



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA**

**ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA HIDROGRÁFICA Y SU
RELACIÓN CON LAS CAPAS DE DISPERSIÓN DE SONIDO
EN EL GOLFO DE CALIFORNIA (2005 - 2016)**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS
(Biología Marina)

PRESENTA:

METZLI ROMERO ROBLES

TUTOR PRINCIPAL:

DR. CARLOS JORGE ROBINSON MENDOZA
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

COMITÉ TUTOR:

DR. RAÚL AGUIRRE GÓMEZ
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA
DR. FELIPE AMEZCUA LINARES
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
DR. CÉSAR FLORES COTO
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
DR. DAVID ALBERTO SALAS DE LEÓN
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

MÉXICO, CD. MX., Agosto de 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

**Dedicado a mis padres,
Por su amor incondicional,
Por todo...**

ÍNDICE

RESUMEN	4
ABSTRACT	5
AGRADECIMIENTOS	6
ÍNDICE DE FIGURAS	7
ÍNDICE DE TABLAS	8
SÍMBOLOS Y ABREVIATURAS	9
1. INTRODUCCIÓN	10
1.1. GENERALIDADES Y ANTECEDENTES	10
1.2. HIPÓTESIS	20
1.3. OBJETIVO GENERAL	20
1.4.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	21
2. DATOS Y MÉTODOS	22
2.1. ÁREA DE ESTUDIO.....	22
2.2. DATOS HIDROGRÁFICOS Y ACÚSTICOS	26
2.3. METODOLOGÍA	27
2.3.1. Temperatura a diferentes profundidades	30
2.3.2. Máximo de clorofila-a	30
2.3.3. Profundidad de la capa isotérmica (CIT).....	31
2.3.4. Determinación de la profundidad de la capa de mezcla (PCM)	31
2.3.5. Coeficiente de dispersión de sonido por área referido a millas náuticas (nautical area scattering coefficient, s_A).....	33
3. RESULTADOS	38
3.1 TEMPERATURA	38
3.2 CLOROFILA-A MÁXIMA	43
3.3 CAPA ISOTÉRMICA Y CAPA DE MEZCLA	47
3.4 COEFICIENTE DE DISPERSIÓN DE SONIDO POR ÁREA (s_A).....	50
3.5 MASAS DE AGUA	59
4. DISCUSIÓN	60
4.1 TEMPERATURA EN EL GOLFO DE CALIFORNIA	60
4.2 CLOROFILA-A EN EL GOLFO DE CALIFORNIA.....	63
4.3 CAPA DE MEZCLA Y CAPA ISOTÉRMICA	68
4.4 MASAS DE AGUA	71
4.5 RELACIÓN; ESTRUCTURA HIDROGRÁFICA Y s_A	71
5. CONCLUSIONES	76
6. REFERENCIAS	78
Anexo A. Diagramas t-s para cada crucero.....	84
Anexo B. Perfiles promedio	86

RESUMEN

Se analizó la variación de la temperatura del mar a diferentes profundidades, el máximo profundo de clorofila-a (profundidad y concentración), la profundidad de la capa de mezcla, la profundidad de la capa isotérmica; la diferencia entre estas dos capas (el grosor de la capa de barrera) y la relación de estas variables con el coeficiente de retrodispersión de sonido por área mediante perfiles hidrográficos y prospecciones acústicas obtenidos en la parte central (26° a 29° de latitud norte) del Golfo de California (2005-2016). Los resultados muestran las condiciones en el Golfo de California antes y después de los eventos El Niño Canónico y El Niño Modoki (2009-2010) y la baja intensidad en los vientos del NE; durante invierno se observó un incremento de temperatura aproximadamente a 75 m en la Costa Este (25 a 28° latitud N), mientras que el resto del área de estudio se mantuvo estable. También durante invierno la profundidad de la capa de mezcla y la capa isotérmica presentaron una disminución en todas las subregiones; la disminución promedio fue de 20 m para la profundidad de la capa de mezcla y 30 m para la profundidad de la capa isotérmica de 2007 a 2014, lo que a su vez se reflejó en una delgada capa de barrera que sugiere un mayor efecto de la atmósfera sobre el océano a mayores profundidades. El máximo profundo de clorofila-a fue muy variable en toda el área de estudio, marzo y octubre de 2010 fueron los meses con la menor concentración de clorofila-a máxima. La región de las Grandes Islas (28 a 29° latitud N) mostró un incremento en la concentración de clorofila-a máxima de marzo de 2010 comparado con febrero de 2014, se sugiere que este aumento puede estar asociado a procesos de mezcla por marea. Durante el verano de 2010, de 5 a 120 m se registró un incremento de temperatura en toda el área de estudio. Antes de los eventos El Niño Canónico y Modoki 2009-2010 y la baja intensidad de los vientos del noroeste, los valores del coeficiente de dispersión fueron máximos en verano e invierno de 2007 y después de dichos eventos el coeficiente se redujo casi cien veces en invierno y nueve veces en verano.

ABSTRACT

The variation of the sea temperature at different depths, the maximum depth of chlorophyll-a (depth and concentration), the mixed layer depth, the isothermal layer depth were analyzed; the difference between these two layers (the thickness of the barrier layer) and the relationship of these variables with the coefficient of sound backscatter by area with data from hydrographic profiles and acoustic surveys obtained in the central part (26° to 29° north latitude) of the Gulf of California (2005-2016). The results show the conditions in the Gulf of California before and after the El Niño Canonic and Modoki 2009-2010 events and the low intensity in the NE winds. The results show during winter 2010 was increment of a temperature at approximately 75 m on the East Coast (25 to 28° N latitude), while the rest of the study area remained stable. Also during winter, mixed layer and the isothermal layer depth showed a decrease in all subregions; the average decrease was 20 m for the depth of the mixed layer and 30 m for the depth of the isothermal layer from 2007 to 2014, which in turn was reflected in a thin barrier layer that suggests a greater effect of the atmosphere over the ocean at greater depths. The maximum depth of chlorophyll-a was very variable throughout the study area, March and October 2010 were the months with the lowest concentration of chlorophyll-a maximum. The region of the Great Islands (28 to 29° N latitude) showed an increase in the concentration of maximum chlorophyll-a of March 2010 compared to February 2014, it is suggested that this increase may be associated with mixing processes by tide. During the summer of 2010, from 5 to 120 m, there was an increase in temperature in the entire study area. Prior to the El Niño Canonic and Modoki 2009-2010 events and the low intensity of northwesterly winds, the values of the nautical area scattering coefficient were highest in summer and winter of 2007 and after said events the nautical area scattering coefficient was reduced almost one hundred times in winter and nine times in summer.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México por todo lo que me ha brindado a lo largo de mi trayectoria académica.

Al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, por la oportunidad de pertenecer a su comunidad.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca otorgada durante la realización de mi tesis.

Gracias querido tutor, Rob, por darme la oportunidad de pertenecer al Laboratorio de Ecología de Pesquerías, animarme a tomar retos y contagiarme la curiosidad de saber y aprender más del océano –y el mundo-.

Al Dr. David Salas, por sus comentarios y paciencia con la discusión de mi tesis.

Al Dr. Raúl Aguirre, por sus recomendaciones sobre artículos muy interesantes que me ayudaron a redondear mis ideas.

Al Dr. Felipe Amezcua y al Dr. César Flores por ser parte de mi jurado y brindarme valiosos comentarios para mejorar mi tesis.

Agradezco a mis hermanos, Beto, Neli, Vero, por tratar de entenderme y brindarme su compañía.

A mi amistad de toda la vida, Leslie por tener siempre las palabras exactas para animarme e ir más allá, escucharme en mi desesperación y en mis alegrías.

A Alonso y Marisela por hacer mis tardes divertidas, llenas de café, sushi, filosofía y por las aventuras de montaña.

A mi compañero y amigo, Jesús por sus consejos y comentarios.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1-Detección remota de TSM (a) y $chl-a_{sat}$ (b) desde enero de 2000 hasta diciembre de 2017 obtenidos del Moderate Resolution Imaging Spectro Radiometer (MODIS) a bordo del satélite Terra de la NASA (http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov). Las barras en gris representan las anomalías del promedio mensual y la línea continua representa las sumatorias parciales (tendencia).	18
Figura 2.1–Batimetría del Golfo de California (tomada de https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/wcs-client/).	22
Figura 2.2- Perfiles de CTD regionalizados (izquierda) y datos acústicos (derecha).	27
Figura 2.3 -Promedio mensual de la concentración de $chl-a_{sat}$ obtenida mediante datos satelitales para la CE (línea roja) y la CO (línea azul) de enero de 2000 a junio de 2016.....	28
Figura 2.4.- Concentración media mensual de $chl-a_{sat}$ (línea discontinua) y TSM (línea continua) obtenidas por medio de datos satelitales del sensor MODIS, satélite Terra de 2000-2016.	29
Figura 2.5.- La línea verde muestra el transecto de donde fue obtenido el ecograma ejemplo de la figura 2.6.	37
Figura 2.6.- Ejemplo de eco grama de 120 kHz obtenido el 8 de junio de 2016 de las 22:05 h a las 02.36 h en las grandes islas. El lado izquierdo del ecograma corresponde con el extremo derecho del transecto y el lado derecho corresponde con el sureste de la isla tiburón. Es decir, este ecograma fue obtenido en un transecto de norte a sur.	37
Figura 3.1- Diagrama de Hovmöller de la temperatura en las cuatro subregiones de enero de 2007 a junio de 2016. A) costa este, B) costa oeste, c) centro del golfo, d) grandes islas.....	40
Figura 3.2.-Diagrama de Hovmöller de la temperatura en las cuatro subregiones de enero de 2007 a junio de 2016. A) costa este, b) costa oeste, c) centro del golfo, d) grandes islas.	45
Figura 3.3–Coeficiente de retrodispersión de sonido por área referido a millas náuticas para los diferentes meses de estudio.	53
Figura 3.4- Distribución de máxima retrodispersión de sonido por área referido a millas náuticas para cada crucero.....	55
Figura 3.5- Correlación entre variables hidrográficas y S_A durante invierno.....	56
Figura 3.6- Correlación entre variables hidrográficas y S_A durante verano.	57
Figura 3.7- Correlación entre variables hidrográficas y S_A durante junio (transición fría a cálida).	57
Figura 4.1-Índice de El Niño Canónico, El Niño Modoki y el PDO durante los cruceros.	63

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1– Principales características de las masas de agua del Golfo de California (Tomado de Torres-Orozco, 1993).	24
Tabla 2.2- Fecha, número de lances de CTD por región y, estación del año en la que se realizaron los cruceros y variables medidas por crucero.....	26
Tabla 3.1-Resultados de la regresión lineal de temperatura a diferentes profundidades para la costa este y costa oeste.	41
Tabla 3.2-Resultados de la regresión lineal de temperatura a diferentes profundidades para el centro del golfo y las grandes Islas.	42
Tabla 3.3-Ajuste lineal de $pcl-a_{max}$ por subregion y estacion del año.	46
Tabla 3.4-Ajuste lineal de $cl-a_{max}$ máxima ($mg\ m^{-3}$) en funcion del tiempo por subregion y estacion del año.	46
Tabla 3.5-Ajuste lineal de CIT para cada subregión y estación del año.	48
Tabla 3.6-Ajuste lineal de PCM para cada subregión y estación del año.	48
Tabla 3.7-Ajuste lineal de GCB para cada subregión y estación del año.	50
Tabla 3.8- Prueba K-W para el coeficiente de retrodispersión de sonido por área referido a millas náuticas ($m^2\ mn^{-2}$).	53
Tabla 3.9 -Presencia/ausencia de masas de agua	59

