en invierno y se desplaza al norte (suroeste de E.U) en verano (Fig.2) (Dean *et al.*, 2004)

Esta interacción define una marcada estacionalidad de dos fases que afecta el patrón de los vientos (revierten su dirección), la temperatura superficial del mar (TSM), la circulación superficial y la precipitación en el GC (Reyes-Coca *et al.*, 1994; Pérez-Cruz *et al.*, 2009).

La **fase de invierno** (noviembre a mayo) se caracteriza por la gran intensidad de los vientos (velocidad de 8 a 12  $\text{ms}^{-1}$ ) fríos y secos que provienen en dirección noroeste (NW) (Fig. 2-a) (Dean *et al.*, 2004; Douglas *et al.*, 2007), en respuesta a una disminución en la radiación solar (Barron & Bukry, 2007). La presencia de aguas relativamente frías inhibe la formación de nubes profundas, por lo que se tiene poca lluvia (Magaña *et al.*, 1998).



**Figura 2.** Climatología estacional del GC, con la dirección de los vientos dominantes y la ZCIT. A) Invierno/Primavera. B) Verano/Otoño. La letra A=centro de alta presión y B=centro de baja presión. Tomada y modificada de Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi (2009).

La **fase de verano** (mayo-octubre) presenta una inversión y debilitamiento de los vientos del NW (velocidad  $<5 \text{ms}^{-1}$ ), y ahora provienen de la zona marítima tropical (suroeste) (Bernal *et al.*, 2001; Barron & Bukry, 2007; Lara-Lara *et al.*, 2007) y se mueven hacia las regiones del sur y central del GC (Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010). Estos vientos son cálidos y húmedos (Fig. 2-b) (Lavín *et al.*, 1997; Lavín & Marinone, 2003), que generan un aumento de la precipitación  $>200 \text{mm/mes}$  (Bernal *et al.*, 2001; 2003).

El clima de Loreto, B.C.S (lugar cercano al sitio de estudio) es muy seco, de cálido a muy cálido, con lluvias que aumentan <250 mm con el inicio del Monzón de verano (julio-septiembre) (Fig. 3) (CONANP, 2000; SEMARNAT, 2003).

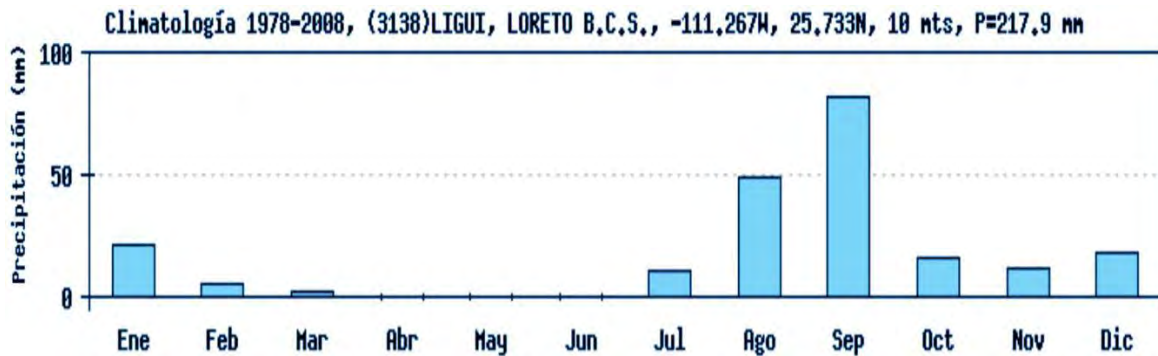


Figura 3. Histograma de precipitación anual de la región de Loreto, B.C.S. Tomado de CICESE [<http://peac-bc.cicese.mx/datosclim/graficabc.php?seccion=nacional&idestacion=3138&tablaestado=BCS>].

### Marco oceanográfico

De acuerdo a Herguera *et al.* (2003), los agentes de forzamiento físicos responsables de la variabilidad oceanográfica anual, observados en el GC son: (i) la ciclicidad de los vientos, (ii) el enfriamiento o calentamiento de las aguas superficiales impulsadas por la insolación, (iii) los patrones de circulación geostrófica (cyclónica o anticiclónica), y (iv) el hundimiento o somerización de la termoclina. En respuesta a estos agentes las aguas superficiales presentan una estacionalidad (aproximadamente sinusoidal con periodo anual) (Lavín *et al.*, 1997) que afecta la TSM y la productividad primaria (Thunell *et al.*, 1998; Lavín & Marinone, 2003).

En **invierno**, los vientos del NW ocasionan un mayor transporte neto de las aguas superficiales del Golfo hacia el sureste (salen) (Fernández-Barajas *et al.*, 1994; Soto-Mardones *et al.*, 1999). La TSM es más fría, se extiende de  $\sim 18^{\circ}\text{C}$  en el norte y  $\sim 23^{\circ}\text{C}$  en el sur (Thunell *et al.*, 1998; Barron & Bukry, 2007), y es asociada al mínimo de insolación del Hemisferio Norte (Herguera *et al.*, 2003).

En **verano** se intensifica la Corriente Norecuatorial y se desarrolla la Corriente de Costa Rica (Fig. 2.b) (Bernal *et al.*, 2001), los vientos débiles del sur permiten que ambas corrientes transporten aguas ecuatoriales del Pacífico térmicamente estratificadas al interior del Golfo



(Fernández-Barajas *et al.*, 1994), y se muevan hacia el lado norte y este. La TSM se eleva hasta  $>28^{\circ}\text{C}$  a lo largo del GC (Barron & Bukry, 2007).

### **Mecanismos que producen productividad primaria (PP)**

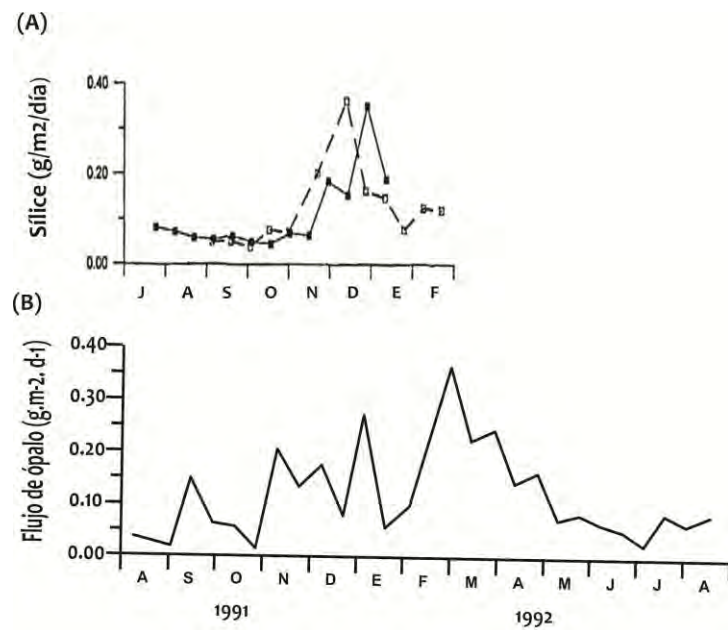
El GC es un mar con altas tasas de PP debido a los procesos físicos de mezcla que continuamente fertilizan con nutrientes la zona eufótica (Valdez *et al.*, 1995), estos son:

- **Surgencias impulsadas por los vientos.** De noviembre a enero, a lo largo del lado continental, los vientos causan un vuelco de la columna de agua y una ruptura de la termoclina que provoca fuertes mezclas en la superficie, que a su vez inducen el florecimiento de nutrientes en la zona fótica, trayendo como consecuencia una mayor producción de fitoplancton a lo largo del lado este (Thunell *et al.*, 1993; Barron *et al.*, 2004; Douglas *et al.*, 2007). Las surgencias producen una excepcional productividad fitoplanctónica ( $>1\text{gC}/\text{m}^2/\text{día}$  y puede exceder a  $4\text{gC}/\text{m}^2/\text{día}$ ) (Douglas *et al.*, 2007; Lara-Lara *et al.*, 2007) que está dominada por el flujo de ópalo silíceo (principalmente por diatomeas, los miembros muy importantes del fitoplancton marino) (Sancetta, 1995; Thunell *et al.*, 1998).

En verano las aguas tropicales del Pacífico Oriental, con características oligotróficas (Millán & Yentsch, 2000), generan una capa superficial gruesa (hasta 150 m de espesor) de agua cálida ( $>28^{\circ}\text{C}$ ) muy estratificada, que deprime la termoclina y retarda la advección vertical de nutrientes y provoca un agotamiento de estos (Thunell *et al.*, 1998; Barron *et al.*, 2004). Debido al transporte de Ekman, los eventos de surgencia son débiles y menos extensas, y están limitados al margen peninsular (de la Lanza-Espino, 1991; Douglas *et al.*, 2007).

- **Giros ciclónicos y anticiclónicos.** Giran en dirección ciclónica en verano, y anticiclónica en invierno (Vázquez-Figueroa *et al.*, 2009). El primer giro favorece el afloramiento de aguas ricas en nutrientes y el segundo transporta los nutrientes y el plancton (Herguera *et al.*, 2003; Douglas *et al.*, 2007).

En la cC en verano se combina el efecto de dos giros contiguos (cyclónico y anticiclónico) y causan un frente altamente productivo, al alejar el agua de la costa (Fernández-Barajas *et al.*, 1994). Por otro lado en invierno, sobre las cuencas del Carmen y Farallón, los giros más grandes y persistentes son anticiclónicos (Fernández-Barajas *et al.*, 1994; Figueroa *et al.*, 2003), y exportan los nutrientes y plancton que se generan por la surgencia costera del margen continental al margen peninsular, ocasionando a su vez que se produzcan la mayor PP en la región (Douglas *et al.*, 2007). Thunell *et al.* (1994), observaron que en noviembre aumentan las concentraciones de sílice ( $>0.30 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{día}$ ) (Fig. 5-a) y de ópalo silicio ( $>0.2 \text{ g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ ) y disminuye ( $<0,1 \cdot \text{g} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1}$ ) de mayo a octubre (Fig. 5-b).



**Figura 4.** A) contenido de sílice para los periodos julio 1990-enero 1991 (líneas solidas) y agosto 1991-febrero 1992 (líneas descontinuas). B) Registro de ópalo anual (Tomada y modificada de Thunell *et al.*, 1993; 1994).

### Masas de agua

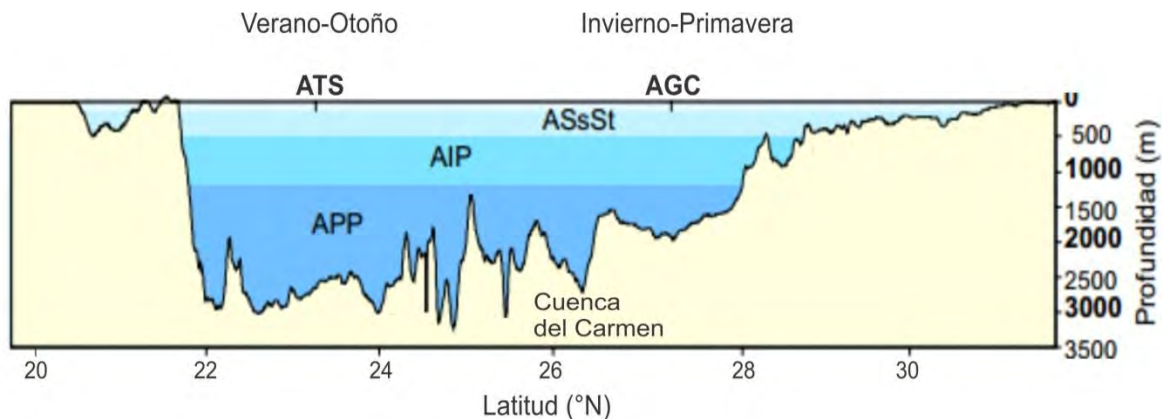
De acuerdo a Lavín *et al.* (2009), las masas de agua que se encuentran en el GC se presentan en la tabla 1.