SÍMBOLOS Y ABREVIATURAS

CE	Costa Este del Golfo de California (Costa de Sonora y Sinaloa)
CO	Costa Oeste del Golfo de California (Costa interior de la península de Baja California)
C	Centro del Golfo de California
GI	Grandes Islas
GC	Golfo de California
TSM	Temperatura Superficial del Mar
σ_{bs}	Backscattering cross-section, retrodispersión de sección transversal
σ_{sp}	Spherical scattering cross-section, retrodispersión de sección esférica
TS	Fuerza de blanco, Target Strength, TS (medición logarítmica de σ_{bs}), es igual a $4\pi\sigma_{bs}$
s_a	Area scattering coefficient, retrodispersión de sonido por área ($m^2 m^{-2}$)
s_A	Nautical area scattering coefficient, dispersión por área referido a millas náuticas ($m^2 mn^{-2}$)
s_v	Volume backscattering coefficient (medición lineal, $1 m^{-1}$)
S_v	Volume backscattering strength, fuerza de retrodispersión por volumen (dB re $1 m^{-1}$)
cl-a	Clorofila-a
cl-a_{max}	Concentración máxima de clorofila-a ($mg m^{-3}$)
pcl-a_{max}	Profundidad a la cual se ubica la concentración máxima de cl-a (m)
cl-asat	Clorofila-a satelital ($mg m^{-3}$)
PCM	Profundidad de la capa de mezcla (m)
CM	Capa de mezcla
CIT	Capa isotérmica (m)
CB	Capa de barrera
GCB	Grosor de la capa de barrera (m)
MEI	Índice Multivariado de El Niño
PDO	Pacific Decadal Osilation, Oscilación Decadal del Pacifico
DLS o CDP	Deep scattering layer o capa de dispersión profunda. Capas de dispersión de sonido formadas principalmente por organismos zooplanctónicos.
CapeGolca	Calamares y Peces Pelágicos del Golfo de California.
Transición f-c	Cambio en las condiciones de invierno (frio) a verano (cálido)
Transición c-f	Cambio en las condiciones de verano (cálido) a invierno (frío)
AGC	Agua del Golfo de California
ASE	Agua Superficial Ecuatorial
ACC	Agua de la Corriente de California
ASsSt	Agua Subsuperficial Subtropical
AIP	Agua Intermedia del Pacífico
APP	Agua Profunda del Pacífico

INTRODUCCIÓN

1.1. Generalidades y antecedentes

El ecosistema pelágico es un sistema abierto que presenta características e interacciones físicas y biológicas complejas, las cuales se encuentran en constante cambio a lo largo del tiempo, su estudio es importante dentro de las ciencias del mar porque el océano es un regulador del clima y en él se desarrollan procesos ecológicos y; por lo tanto, climáticos que a su vez influyen en la disponibilidad de recursos naturales que brinda y en la gran cantidad de organismos marinos que habitan en él.

Se considera ambiente pelágico la porción del océano en donde no existe un contacto de la columna de agua con el fondo (Rizo-Cabrera, 2013). La estructura superficial de la columna de agua tiene una componente física y una componente biológica, ambas son controladas e influenciadas por la interacción océano-atmósfera (Lorbacher et al., 2006).

La capa de mezcla superficial, limitada a los primeros 200 m en el océano (CM) es el rasgo más superficial de la columna de agua, se define como una región adyacente a la interfaz aire-mar, en la cual la temperatura y la salinidad son bastante uniformes (Kantha y Clayson, 2003) y por ende la densidad del agua varía muy poco con la profundidad (Biol et al., 2000). La base de la capa de mezcla es el máximo cambio de densidad con respecto a la profundidad, conocido como pycnoclina. La capa de mezcla superficial debe su existencia al movimiento de cizalle que realiza

el esfuerzo del viento sobre la superficie del océano, el viento es el principal agente de mezcla, aunque durante la noche hay una mezcla convectiva impulsada por la pérdida de calor del océano a la atmósfera que también produce una mezcla en la columna de agua (Kantha y Clayson, 2003).

La profundidad de la capa de mezcla (PCM) está en función de la región del océano es decir, de la radiación solar que incide sobre la superficie del océano y también varía con la intensidad del viento siendo en general, más profunda y con menor temperatura durante invierno y, menos profunda y con mayor temperatura durante verano (Lavín y Marinone, 2003; Montegút et al., 2004).

En algunas partes del océano, la radiación solar influye significativamente provocando una diferencia de temperatura entre las capas superficiales y las capas profundas. A la diferencia máxima de temperatura en pocos metros de profundidad se le conoce como termoclina (Gurrola-Navarro, 2014) y a la capa que mantiene su temperatura homogénea por debajo de un valor umbral establecido podemos definirla como capa isotérmica, CIT (Birol et al., 2000).

Cuando la base de la CM no coincide con la base de la CIT, se forma una capa de barrera (CB) por efecto de la salinidad. En la mayor parte de los océanos tropicales la picnoclina coincide con la termoclina, pero en regiones con una fuerte estratificación vertical de salinidad la picnoclina puede estar más somera que la termoclina (Sprintall y Tomczak, 1992).

La CB tiene un impacto sobre la TSM y las corrientes superficiales ya que la energía cinética transferida al océano queda atrapada en una capa de Ekman muy delgada y restringe el

intercambio de calor entre el agua superficial con agua más fría de la termoclina (Montoya-Sánchez, 2014). Debido a la importancia de las CB en los océanos tropicales algunos estudios se han encargado de estudiar su formación y variabilidad a diferentes escalas (Sprintall & Tomczak, 1992; Breugem, et al., 2008; Montégut et al., 2004; Sato et al., 2006; Mignot et al., 2007; Breugem et al., 2008; Montoya-Sánchez, 2014).

El calor contenido en la CM y la CIT, gobiernan la temperatura superficial del mar (TSM) debido a su permanente intercambio de calor con la atmosfera. Lo que hace que la TSM sea el parámetro oceánico más importante (Lorbacher et al., 2006). Además de que la temperatura presenta un mayor efecto sobre la densidad en comparación con el efecto por parte de la salinidad. La salinidad, puede llegar a dominar la densidad sobre todo en regiones como; descargas de ríos y donde la evaporación excede a la precipitación.

La termoclina representa una barrera física e impide a algunos organismos del zooplancton y del necton moverse libremente a través de la columna de agua y a su vez funciona como una trampa donde la mayoría de especies de fitoplancton, que no pueden mantenerse siempre a flote y eventualmente por efecto de la gravedad se hunden, se acumulan a cierta profundidad ($p_{cl-a_{max}}$), y esta acumulación se refleja en un máximo de concentración de clorofila-a ($cl-a_{max}$) (Modenutti et al., 2010).

La estructura de la columna de agua y la acumulación de organismos del fitoplancton están estrechamente relacionadas. Esta acumulación de organismos del fitoplancton –acumulación de material vivo- (Cullen y Epley, 1981) se puede tomar como una definición de biomasa de fitoplancton. Los cambios en abundancia y distribución de la biomasa de fitoplancton se ven

reflejados en el intercambio de energía que transmiten a los organismos del zooplancton (López-Serrano, 2003). Tanto los organismos del fitoplancton, zooplancton y del necton, son un componente biológico muy importante en el ecosistema pelágico.

Una forma de evaluar la cantidad de biomasa en el océano, es mediante el muestreo acústico, el cual permite obtener un reflejo de sonido (eco) de forma rápida y precisa cubriendo grandes áreas que con otras técnicas como las redes y colecta de organismos costaría mayor inversión en tiempo y esfuerzo (López-Serrano, 2003).

Por su parte el zooplancton lleva a cabo migraciones verticales como una estrategia para evitar la depredación y/o conseguir alimento (Lampert, 1989). Durante el día la mayoría de los organismos del zooplancton se concentran a mayor profundidad donde existe menor penetración de la luz solar y de esta manera evitan ser vistos por peces zooplanctofagos, mientras que de noche ascienden al estrato superior en busca de fuentes de alimento más abundantes (Gliwicz, 1986). Estos movimientos los realizan diariamente en agregaciones de miles de organismos o en cardúmenes ya que también sucede el mismo comportamiento en peces, los cuales se han podido observar mediante el uso del sonido en el mar.

Las elevadas concentraciones de plancton y micronecton que se encuentran suspendidos en la columna de agua forman capas de dispersión (deep scattering layers, DLS, por sus siglas en inglés) (Mac Lennan y Simmonds, 1992). Las capas de dispersión profunda (CDP) son una característica universal en todo el océano (Tont, 1975). Actualmente se sabe que las CDP están compuestas por organismos del zooplancton y pequeños organismos pelágicos que tienen una densidad distinta al agua debido a cavidades en sus cuerpos donde almacenan gas (Benoit-Bird y

Whitlow, 2002). En las CDP también podemos encontrar mictófidios, camarones, eufáusidos, organismos gelatinosos, larvas de peces y pequeños calamares, a su vez estos organismos son parte de la dieta de otros más grandes como; calamar, peces pelágicos, mamíferos y aves marinas (Cade, 2014).

El primer trabajo en el que se utilizó la acústica y se observó en los ecogramas el característico ascenso y descenso de los ecos fue por Duval y Christensen (1954), años más tarde Barham (1963) comprobó directamente con inmersiones de buceo, que se trataba de pequeños organismos los que formaban la dispersión del sonido (Cade, 2014). Desde entonces ha habido diversas investigaciones cuyo propósito ha sido el estudio de la composición, detección y clasificación de las CDP y su relación con las variables oceanográficas (Barham, 1966; Calvin, 1968; Gómez-Gutiérrez et al., 1997; Azara, 2016; Cade, 2014). Las CDP tienen una extensión horizontal de varios cientos de kilómetros y en la vertical se observan desde los 5 m y hasta los 150 m aproximadamente, aunque existen algunas regiones en el océano donde se han observado a 2000 m de profundidad (Burd et al., 1992). La mayoría de los organismos que las componen ocupan el segundo nivel trófico, el cual es muy cercano al nivel trófico base, el fitoplancton.

En el Golfo de California (GC) los procesos como surgencias, giros, circulación termohalina, intercambio de flujos de calor resultantes de la interacción océano-atmósfera y otros como la mezcla por marea, a lo largo del tiempo han permitido el desarrollo de una alta productividad primaria, la cual se refleja en una gran diversidad biológica. Estas características propias del GC lo han catalogado como uno de los ecosistemas marinos más productivos del mundo (Lara-Lara et al., 2008). El GC ha sido ampliamente estudiado y se han caracterizado sus procesos físicos, químicos y biológicos; así como, su variabilidad anual e interanual (De la Lanza-Espino, 2001;

Escalante et al., 2013; Hidalgo-González y Álvarez Borrego, 2001; Lavín y Marinone, 2003; Álvarez-Borrego, 2011).

La estacionalidad en el GC se puede observar en variables como la clorofila-a observada por satélite ($cl-a_{sat}$), la CM y la termoclina; en la parte sur del GC durante invierno la PCM llega a 40 m y en la parte norte puede llegar más allá de 100 m (De la Lanza-Espino, 2001). En general el GC es más productivo en invierno (Álvarez-Borrego, 2010), mientras que en el verano el aumento de la TSM y la estratificación de la columna de agua posiciona la CM a 10 m y limita la productividad primaria (Lavín y Marinone, 2003).

En el GC, a parte de la estacionalidad existe una marcada diferencia espacial, por ejemplo, en la región de las Grandes Islas (GI), durante el invierno, prácticamente toda la columna de agua se encuentra mezclada debido a procesos de pérdida de calor por convección, mezcla por mareas y a las características batimétricas propias de la región (Álvarez-Borrego, 2010). Por otro lado, la costa este (CE), presenta elevadas cantidades de $cl-a_{sat}$ durante el invierno-primavera (Álvarez-Borrego, 2012).

En la CE del GC ocurren surgencias por viento, este proceso también ocurre en otras regiones como; en las costas de California, noroeste y suroeste de África (corriente de Benguela) y en las costas de Perú, lo que ha permitido reconocer algunas costas orientales como más productivas que las costas occidentales. Las surgencias por viento en la CE ocurren cuando la magnitud y dirección que llevan los vientos del NE y que soplan paralelos a la costa, desplazan agua superficial que tiende a desviarse por efecto de la fuerza de coriolis, 90° a la derecha de la dirección del viento y, finalmente para compensar el desplazamiento de agua superficial,

asciende agua subsuperficial, la cual es más rica en nutrientes y con menor temperatura (Chavez y Messié, 2009).

El evento climático ENOS influye en la estacionalidad de las condiciones oceanográficas debido a la propagación de ondas de Kelvin que viajan a través de la costa este de América del Sur hacia latitudes subtropicales, llegan al golfo de California y provocan un hundimiento en la CM y termoclina; impidiendo así, el ascenso de agua subsuperficial con menor temperatura y rica en nutrientes (Beier, 1997). Durante condiciones ENOS las surgencias en la costa este del golfo de California se debilitan (Herrera-Cervantes, 2008), la CM, presenta anomalías en la profundización de hasta 50 m más de lo normal (Lavín y Marinone, 2003), también provoca una disminución en la productividad primaria y con esto, una reducción en la productividad pesquera (Lluch-Cota et al., 2007; Herrera-Cervantes, 2008).

Algunas pesquerías como la de sardina (Velarde y Ezcurra, 2015; Girón-Nava y Johnson, 2016) y la del calamar gigante (Robinson et al., 2016) mantienen una relación directa con aguas productivas y su productividad. La caída de las grandes pesquerías de pelágicos menores en el GC, provoca una disminución de aves marinas, mamíferos marinos y otros grandes depredadores y al mismo tiempo, estas condiciones dan paso a la proliferación de especies oportunistas como las medusas (Girón-Nava y Johnson, 2016).

Por otro lado, en los pasados eventos de ENOS, Escalante et al. (2013) explican que la rapidez en la respuesta de la $chl-a_{sat}$ y productividad primaria (PP) a las anomalías positivas de TSM son debidas a la secuencia y alternancia de eventos anormales con períodos normales que permiten el restablecimiento de las anomalías de $chl-a_{sat}$ y PP.

Estudios recientes (Robinson et al., 2013; Robinson et al., 2015) por medio del análisis de series de tiempo (Figura 1.1), documentan una tendencia general a partir de 2010 de la TSM en el GC hacia anomalías positivas (incremento TSM) y una tendencia de la $cl-a_{sat}$ hacia anomalías negativas; esto relacionado con la disminución de la intensidad de los vientos del NE (Robinson et al., 2015). Además, en el invierno de 2009-2010 se registró la presencia de El Niño Canónico (Takahashi et al., 2011) y El Niño Modoki (Ashok y Yamagata, 2009), después de estos eventos hubo cambios en las condiciones oceanográficas del GC y su entendimiento es importante por que es la primera vez que se observa esta coincidencia de eventos.

La información obtenida a partir de satélites es una poderosa herramienta en el estudio de procesos oceánicos en las capas superficiales, debido principalmente a que la información está uniformemente distribuida tanto espacial como temporalmente; es decir, que podemos obtener datos dentro de una malla con una resolución de 4 km y a partir de esto sacar promedios semanales, mensuales, etc. que en el tiempo pueden ser comparados con mayor facilidad. La TSM provee un diagnóstico de procesos dinámicos subsuperficiales donde los cambios en la TSM pueden ser correlacionados con cambios a través de la capa superior y pueden ser relacionados con la variabilidad de los forzamientos entre el viento y la superficie del mar (Soto Mardones et al., 1999). Sin embargo, existen procesos no superficiales que el estudio con sensores remotos no permite mostrar; por ejemplo, el cambio de temperatura, salinidad, densidad, oxígeno y productividad respecto a la profundidad, por lo que se requieren mediciones *in situ* con sensores de conductividad, temperatura y presión (CTD, por sus siglas en inglés), fluorómetros y oxímetros que proporcionen variables útiles sobre la estructura física, química y biológica de la columna de agua.

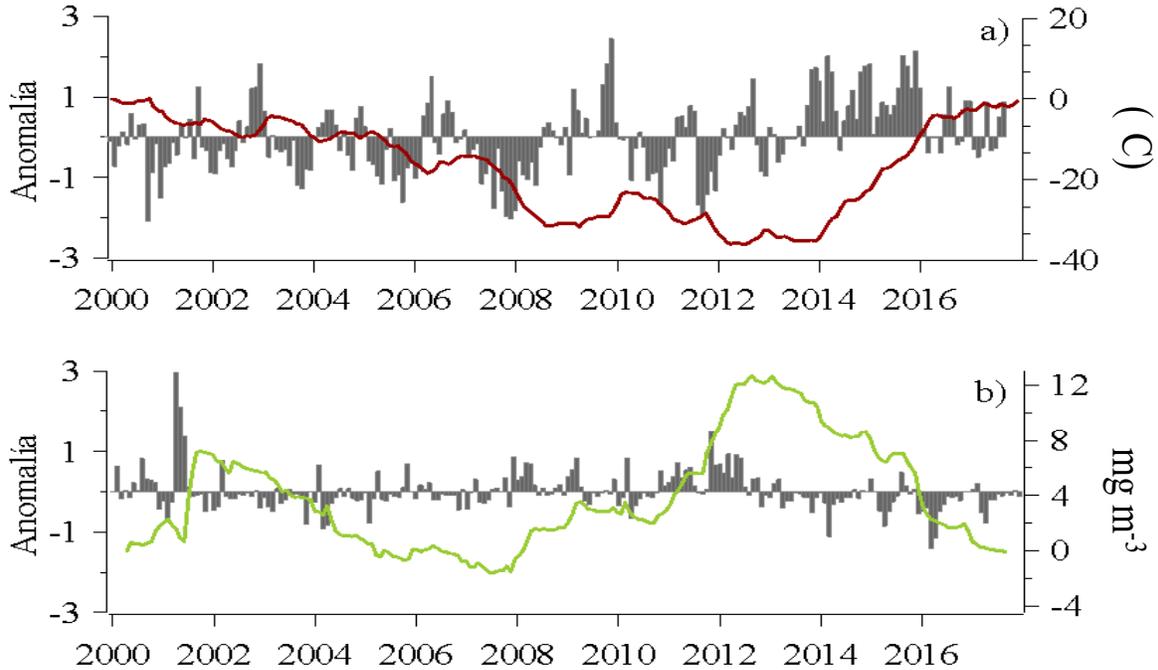


Figura 1.1-Detección remota de TSM (a) y chl-a_{sat} (b) desde enero de 2000 hasta diciembre de 2017 obtenidos del Moderate Resolution Imaging Spectro Radiometer (MODIS) a bordo del satélite Terra de la NASA (<http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov>). Las barras en gris representan las anomalías del promedio mensual y la línea continua representa las sumatorias parciales (tendencia).

De manera análoga a los sensores satelitales, opera la acústica en el océano; sin embargo, el uso del sonido en el mar tiene una limitante muy importante; no tener la certeza de qué es exactamente lo que se detecta. Existe literatura acerca de estudios acústicos en diferentes áreas del GC (Lopez-Serrano, 2003) sobre biomasa de zooplancton y sobre todo revisiones encaminadas a las pesquerías de pelágicos menores, algunos de los estudios que se han hecho en el GC o en regiones relativamente cercanas fueron efectuados por Barham (1966) quien realizó un estudio sobre migración vertical de mictófidios y sifonóforos en Cabo San Lucas. Cade (2014) desarrolló un algoritmo para automatizar la clasificación y detección de las capas de dispersión profunda con datos del GC, Bahía Monterey y el sub-Ártico.

Robinson et al. (1995) describieron la estructura de la capa de dispersión profunda en Bahía Magdalena, ubicada en la costa occidental de la península de Baja California. En la costa noroccidental de Baja California también se han realizado algunos estudios como el de Isaacs et al. (1974) quienes abordan la migración vertical como una táctica para conseguir alimento por parte del zooplancton y la influencia que tiene la penetración de la luz en la migración vertical diaria de los organismos del zooplancton.

En otras partes del océano también se han realizado diferentes estudios sobre la estructura física de la columna de agua y su relación con la composición de las capas de dispersión profunda. Tont (1975) realizó un estudio sobre las capas de dispersión profunda y su relación con gradientes de luz, temperatura y la capa mínima de oxígeno en diferentes regiones del Pacífico, concluyó que la luz y la temperatura son el principal factor que determina la distribución y formación de las capas de dispersión profunda y no así el oxígeno.

En el Golfo de México, Azzara (2006) estudió la relación entre las capas de dispersión y la profundidad a la cual las ballenas realizan inmersiones con el objetivo de comprender la distribución del esperma de las ballenas. Klevjer y Torres (2012) estudiaron la migración vertical y las capas de dispersión profunda en el Mar Rojo.

1.2. Hipótesis

La biomasa detectada acústicamente en la parte central del golfo de California presenta una disminución como respuesta al cambio en las condiciones oceanográficas que dan estructura a la columna de agua (temperatura, CM, CIT, CB).

1.3. Objetivo general

Por medio de la información contenida en bases de datos hidroacústicos y perfiles de CTD (2005-2016). Describir la relación entre los cambios en las condiciones oceanográficas y su efecto en la densidad de organismos en la columna de agua.

1.4.1. Objetivos específicos

- Obtener promedios de la temperatura por subregión a diferentes profundidades (5, 30, 50, 75, 100 y 120 m), comparar entre años muestreados para observar si existe un aumento de temperatura.

- Analizar la $p_{cl-a_{max}}$ y la variación en la concentración de $cl-a_{max}$, comparar entre cruceros y observar si existe una disminución.

- Calcular la profundidad de la CM y CIT, conocer cuánto ha disminuido cuantitativamente el espesor de estas capas para cada estación del año y subregión.

- Determinar el coeficiente de retrodispersión de sonido por área de 5 a 100 m en cada crucero para conocer cambios y/o tendencias en las capas de dispersión.

DATOS Y MÉTODOS

2.1. Área de estudio

El área de estudio comprende la parte central del GC delimitada por el recuadro rojo, entre 26° y 29.5° de latitud norte, cubriendo la CE, el centro del golfo (CG), la costa oeste (CO) y la región de las GI (Figura 2.1).

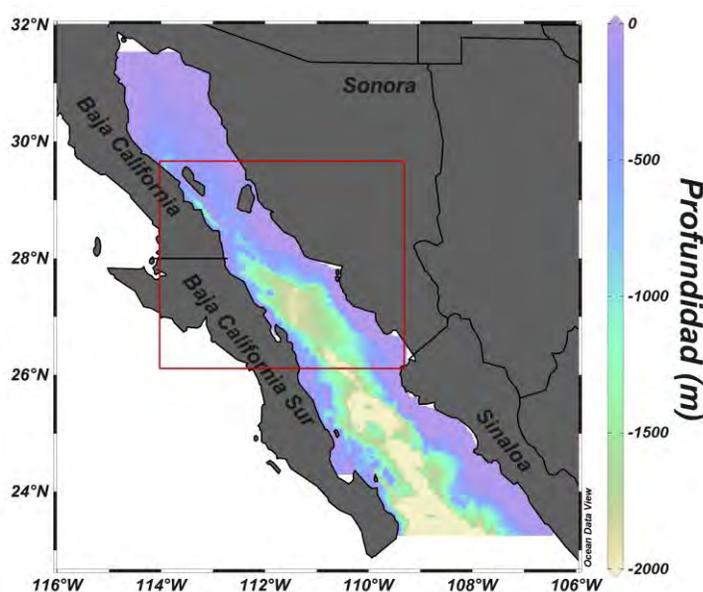


Figura 2.1–Batimetría del Golfo de California (tomada de <https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/wcs-client/>).