**Tabla 1.** Masas de agua presentes en Golfo de California en función de su temperatura y salinidad (De acuerdo a Lavín et al., 2009).

Masa de Agua	Sigla	Salinidad	Temperatura (°C)	Profundidad (m)
Agua del Golfo de California	AGC	34.9-35.35	14-29.5	0-180
Agua Tropical Superficial Evaporada	ATSe	34.9-35.1	28-30	0-40
Agua Tropical Superficial	ATS	34.5-34.9	18-30	0-120
Agua Somera con mínimo de Salinidad	ASmS	34.1-34.5	16-25	10-110
Agua Subsuperficial Subtropical	ASsSt	34.5-34.9	9-18	50-480
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	34.5-34.8	4-9	500-1200
Agua Profunda del Pacífico	APP	>34.5	<4	>1200

En la cC solo se presentan cinco masas de aguas, las cuales se observan en la figura 4, sin embargo el AGC y el ATS se alternan de manera estacional, la primera se presenta en invierno y en verano es desplazada por la segunda, por un giro ciclónico, principalmente hacia el lado occidental (Fernández-Barajas et al., 1994).



**Figura 5.** Perfil batimétrico que muestra las masas de agua presentes en el GC y en la cuenca del Carmen. Tomada y modificada de Villagrán de la Cruz (2011).

Es importante señalar que el APP al encontrarse a altas profundidades no sufre alteraciones que ocurren en la superficie de la columna de agua. Por otro lado, en el AIP existe una ZMO entre ~500-1000 m de profundidad (Thunell et al., 1998).

---

## Sedimentos marinos

Los sedimentos marinos se componen de partículas no consolidadas que cubren el piso oceánico del fondo marino (Libes, 2009). Varían mucho en su composición química, mineralogía, tamaño de partícula, tasa de sedimentación, origen y distribución geográfica (Libes, 2009). Generalmente pueden ser clasificados como terrígenos y biogénicos, y con una contribución menor de hidrogénicos y cósmicos (James, 2005).

**Sedimento biogénico:** Está compuesto por detritos (no vivos) de partes duras (conchas, endoesqueletos, y exoesqueletos) y blandas (tejidos, exoesqueletos orgánicos, y excreciones) de organismos marinos que forman parte del fitoplancton y zooplancton (Libes, 2009). La presencia de los restos de un tipo particular de organismo planctónico depende de una serie de factores locales, como la química del agua en las profundidades, la concentración de nutrientes y la extensión de la productividad primaria en las aguas superficiales del océano (James, 2005).

**Sedimento terrígeno:** Está compuesto principalmente de silicatos detríticos (Fu *et al.*, 2011) que se generan después de la erosión de la roca continental, y después se depositan en el medio marino vía fluvial y/o eólica (James, 2005), y en menor medida por vía pluvial (Pattan *et al.*, 2005), corrientes de fondo y por flujos turbidíticos (Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi., 2009). Su procedencia incluye todos los aspectos del área, como la roca madre, el relieve, el clima (precipitación y temperatura), la vegetación y el transporte (Critelli *et al.*, 1997).

**Sedimento hidrogénico:** Se forma por la precipitación de solutos abiogénicos del agua de mar, como los que se forman a partir de la evaporación del agua de mar (Libes, 2009).

**Sedimento Cosmogénico:** Está compuesto por el material extraterrestre que está constantemente entrando en la atmósfera terrestre desde el espacio exterior (Libes, 2009).

### Sedimentos laminados

Por otro lado, los sedimentos marinos pueden ser laminados si se presentan factores que contribuyan a su variabilidad y preservación como: (1) cambios estacionales entre la

entrada de terrígenos y productividad biogénica (Molina *et al.*, 2002), (2) variabilidad en la circulación superficial y subsuperficial y masas de agua, que influyen en el crecimiento de ciertos organismos (Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010) y, (3) condiciones anóxicas que establecen una Zona de Mínimo Oxígeno (ZMO) (Luckge *et al.*, 2001) e impiden la actividad del bentos (Keigwin, 2002; Kemp, 2003).

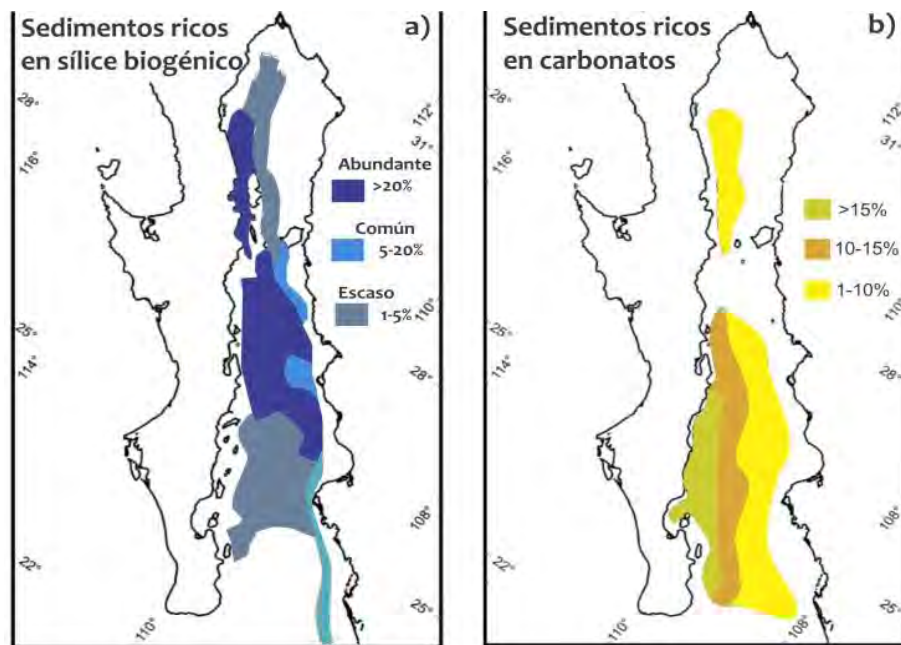
Al igual que otras cuencas del GC, la cC posee sedimentos laminados (Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010), cuya tasa de sedimentación se estima entre 0.18 y 0.26 cm por año (Thunell *et al.*, 1994).

El **sedimento terrígeno** domina el flujo total de los sedimentos durante verano en respuesta a un aumento de la precipitación (Dean *et al.*, 2004). La **parte oriental** del GC suministra una gran cantidad de terrígenos (>80%) de origen volcánico (Baba *et al.*, 1997) a la mayoría de las cuencas del centro y sur, que vienen principalmente de los grandes ríos Sonora, Mátape, Yaqui, Mayo y Fuerte (Dean *et al.*, 2004), y por transporte eólico; el más importante, y dominante en la región central del GC (Thunell *et al.*, 1993; Baba *et al.*, 1997).

Los terrígenos de la **parte occidental** (<40%) son derivados de las numerosas islas que se encuentran en los alrededores (Case & Cody, 1983) y de las rocas ígneas básicas de la península de Baja California, que se caracterizan por presentar anfíboles con cantidades mínimas de apatita derivados de los batolitos, y piroxenos con proporciones variadas de augita y horblenda basáltica, los cuales derivan de la Formación Comondú (Baba *et al.*, 1997). En condiciones durante eventos de *El Niño*, hay una mayor frecuencia de tormentas convectivas que intensifican el periodo de precipitaciones y que propician una mayor entrada de detritos hasta invierno (Thunell *et al.*, 1993).

El **sedimento biogénico** se constituye de diatomeas, radiolarios y silicoflagelados, y domina en invierno, en respuesta a las surgencias costeras que influyen en la producción y flujo de ópalo (Douglas *et al.*, 2007). Como se observa en la figura (6-a) las mayores concentraciones de sílice biogénico (>20%) en los sedimentos, están situadas en torno a las grandes islas, en la parte central y el margen oriental (Baba *et al.*, 1997).

Por otro lado, el sedimento biogénico también contiene material calcáreo depositado por cocolitofóridos y foraminíferos (Douglas et al., 2007). En el occidente hay una mayor concentración (>15%) de carbonatos, en comparación con el oriente (<10%) (Fig.6-b) (Douglas et al., 2007). Thunell (1998) señala que los florecimientos de cocolitofóridos, y por tanto las altas concentraciones de carbonato, durante el verano-otoño se pueden atribuir que estos microorganismos están mejor adaptados a las condiciones de estratificación y oligotrofia que existen en ese momento. Además, Dean (2006) comenta que un aumento de estos organismos, probablemente representa un aumento en la incursión de aguas tropicales superficiales del Pacífico.



**Figura 6.** (a) Contenido de sílice biogénico y (b) contenido de carbonatos, en sedimentos del GC. Tomada y modificada de Douglas et al. (2007).

---

## Variabilidad interanual e interdecadal en el Golfo de California

### Variabilidad interanual

Los índices climáticos que capturan a gran escala la variabilidad climática y oceanográfica del océano Pacífico son: (1) el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), (2) la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) y, (3) las anomalías de temperatura mundial cuya tendencia es al aumento de la TSM, posiblemente en respuesta del calentamiento global (Herguera *et al.*, 2004).

En el GC la variación interanual más importante es ocasionada por *El Niño* (Lavín & Marinone, 2003; Barron & Bukry, 2007), que ocurre de 2 a 7 años y tiende a durar de 18-24 meses (Gergis *et al.*, 2009), y ocasiona:

1) Debilitamiento de los vientos alisios, lo cual inhibe a su vez el afloramiento de aguas subsuperficiales frías, ricas en nutrientes (surgencias) (Pérez-Cruz & Molina-Cruz, 1988).

2) Una mayor penetración de aguas cálidas del Pacífico Subtropical, que se esparcen a lo largo del ecuador (Barron & Bukry, 2007), y producen anomalías positivas en el nivel del mar y en la TSM de hasta 3°C por encima de las normales (Lavín & Marinone, 2003), y una disminución de la salinidad de 0.1 a 0.2 (Thunell *et al.*, 1993; Castro *et al.*, 2000).

3) Una mayor ocurrencia de tormentas tropicales que ocasionan un aumento neto en la precipitación (Fernández *et al.*, 1994; Douglas *et al.*, 2002).

Contrario a *El Niño*, durante *La Niña* hay un enfriamiento anómalo en la temperatura superficial del Pacífico tropical oriental que incrementa los eventos de afloramientos, aguas superficiales de mayor salinidad y ocurrencia de vientos del noroeste con mayor intensidad (Magaña *et al.*, 1998; Durazo *et al.*, 2005).

### Variabilidad interdecadal

La ODP es un patrón a gran escala de la variabilidad de la TSM del Pacífico Norte, que se presenta en fases de cada 20 o 30 años (Herguera *et al.*, 2004). Durante una fase positiva de la ODP hay una TSM más cálida de lo normal y una mayor precipitación que se extiende hasta invierno (Dean *et al.*, 2004). Mientras que durante una fase negativa de la ODP, ocurren intervalos más fríos y secos (Dean *et al.*, 2004; Barron & Anderson, 2011).

## Paleosensores: *proxies*

La paleoclimatología, es una rama de la ciencia que estudia los cambios climáticos del pasado, que pueden ser reconstruidos a partir de una gran cantidad de archivos geológicos y biológicos llamados *proxies* (Cronin, 1999).

### I. ¿Qué es un *proxy*?

Un "proxy" representa una señal única del ambiente, proviene de registros naturales y posee una resolución temporal e indirecta (estacional, anual) (Gergis & Fowler, 2009) de variables, tales como temperatura superficial del agua y de fondo, salinidad, masas de agua, contenido de oxígeno, productividad, circulación oceánica, etc. (Fischer & Wefer, 1999). De tal manera que, de acuerdo con las propiedades que describen, un *proxy* se puede clasificar en físico, químico y biológico (Fig. 10) (Fischer & Wefer, 1999).

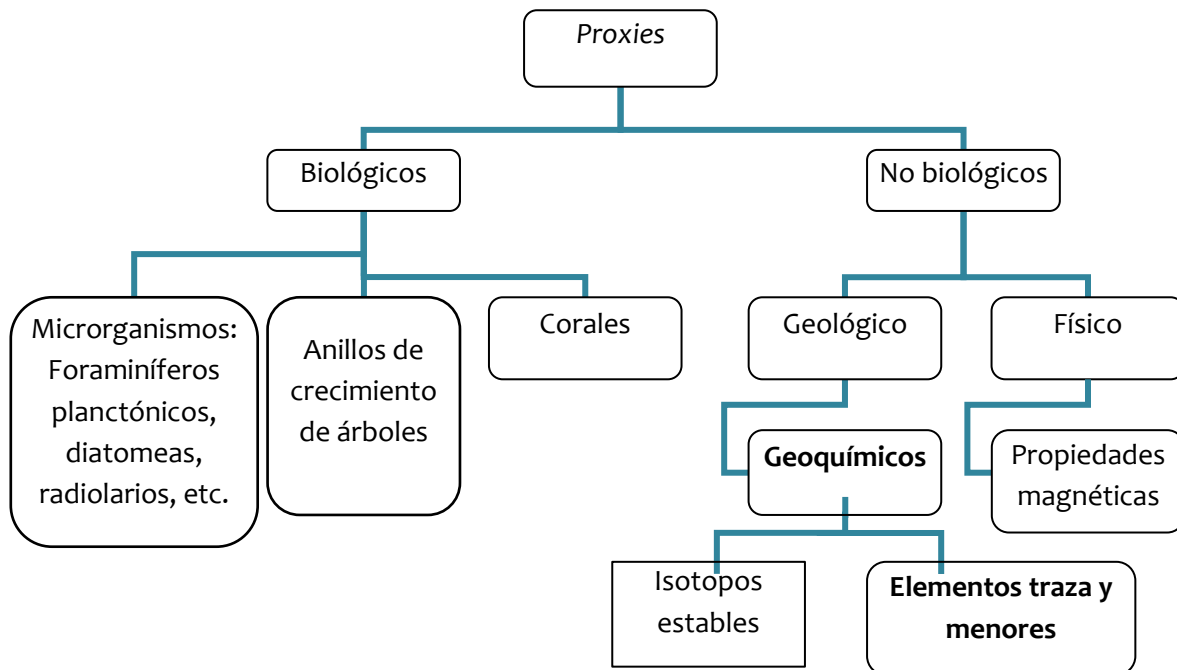


Figura 7. Algunos tipos de proxies de acuerdo a su naturaleza.

De acuerdo a la información que proveen los *proxies* se pueden realizar reconstrucciones del pasado incluyendo: cambios climáticos, en la oceanografía regional y global y en los ciclos bioquímicos en el océano (Fischer & Wefer, 1999).

## **II. Geoquímica**

Actualmente el análisis de ciertos componentes químicos (elementos), presentes en los sedimentos, es una herramienta útil en la determinación de los procesos que los han afectado (Gutiérrez *et al.*, 1994). En estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos esta herramienta ha permitido ampliar el conocimiento de diversas condiciones paleoambientales en ciertas regiones (Meyers, 1997; Dean, 2006; Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi, 2010; Sosa-Najera *et al.*, 2010). La utilidad de *proxies* geoquímicos requiere un análisis químico de las muestras. Uno de los métodos utilizados para estos fines y el cual se utilizó en este trabajo se describe a continuación.

## **III. Método de Fluorescencia de Rayos X del analizador NITON.**

Cada uno de los elementos presentes en una muestra produce un sistema único característico de rayos X que es como una “huella digital” para ese elemento específico. Para medir el espectro de rayos X emitido por los diversos elementos presentes en una muestra el Thermo Scientific NITON de Fluorescencia de Rayos X de energía dispersa (EDXRF), utilizado en esta tesis, determina sus concentraciones relativas.

El EDXRF opera al emitir rayos X en la muestra, de tal manera que la energía sea la suficiente para pegar en un átomo y desalojar un electrón de una de sus capas orbitales internas (Fig.9). Posteriormente, el átomo recupera la estabilidad llenando el vacío, dejado en la capa orbital interna, con un electrón de una de las capas orbitales de una energía más alta del átomo. El electrón cae en un estado de una energía más baja lanzando un rayo X fluorescente.



**Figura 8.** Modelo de excitación de un átomo por EDXRF.

El detector del analizador NITON XRF recibe el espectro total de rayos X emitidos por todos los elementos de la muestra a la vez y los convierte en una señal eléctrica y cuantifica mediante un algoritmo que mide la concentración de los elementos en porcentaje o ppm. La precisión de la medición de cada elemento es dos veces la desviación estándar. Los analizadores XRF proporcionan mediciones de alta resolución espacial y no son destructivos, ofrecen registros geoquímicos casi continuos y cada vez más se están utilizando para estudios paleoclimáticos (Pérez-Cruz, 2013).



#### IV. Características de elementos mayores y traza considerados en este trabajo.

Elemento	En la corteza terrestre	Minerales que lo contienen	En sedimentos marinos	Proxy	Otras consideraciones
Calcio (Ca)	3.85% (Wedepohl, 1995)	Feldespatos (anortita, plagioclasas), micas, carbonatos (calcita, dolomita) y sulfatos (anhidrita, yeso) (Adams, 1995).	Se encuentra en forma de CaCO <sub>3</sub> , y está asociado principalmente con el carbonato de calcio biogénico que es depositado por coccolitofóridos y foraminíferos (Douglas et al., 2002). Sin embargo, puede provenir de una fuente detrítica como efecto del meteorización de rocas ricas en calcio.	Biogénico, Terrígeno y Autigénico.	Se puede correlacionar con elementos como Mg, Al, Fe y K para saber su fuente. Una baja relación con ellos mostraría un origen biogénico.
Hierro (Fe)	4.32 % (Wedepohl, 1995)	Taconita, hematita, pirita, ilmenita, magnetita, limolita, etc. (Kalpakjian & Schmid, 2002)	Su origen puede ser detrítico, de partículas minerales arrastradas vía fluvial y/o eólico; químico, por precipitación de las sales de hierro de los sedimentos, y biológico, por la actividad orgánica de los animales y vegetales (Cifuentes-Lemus et al., 1997).	Terrígeno	Puede ser un nutriente limitante para la productividad del fitoplancton oceánico (Schulz et al., 2006). Para saber si es de origen detrítico es necesario correlacionarlo con un elemento como el Ti.
Potasio (K)	2.14% (Wedepohl, 1995)	Feldespatos potásicos (ortoclasa), micas (muscovita, leucita, biotita).	Procede de las finas partículas resultantes de la meteorización de minerales que son arrastradas del continente (Fassbender., 1975).	Terrígeno	Su comportamiento suele relacionarse con el Ti y el Fe.
Silicio (Si)	28.8% (Wedepohl, 1995)	Granito, feldespato. El cuarzo es la forma más abundante (Aguirre et al., 2007).	Puede tener un origen biogénico en forma de ópalo biogénico, como producto de la precipitación de Si por microorganismos (diatomeas, silicoflagelados, radiolarios) para formar su pared celular (Aguirre et al., 2007).	Biogénico/ Terrígeno	Para descartar el que pudiera ser de origen terrígeno se realiza una relación con otros elementos que son esencialmente detríticos, como el Al.

			Por otro lado, puede llegar vía fluvial por acción del intemperismo de las rocas del continente.		
Titanio (Ti)	4010 ppm (Wedepohl, 1995)	Rutilo, ilmenita, titanita entre otros (Schulz <i>et al.</i> , 2006)	Se considera como un indicador del registro clástico porque es uno de los elementos más inmóviles ya que no se meteoriza con facilidad (Sosa-Najera <i>et al.</i> , 2010). Esta característica ha permitido que sea utilizado como un indicador de cambios en las condiciones hidrológicas (Sosa-Najera <i>et al.</i> , 2010), al ser depositado durante las lluvias de verano (Barron <i>et al.</i> , 2003).	Terrígeno	La relación de un elemento/titanio revela la desviación del elemento dado del comportamiento mostrado por el Ti (Schulz <i>et al.</i> , 2006)
Zirconio (Zr)	203 ppm (Wedepohl, 1995)	Zircón, cuarzo, feldespato y mica.	Se utiliza para inferir variaciones en la entrada del flujo de sedimento terrígeno traído por el viento. Esto puede indicar condiciones secas (Pérez-Cruz, 2013).	Terrígeno Transporte eólico	Al relacionarse con el Al, y Ti, puede indicar el aporte de terrígenos vía eólica (González & Sierrro, 2007).

---

## Historia climática de los últimos 200 años

De acuerdo al tiempo geológico, el Holoceno tardío comprende de 4 mil años hasta el presente (Cronin, 1999). En general, el Holoceno ha tenido variaciones climáticas mayores y más frecuentes, debido a factores de forzamiento (orbital, solar, volcánica, ENOS), que han jugado un papel importante a escala global (Mayewski *et al.*, 2004; Wanner *et al.*, 2008; Mann *et al.*, 2009). Además, actualmente el forzamiento inducido por las actividades humanas (aumento de los gases de efecto invernadero y aerosoles, y el agotamiento del ozono estratosférico) comenzó a jugar un papel cada vez mayor (Wanner *et al.*, 2008).

En los últimos 150 años, los retiros glaciales coinciden con el aumento de la temperatura global de la atmósfera, lo que se atribuye principalmente al efecto invernadero antropogénico (Wanner *et al.*, 2008). Por otro lado, con el registro de manchas solares, se sabe que la actividad solar aumentó constantemente desde el mínimo de Maunder (1645-1715 A.D.) (Mayewski *et al.*, 2004; Wanner *et al.*, 2008).