El GC es el único mar marginal del océano Pacífico; considerado así por la gran extensión continental que lo rodea, es una cuenca semi-cerrada que pertenece a un solo país, México. Permanece en constante interacción con las aguas del Océano Pacífico en la parte sur, por lo que muchos de los procesos oceanográficos que se desarrollan en el Pacífico, influyen de diferentes

formas y escalas dentro del GC. En el este lo delimitan los estados de Sonora, Sinaloa y Nayarit y en el oeste la península de Baja California. A lo largo del GC existe una gran variabilidad batimétrica y rasgos topográficos que permiten distinguir, a grandes rasgos, dos regiones en su interior: región norte y sur. La región norte comprende el alto golfo y se extiende hasta el sur de la Isla Ángel de la Guarda (IAG) e Isla Tiburón (IT). El alto golfo es la parte más somera de la región norte, en mar abierto tiene una profundidad media de 200 m y grandes cantidades de sedimentos en suspensión debido al aporte fluvial y al rango extremo de mareas (Lluch-Cota et al., 2007). Mientras que en las GI, específicamente en el canal de ballenas hay profundidades mayores a 1000 m y comparada con la porción sur, la porción norte es menos extensa.

Al sur de la IAG e IT la temperatura disminuye regularmente con la profundidad, manteniéndose a menos de 2°C debajo de los 200 m; sin embargo, en el canal de ballenas, entre IAG y la península de Baja California, la distribución vertical de temperatura es totalmente diferente con valores alrededor de 11°C aun en las partes más profundas. Esta región tiene características oceanográficas diferentes al resto del GC. Las menores temperaturas superficiales y las mayores concentraciones de nutrientes y CO₂ se encuentran en la región de las grandes islas (Álvarez-Borrego et al., 1978). Las masas de agua presentes en la región norte del GC son: Agua del Golfo de California y Agua Subsuperficial Subtropical (Tabla 2.1). La marea en el GC se genera básicamente por co-oscilación con el océano pacífico incrementado el rango de marea de la boca a la cabeza del golfo. Las mareas semidiurnas dominan en la boca y en la cabeza pero no así en la parte central (Santa Rosalía) donde dominan las mareas diurnas (Marinone y Lavín, 1997).

Tabla 2.1– Principales características de las masas de agua del Golfo de California (Tomado de Torres-Orozco, 1993).

Masas de agua	Abreviacion	Salinidad	Temperatura	Rango de profundidad (m)
Agua del Golfo de California	AGC	$S \geq 35.0$	$T \geq 12$	< 150
Agua Superficial Ecuatorial	ASE	$S < 35.0$	$T \geq 18$	<150
Agua de la Corriente de California	ACC	$S > 34.5$	$12 \leq T \leq 18$	<100
Agua Subsuperficial Subtropical	ASsSt	$34.5 \leq S \leq 35.0$	$9 \leq T \leq 18$	150- 500
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	$34.5 \leq S \leq 34.8$	$4 \leq T \leq 9$	500- 1200
Agua Profunda del Pacífico	APP	$S > 34.5$	$T < 4$	>1200

El GC cuenta básicamente con tres mecanismos naturales que ayudan a fertilizarlo: las surgencias inducidas por el viento; las cuales se presentan mayormente en la CE y que pueden alcanzar concentraciones de clorofila-a $> 10 \text{ mg m}^{-3}$, la intensa mezcla por mareas, característica de la región de las GI, crean una situación parecida a una constante surgencia controlada por mezcla turbulenta con $>300 \text{ g C m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (Álvarez-Borrego, 2010) y finalmente la circulación termohalina, permite la redistribución de los nutrientes dentro del golfo, estos mecanismos hacen del GC uno de los ecosistemas marinos más productivos del mundo (Lara-Lara et al., 2008).

La región sur es más extensa y profunda, comienza a partir del sur de las GI y concluye donde el GC mantiene comunicación permanente con el Océano Pacífico. Esta región tiene una estructura hidrográfica complicada debido a la confluencia de distintas masas de agua (Torres-Orozco, 1993). Y hacia la parte más sur, cerca de la boca del GC tiene profundidades de más de 3000 m. Esencialmente, su estructura termohalina corresponde a la del Pacífico Tropical Oriental,

modificada en la superficie por evaporación (Soto-Mardones et al., 1999) debido a la alta radiación solar que incide sobre el GC. Las masas de agua presentes en esta región son Agua Superficial Ecuatorial y Agua Subsuperficial Subtropical debido a cuestiones batimétricas (Roden y Groves, 1959).

El patrón de vientos en el GC está polarizado en la misma dirección que su batimetría y tiene una fuerte componente estacional. Durante el verano se presentan los vientos del SE o alisios, los cuales son débiles (5 ms^{-1}) y provienen de la Zona de Convergencia Intertropical (ZICT), transportan grandes cantidades de calor y humedad (Roden, 1958) al interior del golfo y generan un giro ciclónico en la circulación superficial (Beier, 1997). Estos vientos traen consigo las tormentas tropicales de verano que afectan a Sonora, Sinaloa y la parte sur de la península de Baja California (Douglas et al., 1993). En primavera y otoño, la dirección de los vientos se considera de transición, debido a que no existe un patrón claro de circulación (Torres-Orozco, 1993). De noviembre a mayo, en condiciones de invierno-primavera, la circulación superficial es dominada por el campo de vientos del NE, los cuales son fríos y secos, provienen de las planicies continentales de Norteamérica y tienen velocidades de 8 a 12 ms^{-1} (Douglas et al., 1993). Estos vientos marcan un patrón de circulación anticiclónico en invierno (Beier, 1997) y son el principal motor de las surgencias que fertilizan la CE del GC. Durante el invierno las aguas superficiales y subsuperficiales del Océano Pacífico se limitan a la boca del golfo mientras que en verano se introducen desde la boca del golfo y hasta el sur de las GI (Álvarez-Borrego y Schwartloze, 1979; Fernández-Barajaset al., 1994).

2.2. Datos hidrográficos y acústicos

Los datos de CTD y las prospecciones acústicas provienen de la serie de cruceros oceanográficos CapeGolca (Calamares y Peces Pelágicos del Golfo de California) I-XI, realizados a bordo del B/O “El Puma” (Tabla 2.2). Los lances de CTD se hicieron con un sensor Sea-Bird SBE 9. La fluorescencia de la clorofila-a se midió con un sensor óptico de caracterización ambiental (ECO, por sus siglas en inglés) Sea-Bird. Y los datos acústicos se obtuvieron con una ecosonda Simrad EY60 de 120 kHz de haz dividido de $3.5 \times 10^\circ$. El análisis de los ecogramas se hizo con el software Sonar 4 y Sonar 5 (Balk y Linden, 2014).

Tabla 2.2- Fecha, número de lances de CTD por región y, estación del año en la que se realizaron los cruceros y variables medidas por crucero.

Fecha	CE	CO	CG	GI	Total	Variables	Estación
18/11/05 al 05/12/05	4	5	4	-	13	d, t, s, ρ	T c-f
09/01/07 al 31/01/07	3	8	5	9	25	d, t, s, ρ	I
17/07/07 al 02/08/07	9	18	5	13	45	d, t, s, ρ , cl-a, P, ox	V
03/03/10 al 21/03/10	6	5	8	11	30	d, t, s, ρ , cl-a, P, ox	I
21/09/10 al 09/10/10	10	11	11	7	39	d, t, s, ρ , cl-a, P, ox	V
23/11/11 al 11/12/11	10	9	15	12	46	d, t, s, ρ , cl-a, P, ox	T c-f
14/08/12 al 02/09/12	10	12	5	4	21	d, t, s, ρ , cl-a, P, ox	V
07/06/13 al 29/06/13	4	7	3	8	22	d, t, s, ρ , cl-a, P, ox	T f-c
03/02/14 al 19/02/14	11	11	9	11	43	d, t, s, ρ , cl-a, P, ox	I
03/08/14 al 21/08/14	10	22	13	8	53	d, t, s, ρ , cl-a, P, ox	V
17/06/16 al 01/07/16	16	26	15	8	65	d, t, s, ρ , cl-a, P, ox	T f-c

Fechas de muestreo en formato dd/mm/aa, CE= Costa Este, CO= Costa Oeste, CG= Centro del Golfo, GI= Grandes Islas, I= invierno, V= verano, T c-f= transición cálido-frío; T f-c= transición frío-cálido; d= profundidad; t= temperatura, s= salinidad, cl-a= clorofila-a, ρ = densidad, ox= oxígeno disuelto, P=presión

2.3. Metodología

La posición de los lances de CTD y los transectos donde se realizaron prospecciones acústicas se muestran en la Figura 2.2. Debido a que el GC presenta una marcada variabilidad espacio-temporal, para llevar a cabo el análisis y observar tendencias en el aumento y/o disminución de las variables analizadas, se optó por dividir el área de estudio en subregiones; costa este (CE), costa oeste (CO), centro (C) y grandes islas (GI) y, estación del año; verano (V), invierno (I), noviembre como mes de transición c-f (cálido a frío) y junio como transición f-c (frío a cálido). Esto también para facilitar la comparación entre cruceros ya que no se realizaron exactamente en el mismo mes pero, se realizaron un mes después o un mes antes lo que los hace aun comparables estacionalmente.

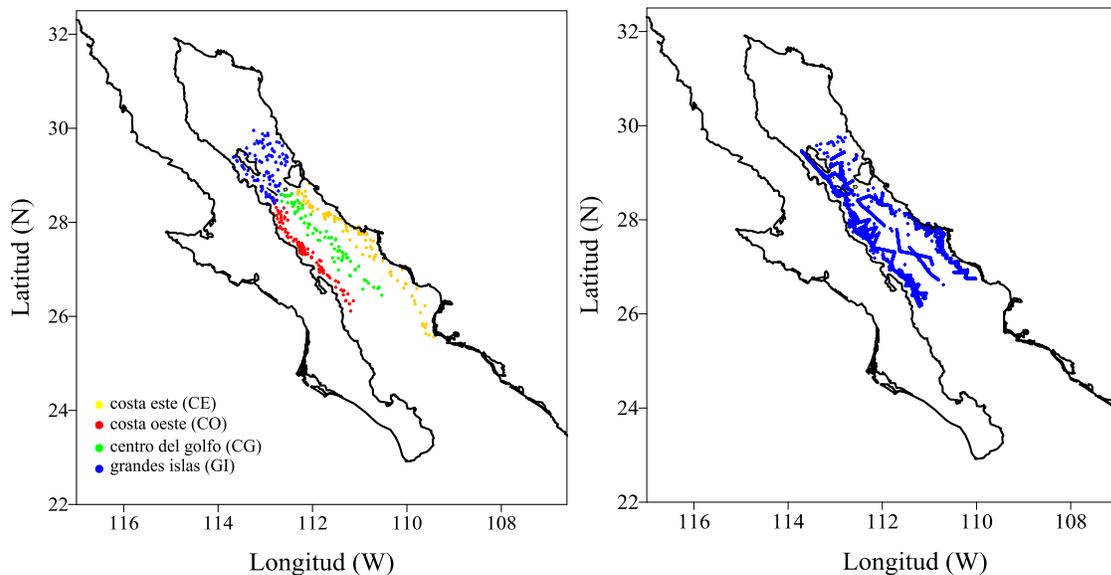


Figura 2.2- Perfiles de CTD regionalizados (izquierda) y datos acústicos (derecha).

Es bien sabido que las costas orientales son más productivas en comparación con las costas occidentales y que el océano abierto (Lara-Lara et al., 2008; Chavez y Messié, 2009). La Figura 2.3 muestra una clara diferencia entre la productividad de la CE y la CO. Sin embargo, de acuerdo con los antecedentes existe un cambio en la concentración de $chl-a_{sat}$ en la CE a partir de 2013 (Robinson et al., 2015) el cual no se presenta en la CO lo que realmente lleva a analizar cada costa por separado. Mientras que el centro del GC (la región más oceánica y profunda) y la región de las GI (región más influenciada por procesos de marea), mantienen una dinámica oceanográfica distinta al resto del GC y, por ende, valores particulares de temperatura y clorofila-a.