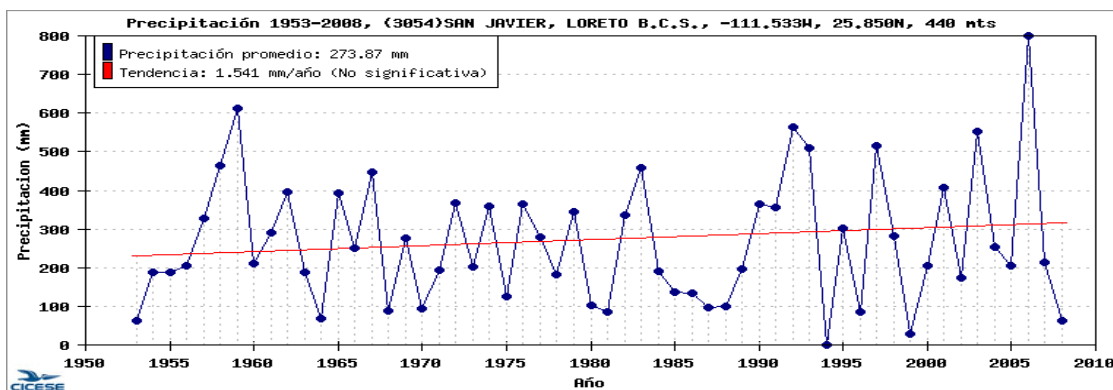
Para el GC, Sancetta (1995) reportó una TSM más fría entre ~ 1800 y 1900 A.D, a diferencia de Barron & Bukry (2007) que sugieren para 1860 a 2000 A.D una productividad reducida y aguas superficiales relativamente cálidas, por la abundante presencia de coccolitofóridos. Los autores creen que el forzamiento solar es el responsable de la variabilidad durante los últimos 2000 años. Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi (2010) mencionan que las condiciones de temperatura de las aguas superficiales se han alternado en escalas de tiempo subdecadales a subcentenarias, entre TSM frías y TSM cálidas, y que esto es atribuido ya sea a los eventos ENOS/PDO o a la variabilidad solar.

Herguera y colaboradores (2003) realizaron una reconstrucción de la temperatura de los últimos 300 años, que muestra un calentamiento de 0.7°C desde ~1850, a diferencia de Staines-Urias *et al.* (2009) que, para el mismo periodo de tiempo, sugieren un calentamiento de ~2°C de las aguas superficiales de verano.

Mediante un modelo, Clement y colaboradores (2000) reconstruyeron la variabilidad del ENOS en todo el Holoceno, en el muestran una clara tendencia que indica largos periodos de *La Niña* desde hace 250 años hasta el presente. Los autores sugieren una alteración del ciclo estacional, debido al forzamiento orbital; el único capaz de conducir a un aumento constante de la variabilidad ENOS desde el holoceno medio hasta el presente.

## Registro instrumental

La base de datos climático del Noroeste de México del Programa Estatal de Acción ante el Cambio Climático (peaccBC) para el GC es incompleto y solo en pocas estaciones se documenta la precipitación de los últimos ~50 años. En la figura 11 se observa la precipitación anual registrada de 1953 a 2008 para Loreto, BCS, que refleja un ligero aumento de la precipitación de ~1990 a 2006.



**Figura 9.** Fluctuaciones en la precipitación de la estación meteorológica de San Javier, Loreto, Península de Baja California Sur. Tomado de <http://peac-bc.cicese.mx/datosclim/dcbc.php#>.

Por otro lado, Lluch-Belda et al. (2009) realizaron una reconstrucción de la TSM del GC para los últimos 100 años (Fig. 12-D), utilizando los datos de International Comprehensive Ocean-Atmosphere y datos de la TSM de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). En esta reconstrucción se documenta una TSM más fría a principios de ~1900 hasta ~1940, y una TSM más cálida desde mediados del siglo XX. Los autores coincidieron con la reconstrucción realizada por Herguera et al. (2003).

---

## Estudios paleoclimáticos y paleoceanográficos realizados con *proxies* geoquímicos

(1) Con el propósito de observar las relaciones entre diferentes *proxies*: biológicos y geoquímicos, Barron *et al.* (2003a) realizaron un estudio de alta resolución, de los últimos 2,000 años, analizando los sedimentos del núcleo BAM80 E-17, tomado del lado oriental de la cuenca Guaymas. El análisis geoquímico se realizó mediante el método de espectrometría de emisión atómica con plasma de acoplamiento inductivo (ICP-AES por sus siglas en inglés). De acuerdo a las variaciones de los *proxies*, los autores encontraron dos episodios fríos, de 450-1350 A.D. y 1550-1800 A.D. (PEH); que se reflejaron con un aumento en el flujo biogénico de sílice y que coincidieron con los mínimos de manchas solares. Y dos episodios cálidos de 920-1020 A.D. y de 1100- 1140 A.D. que se observaron con una incremento de *A. nodulifera*.

(2) Dean *et al.* (2004), determinaron las fuentes de aporte de sedimentos para el norte de la cuenca Guaymas (núcleo BC50) y para el talud entre Carmen y Guaymas (núcleo BC06), mediante las variaciones y ciclos de *proxies* geoquímicos de los últimos 180 años. La geoquímica se realizó por ICP-AES, y posteriormente se le aplicó un análisis de factores de modo Q. Los autores determinaron que la fracción detrítica clástica ha aumentado desde los ~180 años y que la oxigenación y concentración de CaCO<sub>3</sub> han incrementado en los últimos 100 años. Además, notaron que durante el siglo XIX y XX la afluencia fluvial se presentó en diferentes periodicidades: multidecadal (> 32 años), bidecadal (16-32 años), asociados a la ODP, y multianual (4-8 y de 8-16 años) asociada al forzamiento ENOS.

(3) Barron *et al.* (2004), realizaron un trabajo multi-proxy, de una secuencia sedimentaria (núcleo DSDP 480) de ~15.2 a 1.3 mil años, tomada del lado oriental de la cuenca Guaymas. Con base a los resultados, se documentó que de 14.6-12.9 mil años, 11.6-6.2 mil años y 2.8-2.4 mil años, aumentaron las surgencias, que se reflejó por un incremento del sílice biogénico, y una disminución de CaCO<sub>3</sub> y terrígenos. Para el último intervalo, se sugirió una intensificación del ENOS. Al contrario, entre 12.9-11.6 mil años y 6.2 mil años, el sílice biogénico disminuyó e incrementó el CaCO<sub>3</sub> y las diatomeas y silicoflagelados de condiciones tropicales.

(4) Dean (2006) analizó dos núcleos sedimentarios (GGC55 y JPC56), de la vertiente occidental de la cuenca Guaymas. Con el objetivo de investigar los cambios geoquímicos de la paleoproduktividad orgánica y los cambios en las condiciones redox que ocurrieron durante los últimos 17 000 años, se realizó un análisis geoquímico mediante ICP-AES, y un análisis de diatomeas. De acuerdo a las variaciones en los *proxies*, el autor observó que de 17-14.7 mil años, 12.7-11.6 mil años y de 5.6-2.5 mil años, disminuyó la productividad y aumentó el contenido de CaCO<sub>3</sub> y material detrítico; características que sugieren condiciones de verano. En contraste, de 14.7-12.7 mil años y de 11.6-5.6 mil años, se documentó una alta producción de biosilíceo y un decremento de carbonatos; que son características de las condiciones climáticas de invierno.

(5) Pérez-Cruz (2013) analizó los sedimentos laminados del núcleo DIPAL III-T3 tomado en la cuenca Alfonso, de la Bahía de la Paz, que cubrió un periodo de 6200 a 300 años cal. AP, mediante el análisis geoquímico de elementos mayores y traza, por el método de análisis de fluorescencia de rayos X. De acuerdo a las fluctuaciones de los elementos, se determinaron los cambios hidrológicos y la paleoproduktividad en la región tropical y sur del GC, en relación con la variabilidad de la ZCIT y el Monzón de América del Norte.

Con base en lo anterior, se observó que de 6200-2400 años cal. AP aumentó la escorrentía, como resultado del fortalecimiento de la precipitación monzónica. Por otro lado, disminuyó la productividad. Por el contrario, de 2400 a 1900 años cal. AP y de 700-500 años cal. AP, ocurrieron eventos secos que ocasionaron la reducción de material detrítico transportado por precipitación, pero un aumento de éstos transportados vía eólica, y una mejora en la paleoproduktividad biológica.

---

## Material y métodos

### 3.1. Colecta de la columna sedimentaria

La columna sedimentaria C-53 se colectó el 31 de mayo del 2011 a 25° 53.311' N y 110° 52.267'O (Fig.1), a una profundidad de 670 m con un nucleador de caja tipo Reineck, a bordo del buque oceanográfico “El Puma” de la Universidad Nacional Autónoma de México; durante la campaña oceanografía “Dinámica Oceanográfica y Paleoceanografía DIPAL-IV”, en la cuenca del Carmen, Golfo de California.

### 3.2 Muestreo de la columna sedimentaria

El núcleo C-53 midió 34.5 cm y fue dividido longitudinalmente en dos partes iguales, la primera parte se guardó como “testigo” y la segunda como “trabajo”, esta última se muestreo cada 0.3 centímetros, obteniendo un total de 113 muestras que se colocaron en un frasco de plástico. Posteriormente, las muestras se liofilizaron y se molieron en un mortero de ágata para obtener una muestra totalmente homogénea y de tamaño de grano fino. Por último, cada muestra se envolvió en un plástico para su análisis geoquímico.

### 3.3 Análisis geoquímico de las muestras

Las muestras fueron analizadas con un equipo portátil de rayos X modelo Niton XL 3t 900 GOLDD, marca Thermo SCIENTIFIC 50 kV, el cual opera a través del método de fluorescencia de rayos X (Ver páginas 17-18). Antes de realizar en análisis y para comprobar la calibración del equipo, fue necesario realizar una prueba estándar para cada modo de operación, para medir el modo “minería” se utilizó el estándar marino HISS-1 y el estándar RCRA para el modo “suelos”. El primer modo es óptimo para cualquier muestra cuyos elementos de interés estén presentes en 1% o más, su tiempo de adquisición fue de 270 segundos, y el segundo detecta los elementos en ppm en 90 segundos. Después del análisis antes descrito, el equipo cuantificó las concentraciones de los elementos y las guardó en una matriz de datos.

### 3.4 Análisis estadístico

Con la matriz de datos del análisis geoquímico, se construyó otra matriz de datos sólo con 6 elementos químicos (Ca, Fe, K, Si, Ti y Zr). Dichos elementos se eligieron para este estudio debido a su valor para hacer reconstrucciones paleoclimáticas y paleoceanográficas (ej. Dean, 2006; Pérez-Cruz, 2013), y a que tuvieron un margen de error menor al 10%. Posteriormente, a la matriz se le aplicó un análisis de estadística básica para obtener los valores mínimos, máximos y el promedio de las concentraciones de cada elemento mediante el software STATISTICA 7.

Por último, se aplicó un análisis de correlación no-paramétrico por rangos de *Spearman* para medir el grado de asociación entre los elementos y la asociación de silicoflagelados de aguas cálidas, dado como factor 1.



---

## Resultados & discusión

### I. Descripción del núcleo C53

La secuencia C53 mide 34.5 cm de largo y 8.5 cm de ancho (Fig. 10-A y B) y se caracteriza por la presencia de sedimentos limo-arenosos y limo-arcillosos. Por otro lado, a simple vista se observa que tiene una estructura finamente laminada, y que es más evidente de 34.5 a 19 cm de profundidad (1814 a ~1920 A.D.) (Fig.10-B) en donde se alternan láminas oscuras de color gris-olivo 5 Y 3/2 y láminas claras de color gris-olivo 5 Y 1/4 (Tabla Munsell, 1995), compuestas por sedimento terrígeno (Fig.10-D) y biogénico respectivamente, y cuyo espesor va de milimétricas a sub-milimétricas (<4 mm). En los sedimentos biogénicos que se encuentran en este intervalo de profundidad, son más evidentes diatomeas y foraminíferos bentónicos y plantónicos. Cabe mencionar, que por lo general las láminas oscuras son de mayor espesor en relación con las láminas claras.