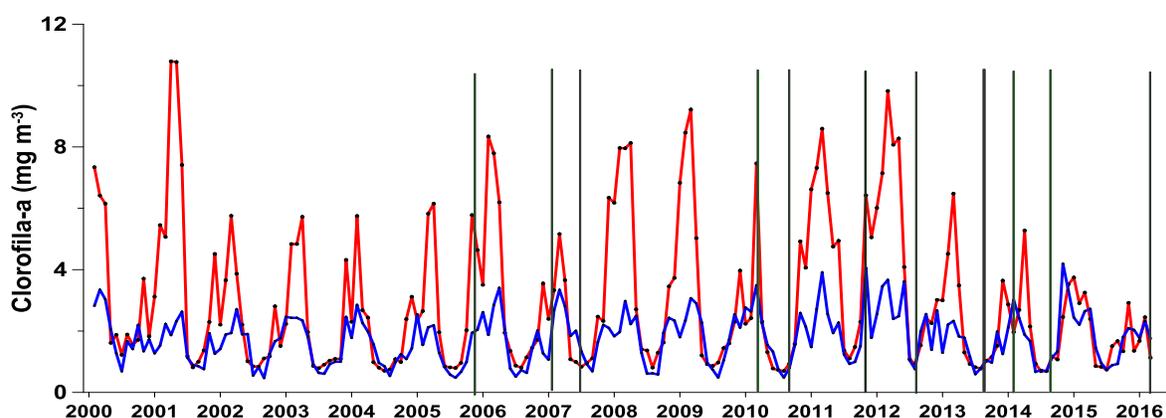


Figura 2.3 -Promedio mensual de la concentración de $chl-a_{sat}$ obtenida mediante datos satelitales para la CE (línea roja) y la CO (línea azul) de enero de 2000 a junio de 2016.

Ambas regiones muestran un comportamiento estacional con picos máximos de concentración que corresponden a la estación invierno-primavera y puntos mínimos que corresponden a verano-otoño. De 2000 a 2012 la CE tiene aproximadamente el doble de concentración de $chl-a_{sat}$ en comparación con la CO. En la CE el pico máximo de invierno-primavera de 2013 y hasta 2016 presenta una disminución gradual en la concentración. Por

otra parte a partir de 2014 ambas costas del GC muestran una concentración parecida. Las barras verticales son los años donde se realizaron cada uno de los cruceros.

La Figura 2.4 muestra el promedio mensual de $chl-a_{sat}$ y TSM obtenidos del Moderate Resolution Imaging Spectro Radiometer (MODIS) a bordo del satélite Terra de la NASA (<http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov>) de 2000 a 2016. Se agrupan los meses de verano (julio, agosto, septiembre y octubre) cuyas concentraciones de $chl-a_{sat}$ en promedio están entre 0.6 y 0.4 $mg\ m^{-3}$ y TSM entre 29 y 31 $^{\circ}C$ (se encierran en el recuadro rojo), meses de invierno (enero, febrero y marzo) en donde la concentración de $chl-a_{sat}$ están entre 1.5 y 2 $mg\ m^{-3}$ con temperaturas superficial promedio entre 19 y 21 $^{\circ}C$ (se encierran en el recuadro azul) y meses de transición. Cuando ocurre un cambio estacional en el GC no se da de forma inmediata por lo cual existe un periodo de transición entre condiciones frías-cálidas y viceversa. Debido a esto, se tomó mayo-junio como un puente entre la transición f-c, mientras que noviembre-diciembre son parte de la transición c-f.

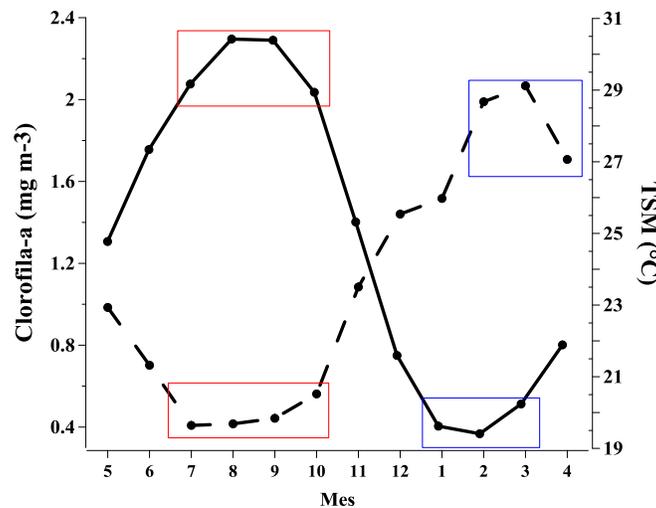


Figura 2.4.- Concentración media mensual de $chl-a_{sat}$ (línea discontinua) y TSM (línea continua) obtenidas por medio de datos satelitales del sensor MODIS, satélite Terra de 2000-2016.

2.3.1. Temperatura a diferentes profundidades

Los perfiles de CTD regionalizados, se alinearon de acuerdo a la profundidad, se calculó el promedio y desviación estándar de la temperatura a 5, 30, 50, 75, 100, 120 m, posteriormente se hizo una comparación descriptiva de la temperatura para cada profundidad comparando por estación del año y subregión.

Se ajustó un modelo lineal de temperatura (°C) en función del tiempo (años) para cada profundidad y subregión, posteriormente se aplicó una prueba t-Student para conocer si la pendiente es significativa o no.

2.3.2. Máximo de clorofila-a

El $cl-a_{max}$ es una característica muy importante dentro de la estructura de la columna de agua, es ahí donde se concentran los niveles máximos de producción primaria del fitoplancton que emiten en la banda de la clorofila - (producción realizada mediante la fotosíntesis) y por ende absorción de CO_2 .

Se extrajo el valor de $cl-a_{max}$ de cada perfil junto con la $pcl-a_{max}$, se regionalizaron y se hizo un análisis de correlación en función del tiempo para cada subregión y estación del año.

Posteriormente se hizo una prueba t-student para conocer si la correlación es significativa o no.

2.3.3. Profundidad de la capa isotérmica (CIT)

Se define como la profundidad por encima de la cual la temperatura es mayor a la temperatura de referencia o superficial (a 10 m de profundidad) menos el valor de 0.5 °C (Mignot et al., 2007). Siguiendo a Birol et al.(2000), la capa de temperatura “homogénea” o capa isotérmica se expresa como:

$$T_b = T_{10m} - \Delta T_\theta \quad (1)$$

Dónde:

T_b : temperatura de la base de la CIT

T_{10m} : temperatura de referencia a 10 m

ΔT_θ : valor umbral

ΔT_θ , se asigna en función de la ubicación geográfica del área de estudio. Se utilizó la temperatura a 10 m como temperatura superficial o temperatura de referencia para eliminar el “efecto piel” del océano y no tener errores en el cálculo de la CIT debidos a variaciones diurnas por pérdida y ganancia de calor entre el día y la noche. En el caso del GC siguiendo a García-Pámanes et al., (2011) se utilizó un valor $\Delta T_\theta = 0.5$ ° C.

2.3.4. Determinación de la profundidad de la capa de mezcla (PCM)

Montégut et al. (2004) realizaron un resumen muy útil mostrando los criterios empleados desde 1989 hasta 2003 para el cálculo de la PCM. Después de revisar algunos de ellos se decidió utilizar el criterio sigma-t, ya que este criterio considera la variación de temperatura

y salinidad sobre la densidad potencial. La definición de PCM de acuerdo con Sprintall y Tomczak (1992), se expresa de la siguiente forma:

$$\sigma_{t,pcm} = \sigma_{t,10} + \Delta T \frac{\delta\sigma_t}{\delta T} \quad (2)$$

Dónde:

$\sigma_{t,10}$: valor de σ_t de referencia a 10 m

ΔT : cambio observado en la temperatura

$\delta\sigma_t/\delta T$: coeficiente de expansión térmica

El coeficiente de expansión térmica fue calculado con ayuda del software ODV 4.7.10 el cual utiliza las ecuaciones de estado del agua de mar THEOS-10. Se utilizó el mismo ΔT que para el cálculo de la capa isotérmica (0.5 °C), donde la densidad potencial ha incrementado un valor de $0.5(\delta\sigma_t/\delta T)$ y sea equivalente a la diferencia de densidad para el mismo cambio de temperatura a una salinidad constante (Montegút et al., 2007).

Cuando la parte superior de la haloclina es menos profunda que la parte superior de la termoclina, la capa superficial del océano, por encima de la termoclina, se separa en dos capas: la capa superficial mezclada y la capa subsuperficial llamada capa de barrera (Sprintall y Tomczak, 1992). La diferencia entre la profundidad de la capa cálida y la capa de mezcla se define como el grosor de la capa de barrera (BLT), ecuación 2.3 (Montégut et al. 2004; Montoya-Sánchez, 2013).

$$CB = CIT - PCM \quad (3)$$

2.3.5. Coeficiente de dispersión de sonido por área referido a millas náuticas (nautical area scattering coefficient, S_A)

En acústica se usa una proporción entre la energía incidente y la energía reflejada a través de una sección transversal, conocida como *backscattering cross-section*, σ_{bs} , esto con el fin de conocer que tan buen reflejante es un blanco u objetivo. La retrodispersión de sonido a través de una sección transversal se define como:

$$\sigma_{bs} = [r^2 \frac{I_{bs}}{I_{inc}}] \quad (4)$$

Dónde:

I_{inc} : intensidad de la onda incidente

I_{bs} : intensidad de la onda retro dispersada a una distancia $(r, -\pi, 0)$ del objetivo

r : distancia (m) de la posición de medición desde un objetivo pequeño

Spherical scattering cross-section, σ_{sp} , sigue el mismo principio que σ_{bs} . La dispersión esférica, surge de considerar la propagación de la energía incidente en todas las direcciones lejos del blanco tomando como referencia la superficie de una esfera de radio R y de ahí el término $4\pi R^2$.

$$\sigma_{sp} = [4\pi r^2 \frac{I_{bs}}{I_{inc}}] \quad (5)$$

Dónde:

I_{inc} : intensidad de la onda incidente

I_{bs} : intensidad de la onda retro dispersada a una distancia $(r, -\pi, 0)$ del objetivo

r : distancia (m) de la posición de medición desde un objetivo pequeño

La fuerza de blanco (Target Strength, TS, por sus siglas en inglés) es una medida logarítmica de σ_{bs} (dB re m²).

$$TS = \log_{10}\sigma_{bs} \quad (6)$$

La mayoría de los organismos en el ecosistema pelágico se encuentran en agregaciones, esto dificulta conocer la intensidad de energía reflejada individualmente, sin embargo las agregaciones forman ecos combinados que nos permiten obtener una señal acústica más o menos continua y al realizar una suma de los ecos combinados ($\sum \sigma_{bs}$) se puede tener una buena representación de la biomasa presente en la columna de agua (Simmonds y MacLennan, 2005). La energía contenida dentro de un volumen de agua de referencia (1 m³) se conoce como *Volume backscattering coefficient*, s_v y formalmente se define:

$$s_v = \sum \frac{\sigma_{bs}}{V_0} \quad (7)$$

Dónde:

σ_{bs} : dispersión de los objetivos en el volumen muestreado (m²)

V_0 : volúmen muestreado (se toma como referencia un volumen de 1 m³)

La intensidad de retrodispersión de volumen, S_v , es una medida logarítmica equivalente al coeficiente de retrodispersión por volumen, pero es expresada en decibeles (dB re 1 m⁻¹).

$$S_v = 10\text{Log}(s_v) \quad (8)$$

Dónde:

s_v : Coeficiente de retrodispersión por volumen (m⁻¹)

Cuando s_v se promedia sobre un volumen mayor, que el volumen de referencia V_0 , cubriendo un rango de intervalo más grande y varios pings, el equivalente logarítmico es llamado *mean volumen backscattering strength*, MVBS, por sus siglas en inglés.