Posteriormente, del centímetro 19 al 0, las laminaciones no son tan evidentes como la parte anterior, debido a que a partir del 21.5 cm hay una mayor cantidad de sedimento biogénico, un cambio de color gris-olivo 5 Y 1/4 (Tabla Munsell, 1995), y en general, una mayor presencia de foraminíferos bentónicos, que de 3 a 0 cm forman un ooze (Fig.10-C).

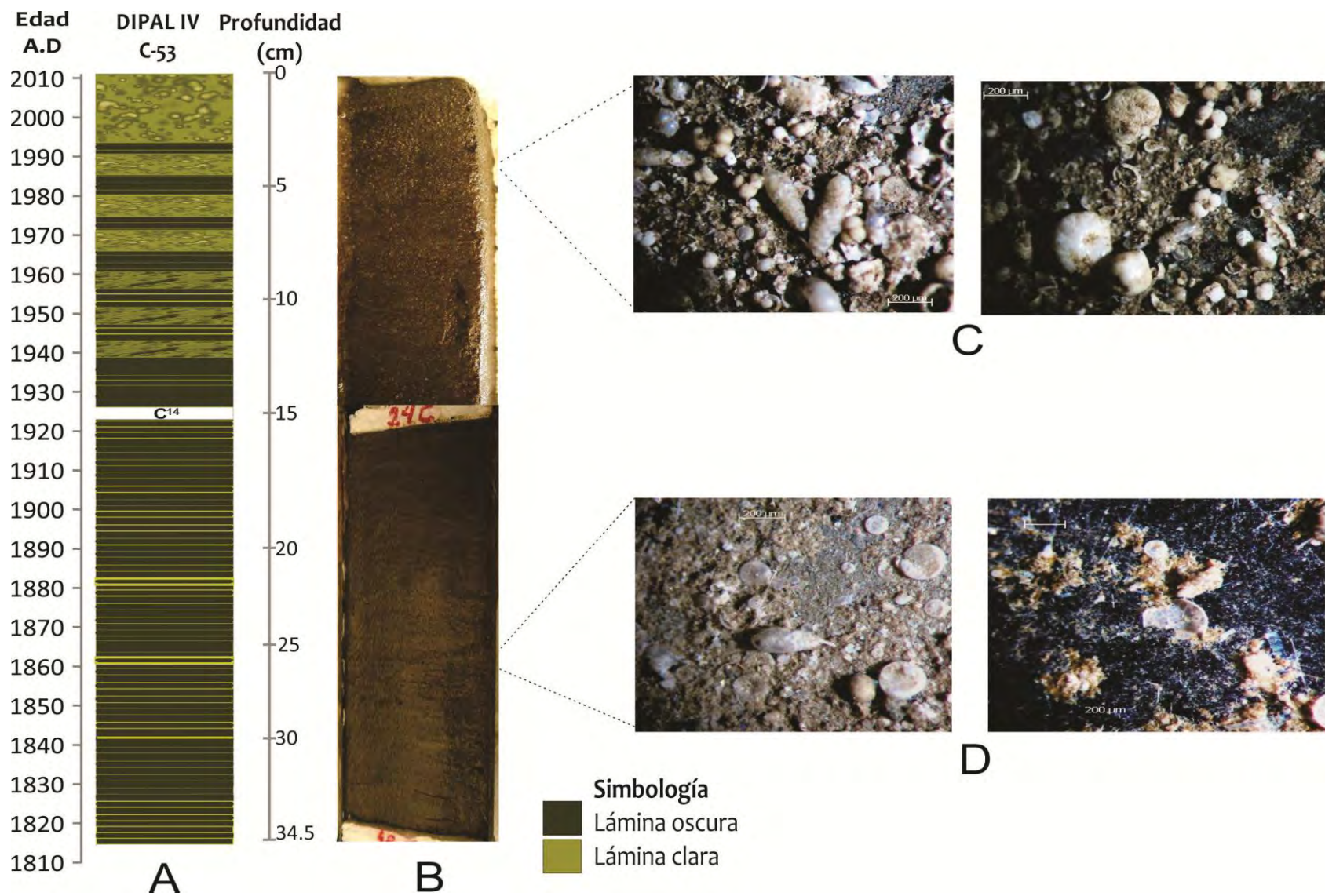


Figura 10. A y B) Esquema de la secuencia sedimentaria DIPAL IV C-53 contra modelo de edad (A.D.) y profundidad (cm), C) Ooze de foraminíferos (principalmente especies bentónicas) y D) Frotis de sedimento terrígeno.

## II) Descripción de los elementos mayores y traza a lo largo del núcleo C 53-B

*Proxies indicadores de aporte de terrígenos por transporte fluvial*

### **Titanio**

El valor mínimo del Ti fue 0.08%, el máximo 0.19% y el promedio 0.12%. En la figura 10-b se puede notar que el Ti tiene un comportamiento similar al Fe que refleja fluctuaciones cuyas concentraciones son >0.12% de 1816 a 1850 A.D., seguida de un periodo de 1850 a ~1870 de disminución <0.11%. De nuevo la concentración del Ti aumenta >0.13% y se extiende por tiempos más prolongados de ~1870 a 1990 A.D. Para los últimos 20 años (1990-2011) todas las concentraciones de este elemento están por debajo de 0.11%.

### **Potasio**

De las concentraciones de este elemento, el valor mínimo fue 0.37%, el valor máximo 0.81% y el promedio 0.54%. En la figura 10-c, se observa que similar a los elementos anteriores, hay fluctuaciones >0.5% de 1816 a 1850 A.D que son seguidas por un disminución <0.5% de 1850 a ~1875 A.D. Posterior al evento anterior, de nuevo las concentraciones de K aumentan >0.6% de ~1875 a ~1980 A.D, y decaen <0.54% de 1980 a 2011.

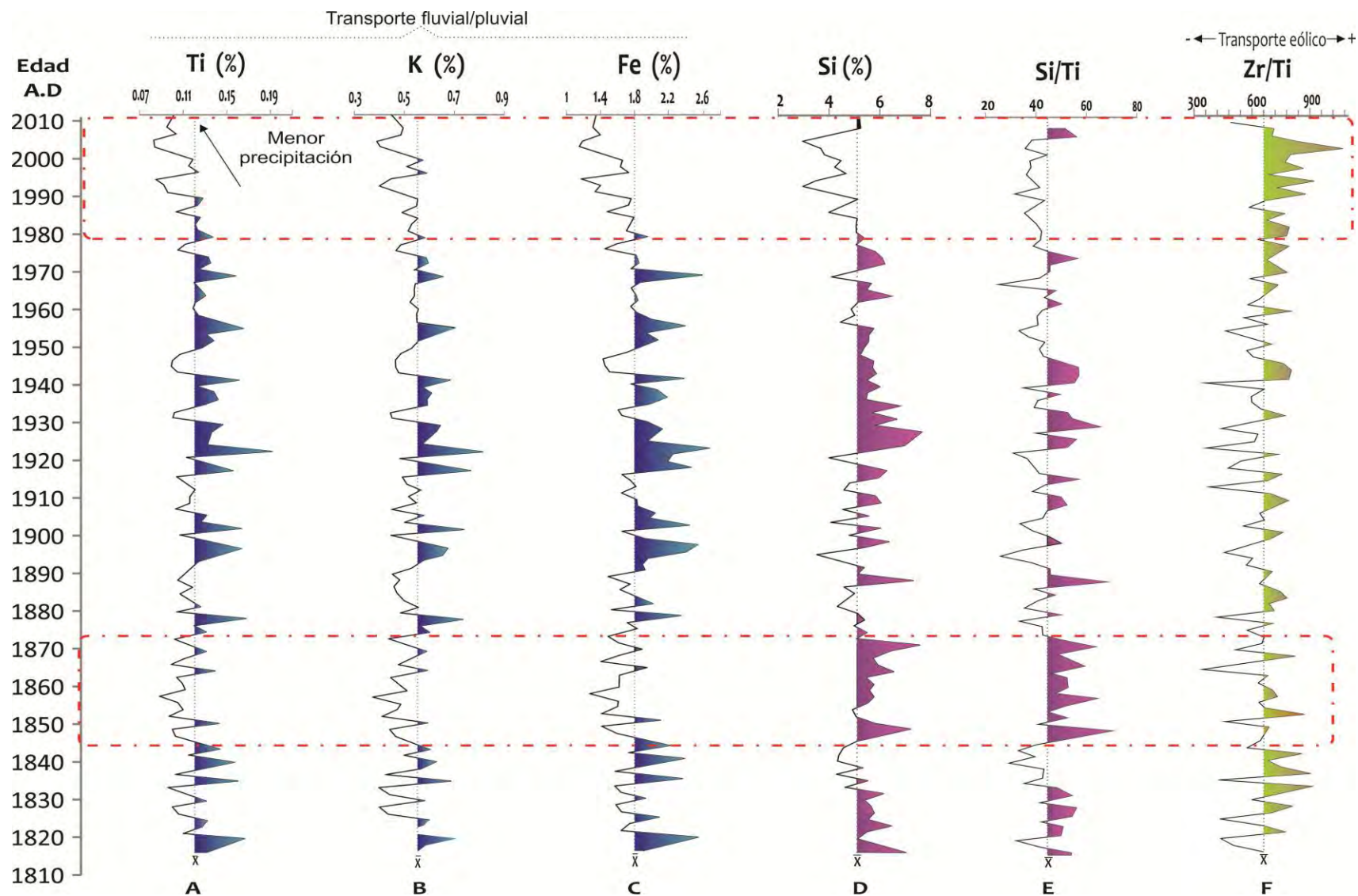
### **Hierro**

La concentración mínima del hierro a través del núcleo fue 1.15%, la máxima 2.67% y el promedio 1.81%. En la figura 10-d se observa el siguiente comportamiento: de 1816 a 1850 A.D sus concentraciones son >1.8 % y después disminuyen >1.80% de 1850-1880 A.D, nuevamente aumenta de 1880 a 1980, aunque su concentración es más abrupta >2.0 % y persistente de 1915 a 1945 A.D. Al final de la secuencia, de ~1980 a 2011 A.D, la concentración de Fe disminuye considerablemente hasta <1.40 %.

*Proxy indicador de aporte terrígeno por transporte eólico*

### **Zr/Ti**

Su concentración mínima fue 347.86 ppm, la máxima 1062.33 ppm y el promedio 665.46 ppm. De acuerdo al comportamiento de esta relación a lo largo del núcleo se pueden observar varios episodios, entre ellos el aumento de las concentraciones (>665 ppm) de ~1820 a ~1840, después otro episodio de ~1840 a ~1960 donde las concentraciones se mantienen bajas y se alternan con algunos episodios breves cuyas concentraciones sobrepasan la media. Después de ~1960 a 2011 A.D. la concentración de Zr/Ti aumenta (>750 ppm).



**Figura 11.** Concentración de los elementos a lo largo del núcleo C-53. El Ti (%), Fe (%) y K (%) representan el aporte de terrígenos mediante transporte fluvial/pluvial. El Si (%) y la correlación Si/Ti indican una fuente biogénica. La relación Zr/Ti muestra el transporte de terrígenos vía eólica.



## Proxies indicadores de aporte biogénico

### Calcio

En el análisis del Ca el valor mínimo fue 2.71%, el valor máximo 13.01% y el promedio 7.08%. Las concentraciones del calcio a través de la secuencia varían conforme a la profundidad, como se observa en la figura 11-a, de 1816 a 1940 A.D. la mayor parte de las fluctuaciones están por debajo del 7.08%, excepto tres episodios que se encuentran entre ~1980, ~1900 y de ~1910 a ~1920 A.D., cuya concentración es >6.0%. Después de ~1940 a 2011 la concentración de calcio aumenta gradualmente hasta llegar a >10.0%.