El coeficiente de retrodispersión por área, *area backscattering coefficient*, s_a ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$), es una medida adimensional de la energía contenida entre dos profundidades en la columna de agua.

$$s_a = 10^{\frac{MVBS}{10}}(T)$$

$$s_a = 10^{\frac{MVBS}{10}}(T_{mean}) \quad (9)$$

Dónde:

s_v : Intensidad media de retrodispersión de volumen a través de toda la capa que se está integrando (dB re $1 \text{ m}^2 \text{m}^{-3}$)

T: grosor medio de la capa que se integra (m)

Finalmente el coeficiente de dispersión de sonido por área referido a millas náuticas, s_A , (Nautical Area Scattering Coeficient) se define como:

$$s_A = 4\pi(1852)^2 s_a \quad (10)$$

Dónde:

4π : factor de dispersion esférico

1852: milla náutica por metro (m mn^{-1})

T: grosor de la capa que se está integrando (m)

s_a : coeficiente de retrodispersión por área ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$)

Estas expresiones siguen la terminología usada por MacLennan et al., (2005) y están implementadas en el software sonar 4 y sonar 5 (Balk y Lindem, 2014). La Figura 2.6, es un ecograma de las GI (la posición del transecto se muestra en la Figura 2.5), con una duración de 4 h, el cual representa 21 mn, obtenido aproximadamente a una rapidez de seis nudos. Los dos rectángulos horizontales de color negro son las subcapas a través de las que se integraron los ecos; la primera subcapa comienza a 10 m y termina en 50 m, se toma como profundidad inicial 10 m para evitar el ruido debido a la maquinaria del barco que puede modificar la señal recibida por la ecosonda. La segunda subcapa es de 50 a 100 m. Los rectángulos verticales en negro contienen cada uno 100 pulsos, representan la unidad mínima de análisis. Además en este mismo ecograma se usa una escala de TS de -25 a -70 dB, donde los blancos más fuertes reflejan el rojo y los más débiles reflejan el gris. Se visualiza el fondo oceánico en color rojo (lado inferior izquierdo del ecograma), pequeñas agregaciones de organismos al centro del ecograma (en el pulso 5491 y 7491) y agregaciones con mayor densidad (a partir del pulso 12491 al 16491) en manchones verdes. La ecosonda manda pulsos sin detenerse durante todo el crucero y esto provoca que al llegar a estación se detecte también los ecos de las redes de muestreo, del sensor de CTD, etc que para los fines del presente trabajo esos ecos se convierten en ruido. Para evitar esto se analizaron solo los datos de la ecosonda tomados con el barco andando a una velocidad mayor a 3 m/s. La migración vertical de los organismos que integran las CDP como se explica en la sección 1.1 es nocturna, además las ondas que emite la ecosonda de 120 kHz difícilmente puede detectar blancos que estén más allá de 100 m debido a la absorción y dispersión que se da cuando viajan a través de la columna de agua. Tomando en cuenta estos factores, el análisis de datos acústicos solo se hizo hasta 100 m y de las 21:00 a las 6:00 h.



Figura 2.5.- La línea verde muestra el transecto de donde fue obtenido el ecograma ejemplo de la figura 2.6.

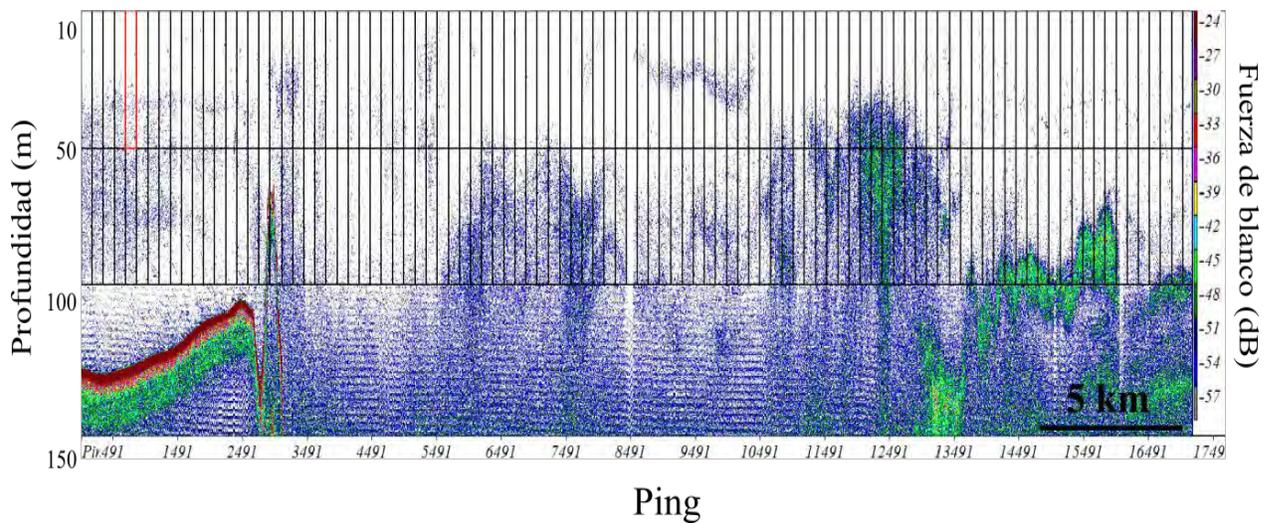


Figura 2.6.- Ejemplo de eco grama de 120 kHz obtenido el 8 de junio de 2016 de las 22:05 h a las 02.36 h en las grandes islas. El lado izquierdo del ecograma corresponde con el extremo derecho del transecto y el lado derecho corresponde con el sureste de la isla tiburón. Es decir, este ecograma fue obtenido en un transecto de norte a sur.

RESULTADOS

3.1 Temperatura

A continuación se describen los resultados obtenidos por variable para cada una de las cuatro subregiones. De la información obtenida mediante los perfiles de CTD, se presentan en la Tabla 3.1 los resultados de la temperatura promedio a 5, 30, 50, 75, 100 y 120 m y en la Tabla 3.2 se presenta el ajuste lineal de temperatura obtenido para cada región. Los perfiles promedio de temperatura por crucero se encuentran en el anexo B.

La Figura 3.1 a, b, c y d, muestran los perfiles de temperatura para cada crucero. De los cruceros de invierno (II, IV y IX), febrero de 2014, registró las temperaturas medias más altas desde los 5 hasta los 120 m. Seguidas de enero de 2007 y las más bajas en marzo de 2010. Durante invierno a 5 m, el ajuste lineal registró una tendencia estadísticamente significativa ($p < 0.05$) con una pendiente de $0.48 \text{ }^{\circ}\text{C año}^{-1}$ y de $0.32 \text{ }^{\circ}\text{C año}^{-1}$ para la subregión CE y CO, respectivamente. El resto de las profundidades analizadas en la CO no presentó una tendencia significativa. La temperatura en el CG y las GI durante invierno no resultaron estadísticamente significativas.

La CE durante invierno fue la única subregión que a 75 m obtuvo una regresión significativa con una pendiente de $0.25 \text{ }^{\circ}\text{C año}^{-1}$. Para 100 y 120 m el ajuste del modelo y la

prueba de la pendiente no fueron significativos. En la CE, hubo una regresión significativa durante la estación de transición f-c a 5, 75, 100 y 120 m.

La temperatura en el CG no presentó ninguna tendencia en los meses de transición f-c y transición c-f. Mientras que en verano desde 5 m y hasta 120 m hubo una pendiente positiva estadísticamente significativa en las cuatro subregiones (Tabla 3.2).

En la CE agosto de 2014 fue el verano con las mayores temperaturas de toda la serie, en este mismo verano en la CO se registró la temperatura promedio más alta a 100 y 120 m, manteniendo casi 1°C por encima del resto de los veranos. Mientras que en la subregión de las GI las temperaturas más altas ocurrieron en agosto de 2012, seguido de agosto de 2014 y octubre de 2010.

Los cruceros realizados en noviembre de 2005 y 2011, corresponden a los meses de transición c-f y no hay ninguna profundidad en la cual el ajuste sea significativo. Durante los meses de transición c-f en la CO, las pendientes desde 5 y hasta 75 m fueron negativas y estadísticamente significativas. Mientras que el ajuste de regresión en transición f-c, únicamente a 30 y 50 m fueron estadísticamente significativas. Durante octubre de 2010 las GI mostraron temperaturas de 17 °C a 120 m, en comparación con la CE, CO y el CG que tienen 15, 16 y 15 °C, respectivamente a la misma profundidad.

Durante noviembre de 2005 no se tuvo ningún perfil de CTD en esta subregión por lo que no se realizó una comparación con noviembre de 2011.

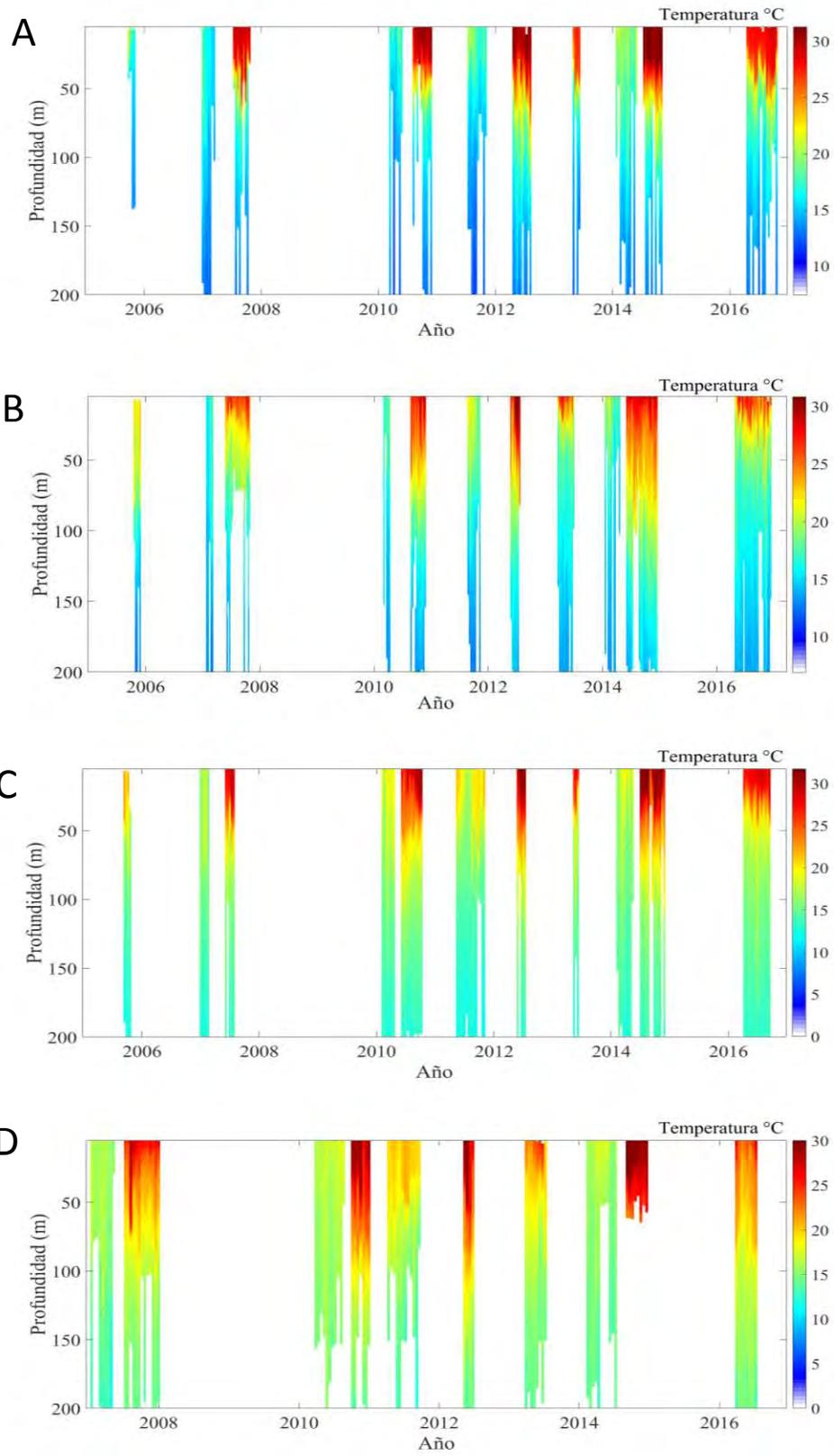


Figura 3.1- Diagrama de Hovmöller de la temperatura en las cuatro subregiones de enero de 2007 a junio de 2016. A) costa este, B) costa oeste, c) centro del golfo, d) grandes islas.

Tabla 3.1-Resultados de la regresión lineal de temperatura a diferentes profundidades para la costa este y costa oeste.

	Estación	Profundidad (m)	Pendiente (° C año ⁻¹)	R ² %	t	g.l.	p
Costa Este	I	5	0.49	66.90	6.67	22	0.00
		30	0.41	54.60	5.15	22	0.00
		50	0.32	40.20	3.58	19	0.00
		75	0.25	26.00	2.45	17	0.02
		100	0.18	19.90	1.87	14	0.08
		120	0.08	07.10	1.00	13	0.33
	V	5	0.22	68.20	-8.21	36	0.00
		30	0.52	41.60	-5.00	37	0.00
		50	0.42	18.90	-2.70	33	0.01
		75	0.45	33.20	-3.72	29	0.00
		100	0.29	27.70	-3.24	29	0.00
		120	0.19	30.20	-3.22	26	0.00
	T (C-F)	5	-0.05	01.40	-0.41	12	0.69
		30	0.14	10.30	1.17	12	0.26
		50	0.16	24.80	1.82	10	0.10
		75	0.08	29.70	1.95	9	0.08
		100	0.00	00.20	0.10	6	0.92
		120	0.00	00.60	-0.19	6	0.85
	T(F-C)	5	0.44	42.50	-3.44	17	0.00
		30	-0.03	00.00	0.09	18	0.92
		50	0.10	00.30	-0.20	18	0.82
		75	0.61	28.90	-2.51	16	0.02
		100	0.44	31.20	-2.48	14	0.02
		120	0.40	30.60	-2.44	14	0.02
Costa Oeste	I	5	0.32	36.70	3.32	19	0.00
		30	0.15	10.40	1.45	18	0.16
		50	0.04	00.90	0.37	15	0.71
		75	-0.04	02.70	-0.63	14	0.54
		100	-0.05	04.90	-0.82	13	0.42
		120	-0.03	03.90	-0.70	12	0.50
	V	5	0.31	41.70	-6.05	56	0.00
		30	0.44	44.70	-6.65	56	0.00
		50	0.47	59.70	-8.89	56	0.00
		75	0.50	63.10	-9.42	54	0.00
		100	0.47	63.30	-8.35	42	0.00
		120	0.40	59.70	-7.24	37	0.00
	T(C-F)	5	-0.32	33.90	-2.27	10	0.04
		30	-0.32	47.30	-3.28	12	0.00
		50	-0.40	61.10	-4.34	12	0.00
		75	-0.46	53.30	-3.70	12	0.00
		100	-0.10	09.90	-1.05	10	0.31
		120	-0.06	09.30	-0.96	9	0.36
	T(F-C)	5	0.03	00.10	-0.10	35	0.87
		30	0.37	13.00	-2.25	36	0.02
		50	0.34	22.70	-3.16	36	0.00
		75	0.15	08.60	-1.74	36	0.09
		100	0.09	05.10	-1.24	34	0.18
		120	0.09	04.20	-1.09	33	0.24

Tabla 3.2-Resultados de la regresión lineal de temperatura a diferentes profundidades para el centro del golfo y las grandes Islas.

	Estación	Profundidad (m)	Pendiente (° C año ⁻¹)	R ² %	t	g.l.	p
Centro del Golfo	I	5	0.16	11.20	1.59	20	0.12
		30	0.00	0.00	-0.05	20	0.96
		50	-0.08	4.10	-0.92	20	0.36
		75	-0.07	5.70	-1.10	20	0.28
		100	0.00	0.00	0.03	19	0.97
		120	0.01	0.40	0.28	19	0.78
	V	5	0.32	26.50	-3.19	31	0.00
		30	0.34	14.30	-2.19	31	0.03
		50	0.30	27.60	-3.26	30	0.00
		75	0.26	36.20	-3.91	29	0.00
		100	0.15	13.90	-2.02	28	0.04
		120	0.10	16.20	-2.07	26	0.03
	T (C-F)	5	-0.34	17.80	-1.80	15	0.09
		30	-0.33	18.30	-1.89	15	0.07
		50	-0.08	2.10	-0.61	17	0.55
		75	-0.09	4.20	-0.87	17	0.39
		100	-0.06	10.00	-1.33	16	0.20
		120	-0.06	16.90	-1.75	15	0.10
T(F-C)	5	0.24	16.70	-1.64	15	0.12	
	30	0.00	00.00	0.03	15	0.99	
	50	0.19	06.10	-0.94	15	0.36	
	75	0.03	00.30	-0.16	15	0.87	
	100	0.00	00.00	0.01	15	0.99	
	120	0.12	04.90	-0.82	15	0.39	
Grandes Islas	I	5	0.06	5.70	1.33	29	0.19
		30	-0.03	1.80	-0.72	28	0.47
		50	-0.06	8.00	-1.50	26	0.14
		75	-0.08	11.50	-1.73	23	0.09
		100	-0.05	4.10	-0.97	22	0.34
		120	-0.03	1.20	-0.51	21	0.61
	V	5	0.48	62.20	-6.71	29	0.00
		30	0.71	57.90	-6.20	29	0.00
		50	0.58	43.70	-4.49	27	0.00
		75	0.74	56.70	-5.17	21	0.00
		100	0.48	66.40	-6.32	21	0.00
		120	0.32	50.30	-4.04	21	0.00
	T(F-C)	5	0.41	9.7	-1.19	14	0.25
		30	0.46	42.70	-3.27	15	0.00
		50	0.89	69.0	-5.70	15	0.00
		75	0.76	57.0	-4.40	15	0.00
		100	0.46	53.0	-4.04	15	0.00
		120	0.44	62.70	-4.93	15	0.00

Profundidad (m) = profundidades a las que se realizó el ajuste lineal, I= invierno, V= verano y T (F-C) = transición fría-cálida, T (F-C)= transición cálida-fría, R²= coeficiente de determinación (%), proporción de la variación total explicada por el modelo, t= t-Student observada, g.l.= grados de libertad, p= significación estadística (95%)

3.2 Clorofila-a máxima

En noviembre de 2005 y enero de 2007 no se registraron datos de clorofila-a, por lo que $cl-a_{max}$ y $pcl-a_{max}$ solo se comparan dos cruceros en invierno, dos cruceros en transición f-c (junio), cuatro en verano y ninguno en transición c-f (noviembre). El análisis estadístico para la $pcl-a_{max}$ sólo fue significativo para la CO en invierno y en transición f-c (Tabla 3.3). Durante invierno, de acuerdo con el valor de la pendiente (-2.91 m año^{-1}) la $pcl-a_{max}$ tuvo un hundimiento. En marzo de 2010 todos los perfiles de clorofila-a presentan una fuerte variación en todas las subregiones, lo que puede ser debido a una falla en el instrumento.

La $pcl-a_{max}$ en la CO durante transición f-c tuvo una pendiente positiva que indica que durante junio de 2016 la máxima concentración de clorofila-a estuvo más somera en comparación con junio de 2013 (Tabla 3.3). En la CE, en julio de 2007 y octubre de 2010 el máximo subsuperficial se localizó a 26 y 27 m, respectivamente, mientras que los veranos posteriores; agosto de 2012 y agosto de 2014 el máximo subsuperficial fue más profundo, localizándose entre 41 y 50 m.

Durante invierno en la CE la $cl-a_{max}$ promedio fue $4.63 \pm 3.50 \text{ mg m}^{-3}$ en marzo de 2010 y $4.47 \pm 2.56 \text{ mg m}^{-3}$ en febrero de 2014 (Figura 3.2, a) y el ajuste no resultó estadísticamente significativo. La $cl-a_{max}$ en los cruceros de verano en la CE tiene menor variación que en invierno, con un pico máximo bien desarrollado, los máximos de concentración se encuentran en un rango de 1.1 mg m^{-3} y 3.6 mg m^{-3} .

Durante el invierno en el GC la $cl-a_{max}$ no mostro cambios estadísticos relevantes, sin embargo la concentración de febrero de 2014 en promedio fue mayor que en marzo de

2010, Figura 3.2, c. En invierno en la subregión de las GI, el análisis estadístico de $chl-a_{max}$ resultó significativo, hubo un aumento en la concentración de marzo de 2010 en comparación con febrero de 2014, Figura 3.2, d. Durante verano en la CE, la $chl-a_{max}$ obtuvo una pendiente de $0.27 \text{ mg m}^{-3} \text{ año}^{-1}$ con $p < 0.05$ (Tabla 3.4) mientras que el CG, CO y GI no muestran cambios significativos de $chl-a_{max}$. Los perfiles de clorofila-a obtenidos en la CO muestran un máximo de concentración por encima de los 30 m (Figura 3.2, b).

En julio de 2007 en el CG, se observó que el perfil de clorofila-a tiene dos máximos uno a 27 m y otro a 53 m. Sin embargo en el CG sólo se tuvo tres perfiles para ese año, el perfil más al sur (111.355° N , 27.27° W) tuvo una $chl-a_{max}$ de 1.87 mg m^{-3} a 27 m, un perfil más al norte (111.705° N , 27.80° S) tuvo una $chl-a_{max}$ de 0.70 mg m^{-3} a 53 m, por lo que al realizar el promedio destacan estos dos máximos que estaban dentro de un mismo transecto sin embargo uno más profundo que el otro.

Lo anterior se observó nuevamente en junio de 2013 en el CG, el perfil más al sur (111.06° N , 27.053° W) tiene un máximo de concentración de 4.23 mg m^{-3} a 19 m y el perfil al norte (112.04° N , 28.168° W) 3.79 mg m^{-3} a 35 m lo que se refleja como dos máximos en el perfil promedio. Durante la transición f-c hubo una diferencia estadísticamente significativa ($p < 0.05$) para la $chl-a_{max}$ con una pendiente de $-0.40 \text{ mg m}^{-3} \text{ año}^{-1}$ lo que indica una menor concentración de clorofila- a_{max} en junio de 2016 comparada con junio de 2013.