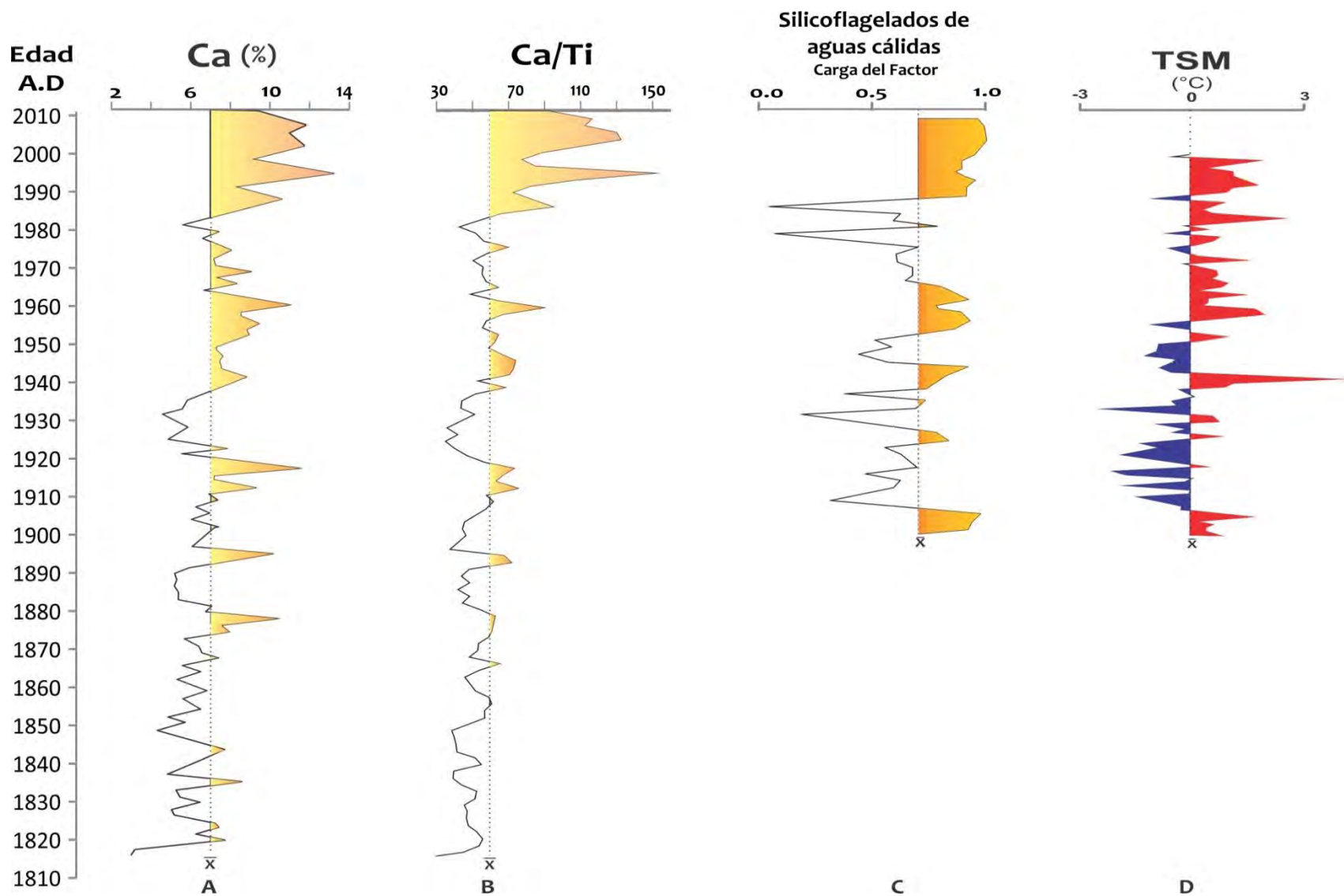
### Silicio

La concentración mínima del silicio fue 2.96%, la máxima 7.65% y el promedio 5.32%. Dado el comportamiento del silicio se pueden identificar 4 escenarios principales (Fig.11-d). En el primero de ~1816 a ~1880 A.D. la concentración de Si es relativamente alta (<5%), sin embargo, dentro de este escenario se observa un evento de ~1830 a ~1845 donde baja (<5%). Después, de ~1880 a ~1920 A.D. el Si presenta muchas fluctuaciones cuya concentración oscila de entre 5-6%. En el tercero de ~1920 a 1980 A.D. las fluctuaciones estuvieron, casi en su totalidad, por arriba del promedio. Por último, el cuarto escenario presenta valores <0.5%, los más bajos de toda la secuencia. Por otro lado, en la relación Si/Ti (Fig.11-e) se puede observar un patrón similar con el comportamiento del Si.

### Coefficiente de correlación de Spearman

**Tabla 2.** Matriz del coeficiente de correlación Spearman con una  $p < 0.05$ . De acuerdo a la escala de interpretación, los valores de color rojo indican una relación fuerte (0.76-1) y los de color azul una relación débil (0.26-0.50) y los de color verde una relación escasa (0-0.25) (Martínez-Ortega et al. 2009).

	Ca	Fe	K	Si	Ti	Zr
Ca	1	.032	.318	-.363	.148	-.007
Fe	.032	1	.841	.132	.924	.132
K	.318	.841	1	.214	.931	.132
Si	-.363	.132	.214	1	.206	-.163
Ti	.148	.924	.931	.206	1	.183
Zr	-.007	.132	.133	-.163	.183	1
Silicoflagelados asociados a aguas cálidas	.126	-.288	-.248	-.256	-.265	.096



**Figura 12.** Concentración de A) Ca (%), B) relación Ca/Ti en el núcleo C-53, C) Silicoflagelados asociados a aguas cálidas (de Vera-Ortega, 2013, en proceso) y D) Temperatura superficial de mar del GC para los últimos 100 años (de Lluch-Belda et al., 2009)

## **Interpretación**

Se sugieren las siguientes interpretaciones paleoceanográficas y paleoclimáticas generales, más probables, en escala multidecadal para los últimos 200 años.

### ***Aporte de terrígenos vía fluvial/pluvial***

En el registro sedimentario el Fe, K y Ti presentan un comportamiento similar (correlación >0.8) (Tabla 2), y son elementos comúnmente utilizados como *proxies* de terrígenos, en particular el Ti es por excelencia considerado como un proxy detrítico porque no es afectado por intemperismo y alteración post-deposición (Dean & Arthur, 1998 en Pérez-Cruz, 2013). En particular, las variaciones de Ti se utilizan como índices de precipitación, descarga de ríos y sedimento terrígeno que entra a las cuencas (ej. Dean *et al.*, 2004, Sosa-Najera *et al.*, 2010).

Bajo el contexto anterior, en términos generales se observa que el aporte de sedimentos terrígenos vía fluvial/pluvial fue más importante de 1816 a ~1980 A.D. (Fig.11 A, B y C), pero eventos de mayor duración son más evidentes entre los sedimentos que se depositaron de ~1880 a ~1980 A.D. En el Golfo bajo condiciones normales el material detrítico se deposita principalmente con el inicio de las lluvias del monzón de verano y se extienden hasta invierno durante eventos *El Niño* (Bernal *et al.*, 2001). En un estudio realizado por Dean *et al.* (2004) se observó que los sedimentos detríticos depositados entre 1910 y 1950 años, del lado oriental de la cuenca del Carmen, fue en respuesta a algún forzamiento multianual como el ENSO.

### ***Condiciones secas***

Se ha documentado un mayor aporte de sedimento detrítico cuando inicia el régimen de lluvias, por lo tanto, una disminución de este régimen se refleja en el aporte de terrígenos que entran a la cuenca. En el registro estudiado se pueden observar intervalos que sugieren condiciones de baja precipitación o sequías (Fig.11-A, B y C), dos multidecadales de ~1845 a ~1875 A.D. y de ~1980 a 2011 A.D., y pulsos de aproximadamente 10 años de duración de 1850-1862, 1880-1892, 1906-1916 y 1944-1950 A.D.

### **Aporte de terrígenos vía eólica**

Por otro lado, el Zr se encuentra en la fracción arena-limosa y puede ser transportado por el viento (Roy *et al.*, 2006). En el núcleo, la relación Zr/Ti sugiere un aporte de sedimento terrígeno por transporte eólico. A partir de lo anterior, en el registro sedimentario se observa un incremento detrítico transportado por el viento (Fig.11-F) desde las últimas cinco décadas, siendo más evidente en los últimos 30 años.

Durante el invierno el régimen de vientos se intensifica, de tal manera que éstos pasan por encima de las regiones desérticas del norte de México y de la Península de Baja California, y transportan considerable polvo hacia el sur y centro del GC (Baumgartner *et al.* 1991 en Douglas *et al.*, 2007). Se ha documentado que una de las fuentes más importantes de transporte eólico son las regiones semiáridas y áridas (Schulz *et al.*, 2006). Sin embargo, a principios de verano las condiciones son más secas y con vientos que generan tormentas de polvo (Baumgartner *et al.*, 1991 en Dean *et al.*, 2004; González-Yajimovich, 2004). Estas condiciones se pueden extender durante periodos de sequías relacionadas con condiciones *La Niña* (González-Yajimovich, 2004).

### **Paleoproductividad**

El Si registrado en la secuencia sedimentaria puede tener un origen detrítico y/o biogénico, pero debido a su baja relación con los terrígenos ( $<0.25$ ) se sugiere que proviene principalmente de una fuente biogénica, como resultado de la alta productividad primaria que caracteriza a esta región y que está representada principalmente por los restos esqueléticos de organismos silíceos como diatomeas y silicoflagelados (Thunell *et al.*, 1993). En la relación Si/Ti (Fig.11-E) se pueden observar algunos intervalos, sobre todo de ~1980 a 2011 A.D, en donde la señal del Si es el reflejo no sólo del aporte biogénico, sino que también hay una contribución de la parte detrítica (correlación de ~0.6). De acuerdo a lo anterior, el Si puede ser utilizado en la mayoría de la secuencia como proxy de paleoproductividad.

En el registro se pueden observar periodos multidecadales de alta productividad, 1) de ~1845 a ~1875 A.D. (Fig. 11-D y E), se caracteriza por presentar condiciones secas y un aumento de sílice biogénico probablemente en respuesta a una intensificación de los vientos que ocasionó eventos de surgencia costera del lado oriental del GC y que favoreció la productividad, y por acción de giros de mesoescala el fitodetritus producido fue transportado y redistribuido hacia la



cuenca del Carmen (Douglas *et al.*, 2007). Posteriormente, se observan eventos importantes, pero de menor duración, de flujo de sílice biogénico de ~1910 a ~1960 A.D., probablemente en respuesta a los fuertes vientos que soplan a lo largo del Golfo y que provocan surgencias y ascenso de aguas subsuperficiales a la superficie ricas en nutrientes, además, durante este periodo se presentaron anomalías de temperatura negativas de hasta  $-3^{\circ}\text{C}$  que favorecen el crecimiento de organismos afines a aguas frías y que en consecuencia producen un incremento de la productividad (Fig.12-D). Las condiciones anteriores, como se mencionó en los antecedentes, son semejantes a las que ocurren en la cuenca del Carmen durante invierno (Thunell *et al.*, 1994).

Contrario a los intervalos anteriores, de ~1875 a ~1920 A.D. se sugiere una baja paleoproductividad, lo cual coincide con una disminución muy importante de sílice biogénico reportada por Barron & Bukry (2007) entre 1870 y 1910 A.D. del lado oriental de la cuenca de Guaymas.

Por último, de ~1960 a 2011 A.D. se sugiere un desplazamiento de especies que forman parte de fitoplancton, de organismos silíceos asociados a condiciones frías por organismos calcáreos (cocolitofóridos) afines a condiciones cálidas, siendo estos últimos los constituyentes de productividad desde ~1940, pero más importantes y evidentes desde hace 30 años (Fig.12-A). En la cuenca del Carmen pero del lado oriental, también se ha reportado una disminución de la productividad de sílice biogénico desde ~1940 (Dean *et al.*, 2004).

### **Condiciones oceanográficas cálidas**

Como se menciona en los antecedentes, el Ca en los sedimentos marinos puede provenir de tres fuentes diferentes, detrítica, biogénica y/o autigénica. En este estudio se asume que el Ca (Fig.12-A) tiene una fuente biogénica debido a que su correlación con los elementos terrígenos (Fe, K y Ti) es débil ( $>0.3$ ), y al graficar la relación Ca/Ti (Fig.12-B) se observa que tanto el Ca como los terrígenos no tienen el mismo origen, sino que provienen de una fuente diferente (biogénico/autigénico), debido a que las fluctuaciones de esta relación son más conspicuas sobre todo en la parte superior del núcleo (desde ~1940 A.D.). Si el Ca y el Ti tuvieran un mismo origen, en la gráfica se podrían observar ligeras variaciones, dado que la relación de un elemento con otro sería semejante. Es importante mencionar que se ha documentado que en el lado occidental del GC hay una mayor concentración ( $>15\%$ ) de carbonatos (figura 6-b). Además, al observar los sedimentos del núcleo se puede comprobar que la parte superficial tiene un ooze de foraminíferos

(principalmente especies bentónicas) (Fig. 10-C), y que a lo largo de la secuencia la presencia de estos organismos es evidente pero en menor abundancia, lo cual coincide con la disminución de las concentraciones de Ca. Luego entonces, en el contexto oceanográfico del Golfo de California, se sugiere que la producción o crecimiento de estos organismos calcáreos fue resultado de una mayor permanencia de aguas cálidas en la cuenca del Carmen.

Por otra parte, el registro de la TSM (Fig.12-D) indica a partir de ~1940, anomalías de temperatura positivas de hasta 3°C, lo cual apoya la idea de la dominancia de aguas cálidas, en particular para las últimas tres décadas. De este mismo núcleo, el registro de especies de silicoflagelados (Fig.12-C) (*Dictyocha messanensis* forma *messanensis* y *Dictyocha fibula* variedad *robusta*) (Vera-Ortega, 2013 en proceso), con afinidades a aguas superficiales cálidas también sugiere la presencia de estas aguas.

La literatura señala que en verano el patrón oceanográfico se caracteriza por aguas cálidas que entran y se mueven hacia el norte del GC, impulsadas por los vientos débiles del sur (Thunell *et al.*, 1994; Dean, 2006; Barron & Bukry, 2007). La presencia de aguas tropicales genera una gran estratificación de la columna de agua, que profundiza la termoclina y retarda la advección de nutrientes hacia las aguas superficiales que afecta la productividad de organismos silíceos y favorece la de organismos calcáreos, como se observa en los últimos tres décadas (Figuras 11-D y E, y 12). Barron & Bukry, (2007) proponen un aumento de la TSM, relativamente más cálida, desde los últimos 200 años asociado a la actividad solar.

### **Variabilidad climática**

El registro sedimentario C-53 es de alta resolución y por ello en sus sedimentos se preserva la señal de la variabilidad climática y oceanográfica que ocurre en el GC, y que se puede observar con la alta frecuencia y amplitud en las fluctuaciones de los *proxies*, con fluctuaciones entre eventos de TSM más cálida a más fría, y de sequía y precipitación, principalmente en los sedimentos que se depositaron de ~1890 a ~1980 A.D. Pérez-Cruz & Urrutia-Fucugauchi (2010) sugieren que las condiciones de temperatura de las aguas superficiales en el Golfo, se han alternado en escalas de tiempo subdecadales a subcentenarias, entre TSM frías y TSM cálidas, y que esto es atribuido ya sea a eventos ENOS/PDO o a la variabilidad solar.

---

## Conclusiones

A partir de las variaciones en la concentración de los elementos a lo largo del núcleo C-53, fue posible inferir: 1) los cambios en la entrada de terrígenos por transporte fluvial/pluvial a partir de las fluctuaciones en las concentraciones de Fe, K y Ti, 2) fluctuaciones en el aporte de terrígenos vía eólica con base en la relación Zr/Ti, 3) variaciones en la paleoproductividad sugeridas por las fluctuaciones de Si y Ca, y 4) un aumento en la TSM, a partir de las fluctuaciones de Ca, de la relación Ca/Ti, las mayores abundancias relativas de especies de silicoflagelados afines a aguas cálidas y de las anomalías de TSM para el GC reconstruidas por Lluch-Belda *et al.* (2009).

- (1) El transporte fluvial/pluvial fue más importante en la región de 1816 a ~1980 A.D.
- (2) Eventos secos: dos multidecadales de ~1845 a ~1875 A.D. y de ~1980 a 2011 A.D., y pulsos de 1850-1862, 1880-1892, 1906-1916 y 1944-1950 A.D., evidenciados por el decremento de sedimento terrígeno vía fluvial.
- (3) Gran variabilidad climática y oceanográfica de ~1875 a ~1980 A.D. que presenta cambios en las frecuencias y en la amplitud de las señales, y que intercalan eventos que sugieren alta y baja productividad, así como condiciones secas o de mayor humedad.
- (4) Un escenario de ~1980 al 2011 A.D que refleja temperaturas superficiales del mar más cálidas.

## LITERATURA CITADA

Adams, Meliton. 1995. *Fundamentos de química de suelos*. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela.

Aguirre C., T. Chávez., P. García., J.C. Raya. 2007. *El silicio en los organismos vivos*. Interciencia. 32 (8): 504-509.

Baba J., C. Peterson., H Schrader. 1991. *Modern fine-grained sediments in the Gulf of California*. In: Simoneit, B., Dauphin, J. (Eds.). *The Gulf and Peninsular Province of the California*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47. 569–587.

Barron J.A., D. Bukry., J. L. Bischoff. 2003. *A 2000-yr-long record of climate from the Gulf of California*. In: West G.J., Blomquist, N.L. (Eds.). *Proceedings of the Nineteenth Pacific Climate Workshop, Asilomar, Pacific Grove, CA, March 3-6, 2002. Technical Report 71, Interagency Ecological Program for the San Francisco Estuary, Sacramento CA, 11-21*.

Barron J.A., D. Bukry., J. L. Bischoff. 2004. *High Resolution Paleoceanography of the Guaymas Basin, Gulf of California, During the Past 15 000 Years*. *Marine Micropaleontology*.50: 185-207.

Barron J.A., D. Bukry. 2007. *Solar forcing of Gulf of California climate during the past 2000 yr suggested by diatoms and silicoflagellates*. *Marine Micropaleontology*. 62:115-139.

Barron J.A., L. Anderson. 2011. *Enhanced Late Holocene ENSO/PDO expression along the margins of the eastern North Pacific*. *Quaternary International*. 235:3-12.

Bernal G., P. Ripa., J.C. Herguera. 2001. *Variabilidad oceanográfica y climática en el bajo golfo de California: Influencias del trópico y Pacífico norte*. *Ciencias Marinas*. 27 (4): 595-617.

Blanchet, C.L., N. Thouveny., L. Vidal., G. Leduc., K. Tachikawa., E. Bard., L. Beaufort. 2007. *Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach*. *Quaternary Science Reviews*. 26 (31):3118-3133.

Servicio Geológico Mexicano. 2007. Carta Geológica de México. 6a Edición.

Case J. T. & M. L. Cody. 1983. *Island biogeography in the sea of Cortéz*. University of California Press. Berkeley and L.A, California.

Castro R., A.S. Mascarenhas., R. Durazo., C.A. Collins. 2000. *Variación estacional de la temperatura y salinidad en la entrada del golfo de California, México*. Ciencias Marinas. 26 (4): 561-583.

Cifuentes-Lemus, J. L., Ma. Torres-García., M. Frías. 1997. *El océano y sus recursos II. Las ciencias del mar: oceanografía geológica y oceanografía química*. 2a edición. Fondo de Cultura Económica.

Clement, A.C., Seager, R., Cane, M.A., 2000. *Suppression of El Niño during the mid- Holocene by changes in the Earth's orbit*. Paleoclimatology 15;731–737.

CONANP., SEMARNAT. 2000. Programa de Manejo del Parque Nacional de Bahía de Loreto, México.

Cornelis K., C. Hurlbut. 2003. *Manual de mineralogía*. 4a edición. Editorial Reverté, S.A.

Critelli, S., Le Pera, E., Ingersoll, R.V. 1997. *The effects of source lithology, transport, deposition and sampling scale on the composition of southern California sand*: Sedimentology, v. 44, p. 653-671.

Cronin, T.M. 1999. *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press. New York. United States of America. pp. 259-260.

Dean W.E., C. Pride., R. Thunell. 2004. *Geochemical cycles in sediments deposited on the slopes of the Guaymas and Carmen basins of the Gulf of California*. Quaternary Science Reviews. 23: 1817-1833.

Dean, W.E. 2006. *The geochemical record of the last 17, 000 years in the GuaymasBasin, Gulf of California*. Chemical Geology. 232: 87-98.

De la Camara D.Maximino.1956. *Geoquímica de las aguas termales*. Real Academia Nacional de Medicina.

De la Lanza-Espino, Guadalupe. 1991. *Oceanografía de mares mexicanos*. 1era edición. A.G.T. Editor, S.A.Mexico, D.F.

Douglas, M.W., Madoox, R.A., Howard, A. & Reyes, S. 1993. *The Mexican monsoon*. *Journal of Climate*.6: 1665-1677.

Douglas, R.G., Gorsline, D., Grippio, A., Granados, I., González-Yajimovich, O., 2002. *Holocene ocean-climate variations in Alfonso Basin, Gulf of California, Mexico*. In: West, G.J., Buffaloe, L.D. (Eds.), *Proceedings of the Eighteenth PACLIM Workshop*. Asilomar, Pacific Grove, CA, pp. 7-20.

Douglas R., O. González-Yajimovich., J. Ledesma-Vázquez., F. Staines-Urias. 2007. *Climate forcing, primary production and the distribution of Holocene biogenic sediments in the Gulf of California*. *Quaternary Science Rev.* 26: 115-129.

Durazo R., G. Gaxiola-Castro., B. Lavaniegos., R. Castro-Valdez., J. Gómez-Valdés., A.D. Mascarenhas Jr. 2005. *Oceanographic conditions west of the Baja California coast, 2002-2003: A weak El Niño and subarctic water enhancement*. *Ciencias Marinas*. 31 (3): 537-552.

Fassbender H.W. 1975. *Química de los suelos con énfasis en suelos de América Latina*. Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas de la OEA. Editorial IICA. Turrialba, Costa Rica.

Fernández-Barajas M.E., M.A Monreal-Gómez., A. Molina-Cruz. 1994. *Estructura termohalina y flujo geostrofico, en el golfo de California, durante 1992*. *Ciencias Marinas* 20 (2): 267-286.

Fyfe W.S. 1981. *Introducción a la geoquímica*. Editorial Reverté, S.A. pp 115.

Figuroa J.M., S.G. Marinone., M.F. Lavín. 2003. *A description of geostrophic gyres in the southern gulf of California*. *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. 237-255.

Fu Shuqing., Z. Zhu., T. Ouyang., Y. Qiu., Z. Wei. 2011. *Geochemical changes of the terrigenous sediments in the southern South China Sea and their paleoenvironmental implications during the last 31 ky*. *J. Oceanogr.* 67:337-346.

Gass I.G., P.J. Smith., R.C. Wilson. 2002. *Introducción a las Ciencias de la Tierra*. Ed. Reverté. Barcelona. España. Pp 405.

González-Yajimovich O. 2004. *Holocene sedimentation in the southern gulf of California and its climatic implications*. Faculty of the graduate school University of Southern California.

Gutiérrez-Mas J.M., A. López., S. Domínguez., P. Villanueva., F. López. 1994. *Geoquímica de los sedimentos recientes de la plataforma continental y bahía de Cádiz (SW de España)*. Rev. Soc. Geol. España. 7(1-2):169-178.

Herguera, J., 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.

Instituto Tecnológico GeoMinero de España. 1990. *Inventario de recursos de estroncio 1989*. Consultado en línea [[books.google.com.mx/books?isbn=8478400486](https://books.google.com.mx/books?isbn=8478400486)].

James Rachael. 2005. *Marine biogeochemical cycles*. 2ª edición. The Open University.

Jiménez A., S.G Marinone., A. Parés Sierra. 2005. *Efecto de la variabilidad espacial y temporal del viento sobre la circulación en el golfo de California*. Ciencias Marinas 31 (2): 357-368.

Kalpakjian, Serope y S.R. Schmid. 2002. *Manufactura, ingeniería y tecnología*. 4ª edición. Pearson Educación, México. Págs. 1176.

Kass, Donald C. L. 2007. *Fertilidad de suelos*. Editorial EUNED. 2ª reimpresión. Pág. 630. Costa Rica.

Keigwin, L., 2002. *Late Pleistocene–Holocene paleoceanography and ventilation of the Gulf of California*. Journal of Oceanography 58, 421–432.

Kemp A.E.S.2003. *Evidence for abrupt climate changes in annually laminated marine sediments*. Phil. Trans. R. Soc. Lond. 361:1851-1870.

Khider D., L.D. Stott., J. Emile., R. Thunell., D.E. Hammond. 2011. *Assessing El Niño Southern Oscillation variability during the past millennium*. Paleoceanography. 26:1-20.

Lara–Lara JR, García–Pámanes J, Bazán–Guzmán C. 2007. *Flujo vertical de materia orgánica particulada en la región central del Golfo de California*. In:

Lavín M. F., E. Beier and A. Badan, 1997. *Estructura Hidrográfica y Circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual*, In: Lavín, M.F. (Editor), *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*, Unión Geofísica Mexicana, Monografía No. 3: 141-171.

Lavín, M.F., S.G. Marinone. 2003. *An overview of the physical oceanography of the gulf on California*. Departamento de Oceanografía Física, CICESE.

Lavín, M. F., R. Castro, E. Beier, V. M. Godínez, A. Amador, And P. Guest. 2009. *SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon Experiment*, *J. Geophys. Res.*, 114.

Lluch-Belda, D., P. Del Monte-Luna., S. E. Lluch-Cota. 2009. *20 th century variability in Gulf of California SST*. 50: 147-154. In *CALCOFI Reports*.

Lluch-Cota S.E., A. Parés., V. Magaña., F. Arreguín., G. Bazzino., H. Herrera., D. Lluch. 2010. *Changing climate in the Gulf of California*. *Progress in Oceanography*. 87 (1-4): 114-126.

Lückge A., H. Dooe., A.A. Khan., H. Schulz., U. von Rad. 2001. *Monsoonal variability in the northeastern Arabian Sea during the past 5000 years: geochemical evidence from laminated sediments*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 167:273-286.

Magaña, V., Pérez, J. L., & Conde, C. (1998). *El fenómeno de El Niño y sus impactos*. *Ciencias*, 14-18.

Mann M. E., Z. Zhang., S. Rutherford., R. S. Bradley., M. K. Hughes., D. Shindell., C. Ammann., G. Faluvegi., F. Ni. 2009. *Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly*. *Science*. 326: 1256-1260.

Mayewski, P.A., E.E. Rohling, J.C. Stager, W. Karlén, K.A. Maasch, L.D. Meeker, E.A. Meyerson, F. Gasse, S. van Kreveland, K. Holmgren, J. Lee-Thorp, G. Rosqvist, F. Rack, M. Staubwasser, R.R. Schneider & E.J. Steig. 2004. *Holocene climate variability*. *Quaternary Research*. 62:243-255.

Méndez-González, J., A. Ramírez. Leyva., E. Cornejo. Oviedo., A. Zarate Lupercio y T. Cavazos Pérez. 2010. *Teleconexiones de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) a la precipitación y temperatura en México*. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM*. 73:57-70.



Meyers, P.A. 1997. *Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes*. *Org. Geochem.* 27(5/6):213-250.

Millán-Núñez, E., C. M. Yentsch. 2000. *El Canal de Ballenas, Baja California, con ambiente favorable para el desarrollo del fitoplancton*. *Hidrobiología.* 10 (2): 91-100.

Molina C. A., L. Pérez., M.A. Monreal. 2002. *Laminated sediments in the Bay of La Paz, Gulf of California: a depositional cycle regulated by pluvial flux*. *Sedimentology.* 49:1401-1410.

Noguera A. F., J.H. Vega., A. N. García., M. Quesada. 2002. *Historia Natural de Chamela*. 1era edición. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Biología.

Pattan, J.N., T. Masuzawa., M. Yamamoto. 2005. *Variations in terrigenous sediment discharge in a sediment core from southeastern Arabian Sea during the last 140 ka*. *Current Science.* 89 (8): 1421-1425.

Pérez-Cruz, L. & Molina-Cruz, A. 1988. *El Niño 1983: Efectos sobre la distribución de los silicoflagelados de el Golfo de California*. *Ciencias Marinas.* 14 (3): 9-38.

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*. *Quarter. Res.* 65:401-410.

Pérez-Cruz, L. 2012. *Hydrological changes and paleoproductivity in the Gulf of California during middle and late Holocene and their relationship with ITCZ and North American Monsoon variability*. *Quarter. Res.*

Pérez-Cruz, L. & J. Urrutia-Fucugauchi. 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):305-318.

Pérez-Cruz, L., G.E. Villagrán-de-la-Cruz & L.E. Gómez-Lizárraga. 2009. *Radiolarios de los sedimentos marinos del Cuaternario Tardío del Golfo de California – Paleooceanografía y Paleoclimatología*. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. 72 pp.

Pérez-Cruz, L. & J. Urrutia-Fucugauchi, 2010. *Holocene laminated sediments from the southern gulf of California: Geochemical, mineral magnetic and microfossil study*. *Journal of Quaternary Science*. 25:989-1000.

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*. *Quarter. Res.* 79; 138-151.

Petroservicios Industriales. 2010. Consultada en línea en abril del 2012. [http://www.petroservicios.com.mx/index.php?option=com\\_content&view=article&id=49&Itemid=56](http://www.petroservicios.com.mx/index.php?option=com_content&view=article&id=49&Itemid=56)

Ramírez H.U., P. F. Zárate., M.E. García., O. De la Torre., I. Israde., A.R. Meulenert. 2007. *Disolución de sílice biogénica en sedimentos de lagos utilizados como bioindicadores de calidad del agua*. *E-Gnosis*. 5: 1-19.

Reyes-Coca, Sergio. 1994. *El monzón del suroeste de Norteamérica (TRAVASON/SWAMP)*. *Atmosfera*. 7:117-137.

Rodríguez-Meza G.D., E. Shumilin., D. Sapozhnikov., L. Méndez., B. Acosta. 2009. *Evaluación geoquímica de elementos mayoritarios y oligoelementos en los sedimentos de Bahía Concepción (B.C.S., México)*. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 61 (1): 57-72.

Rubio-Navas Javier. 1997. *Inventario Nacional de Recursos Minerales de Cloruro Sódico y Sales Potásicas*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España. pp 452.

Sancetta Constance. 1995. *Diatoms in the Gulf of California: Seasonal flux patterns and the sediment record for the last 15,000 years*. *Paleoceanography*. 10 (1).

Schulz H. D. & M. Zabel. 2006. *Marine Geochemistry*. 2<sup>nd</sup> edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Soto-Mardones L., S.G. Marinone., A. Parès. 1999. *Variabilidad espaciotemporal de la temperatura superficial del mar en el golfo de California*. Ciencias marinas. 25(1):1-30.

Sosa-Nájera, S., S. Lozano-García., P.D. Roy., M. Caballero. 2010. *Registro de sequias históricas en el occidente de México con base en el análisis elemental de sedimentos lacustres: El caso del lago de Santa María del Oro*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 62 (3):437-451.

Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA). 2012. *Radiocronología de Sedimentos Costeros Utilizando  $^{210}\text{Pb}$ : Modelos, Validación y Aplicaciones*. Viena.

SEMARNAT.2003. *Manifestación de Impacto Ambiental*.

Tarbuck, E. J.; F. K., Lutgens & D., Tasa. 2009. *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física*. 8va edición. Pearson Educación S.A., Madrid.

Thunell R., C. Pride., E. Tappa., F. Muller. 1993. *Varve formation in the Gulf of California: Insights from time series sediment trap sampling and remote sensing*. Quater. Science Reviews. 12 (6): 451-464.

Thunell R., C. Pride., E. Tappa., F. Muller. 1994. *Biogenic sílica fluxes and accumulation rates in the Gulf of California*. Geology. 22: 303-306.

Thunell R., C. 1998. *Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf of California: A response to climate forcing*. Deep-Sea Research. 45:2059-2083.

Valdéz-Holgín J.E., G. Gaxiola-Castro., R. Cervantes-Duarte. 1995. *Productividad primaria en el Golfo de California, calculada a partir de la relación entre la irradiancia superficial y clorofila de la zona eufótica*. Ciencias Marinas. 23(3):311-329.

Vásquez-Figueroa, V., C. Carles., R.M Ledesma., A. Sánchez., P. Dando., A. Camprubí., C. Robinson., G. Hiriart. 2009. *Batimetría y características hidrográficas (Mayo, 2007) en las Cuencas de Consag y Wagner, Norte del Golfo de California, México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. 61 (1): 119-127.

Vera-Ortega, A. *Los silicoflagelados holocénicos de la cuenca del Carmen, golfo de California, y su respuesta al cambio climático*. Tesis de licenciatura en proceso.

Villagrán-de-la-Cruz, G.E. 2011. *Cambios multidecadales del clima registrados en los sedimentos anóxicos en la cuenca del Carmen, golfo de California, durante el Holoceno tardío*. Tesis profesional de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. 101 pp.

Wanner H., J. Beer., J. Bütikofer., T. J. Crowley., U. Cubasch., J. Flückiger., H. Goosse., M. Grosjean., F. Joos., J.O. Kaplan., M. Küttel., S.A. Müller., I. Colin., O. Solomina., T. Stocker., P. Tarasov., M. Wagner., M. Widmann.2008. *Mid-to Late Holocene climate change: an overview*. Quaternary Science Reviews. 27: 1791-1828

Wedepohl K. Hans. 1995. *The composition of the continental crust*. Geochimica et Cosmochimica Acta. 59(7); 1217-1232.