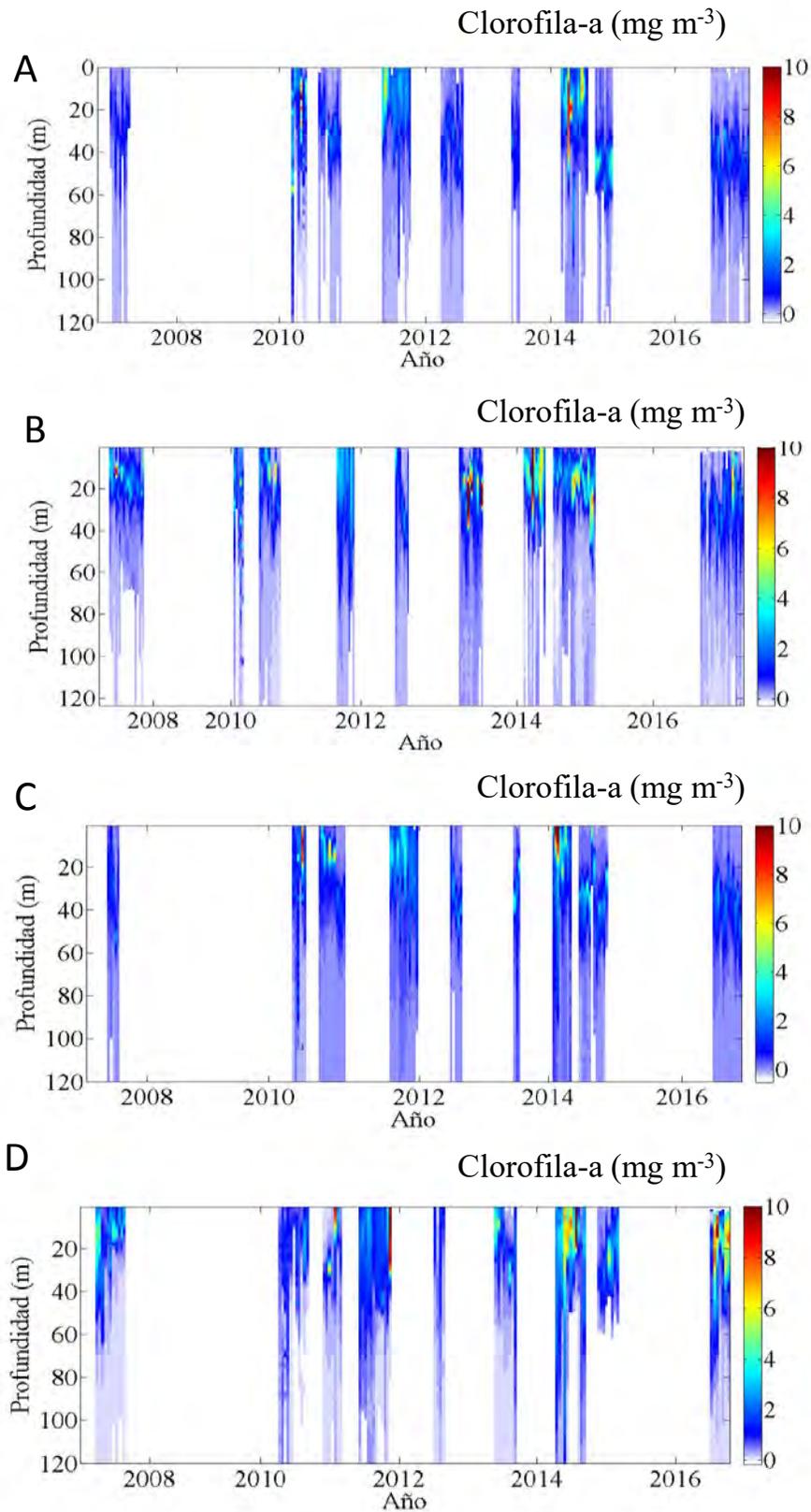


Figura 3.2.-Diagrama de Hovmöller de la temperatura en las cuatro subregiones de enero de 2007 a junio de 2016. A) costa este, b) costa oeste, c) centro del golfo, d) grandes islas.

Tabla 3.3-Ajuste lineal de $chl-a_{max}$ por subregion y estacion del año.

Región	Estación	Pendiente ($m\ a\tilde{no}^{-1}$)	R ² %	t	g.l.	p
CE	V	1.52	09.00	-1.92	38	0.06
	I	-3.00	14.70	-1.71	17	0.10
	T (F-C)	-1.61	01.20	0.51	19	0.61
CO	V	0.09	00.00	0.16	56	0.87
	I	-2.91	39.50	-3.02	15	0.00
	T (F-C)	1.98	11.60	-2.07	33	0.00
CG	V	0.79	02.60	-1.72	31	0.37
	I	-7.68	15.00	-1.46	13	0.17
	T (F-C)	1.83	08.20	-1.07	13	0.30
GI	V	0.95	05.00	-1.20	28	0.24
	I	-1.25	09.40	-1.44	21	0.16
	T (F-C)	1.40	05.90	-0.93	14	0.36

$chl-a_{max}$ = profundidad de máxima clorofila-a (m), I= invierno, V= verano, m= pendiente ($m\ a\tilde{no}^{-1}$), R²= coeficiente de determinación (%), proporción de la variación total explicada por el modelo, t= t-Student observada, g.l.= grados de libertad, p= significación estadística (95%)

Tabla 3.4-Ajuste lineal de $chl-a_{max}$ máxima ($mg\ m^{-3}$) en funcion del tiempo por subregion y estacion del año.

Región	Estación	Pendiente ($mg\ m^{-3}\ a\tilde{no}^{-1}$)	R ² %	t	g.l.	p
CE	V	0.27	48.00	-5.90	38	0.00
	I	-0.22	01.50	-0.51	17	0.61
	T(F-C)	0.1	11.40	-1.55	19	0.13
CO	V	0.09	02.50	-1.18	56	0.24
	I	0.75	12.20	1.39	15	0.18
	T(F-C)	-1.52	26.80	3.48	33	0.01
CG	V	0.16	08.90	-1.72	31	0.09
	I	0.48	08.00	1.02	13	0.32
	T(F-C)	-0.40	28.90	2.31	13	0.03
GI	V	-0.13	04.80	1.20	28	0.24
	I	0.95	34.50	3.24	21	0.00
	T(F-C)	0.82	18.70	-1.79	14	0.09

$chl-a_{max}$ = máximo de clorofila-a (mg/m^3) I= invierno, V= verano, m= pendiente ($m\ a\tilde{no}^{-1}$), R²= coeficiente de determinación (%), proporción de la variación total explicada por el modelo, t= t-Student observada, g.l.= grados de libertad, p= significación estadística (95%)

3.3 Capa isotérmica y capa de mezcla

Los perfiles promedio de densidad con la PCM, CIT y CB por cruce se encuentran en el anexo B. En las GI no se hicieron estaciones durante enero de 2005 por lo que para esta subregión sólo se hicieron pruebas de regresión en invierno, verano y transición c-f. Durante el invierno en las cuatro subregiones, la regresión para la CIT y PCM muestra pendientes negativas y estadísticamente positivas, lo que quiere decir que hubo una disminución en la profundidad de ambas capas (Tabla 3.5 y 3.6, respectivamente). En las GI, la CIT promedio en invierno de 2007 fue de 76.50 ± 27.52 m y en invierno de 2014 fue de 38.65 ± 28.27 m. Con una diferencia de 37.85 m.

En la CE, durante el verano hubo una tendencia significativa para la CIT con una pendiente de 1.48 m año^{-1} , el rango de profundidad en el cual se mantuvieron fue de 19 a 29 m para la CIT. Durante los meses correspondientes a la estación de transición c-f, la CIT promedio para la CE fue 19.88 ± 3.71 m y 31.08 ± 9.36 m, respectivamente, mientras que la PCM fue 13.5 ± 3.03 m y 17.27 ± 5.94 m, para 2005 y 2011, respectivamente. Al realizar el ajuste de PCM y CIT, no hubo un cambio estadísticamente significativo en la PCM pero si en la CIT con una pendiente de 1.86 m año^{-1} . La CIT y PCM en la CE durante transición f-c no tuvo cambios estadísticamente significativos. Durante el verano y los meses de transición c-f no se obtuvo una regresión estadísticamente significativa que demuestre la disminución en la profundidad de CM y CIT para la CO y CG y en transición c-f. En las GI el ajuste de CIT durante verano fue estadísticamente significativo mientras que para la PCM no ocurrió ningún cambio significativo.

Tabla 3.5-Ajuste lineal de CIT para cada subregión y estación del año.

CIT (m)	Estación	Pendiente (m año ⁻¹)	R ² %	t	g.l.	p
CE	I	-4.79	29.80	-2.76	18	0.01
	T (F-C)	-2.69	16.40	-1.93	19	0.06
	V	1.48	27.00	3.65	36	0.00
	T (C-F)	1.86	26.00	2.29	15	0.03
CO	I	-6.83	79.70	-8.64	19	0.00
	T (F-C)	0.16	0.40	0.34	33	0.73
	V	0.12	0.70	0.61	56	0.54
	T (C-F)	-0.63	1.00	-0.34	12	0.73
CG	I	-5.49	30.80	-3.13	22	0.00
	T (F-C)	0.22	0.60	0.30	15	0.76
	V	0.55	5.60	1.38	32	0.17
	T (C-F)	1.41	5.60	0.94	15	0.36
GI	I	-3.81	15.30	-2.29	29	0.03
	T (F-C)	-1.20	2.40	-0.61	15	0.55
	V	1.25	15.10	2.24	28	0.03

Tabla 3.6-Ajuste lineal de PCM para cada subregión y estación del año.

PCM (m)	Estación	Pendiente (maño ⁻¹)	R ² %	t	g.l.	p
CE	I	-3.24	39.30	-3.42	18	0.00
	T (F-C)	-1.03	12.00	-1.61	19	0.12
	V	0.33	06.70	1.61	36	0.11
	T (C-F)	0.45	05.00	0.89	15	0.38
CO	I	-4.65	79.00	-8.44	19	0.00
	T (F-C)	0.01	00.00	0.07	33	0.94
	V	0.11	03.80	1.48	56	0.14
	T (C-F)	-0.89	07.30	-0.97	12	0.35
CG	I	-3.55	33.00	-3.29	22	0.00
	T (F-C)	1.67	33.50	2.75	15	0.07
	V	0.01	00.00	0.09	32	0.92
	T (C-F)	-0.06	00.10	-0.09	15	0.93
GI	I	-2.52	21.00	-2.78	29	0.00
	T (F-C)	0.76	0.10	0.09	15	0.92
	V	-1.07	2.70	-0.89	28	0.38

La CB fue positiva en todos los cruceros y todas las subregiones a excepción de un par de estaciones en la subregión de las GI, donde fue negativa, aunque solo en tres de los 91 perfiles para esta subregión. Que la CB sea positiva indica que siempre la capa isotérmica estuvo por debajo de la capa de mezcla y cuando es negativa. En todas las subregiones la CB fue más gruesa en invierno y más delgada en verano.

En la CE en invierno de 2007 la CB tenía un grosor de 29.05 m, en marzo de 2010 su grosor cambió a 15.77 m y finalmente en febrero de 2014 tuvo un grosor de 5.85 m. En el verano la capa de barrera se mantuvo en un rango de 7 a 10 m de grosor. En verano y en transición c-f, el GCB en la CE tuvieron un ligero incremento estadísticamente significativo (Tabla 3.7). En la CO, en el verano el GCB se mantuvo en rango de 3 a 7 m. En los meses de transición el grosor fue mayor que en el verano, se mantuvo entre 13 y 15 m y entre 6 y 3 m para junio de 2013 y 2016, respectivamente. Durante el invierno el rango de la capa de barrera fue de 7 a 23 m. Los resultados muestran un adelgazamiento del CB durante el invierno para la CO (Tabla 3.7).

En el CG en invierno de 2007 la CB tuvo un grosor máximo de 26.44 m, mientras que los siguientes dos inviernos (marzo de 2010 y febrero de 2014) el grosor de la CB fue de 7.63 y 12.06 m, respectivamente. En verano se mantuvo en un rango de 4 a 8 m, sin mostrar ninguna tendencia de adelgazamiento. Durante noviembre de 2005 y 2011 la CB tuvo un grosor de 5.67 y 14.57 m, sin embargo no hubo una diferencia estadística significativa quizá debida al número de perfiles disponibles para cada crucero. En transición f-c hubo un adelgazamiento estadísticamente significativo en el GCB para esta subregión. En la subregión de las GI, la CB no mostró cambios estadísticamente significativos.

Tabla 3.7-Ajuste lineal de GCB para cada subregión y estación del año.

GCB (m)	Estación	Pendiente (m/año)	R ² %	t	g.l.	p
CE	I	-1.51	16.10	-1.86	18	0.08
	T (F-C)	-1.66	11.80	-1.60	19	0.12
	V	1.15	26.70	3.62	36	0.00
	T (C-F)	1.41	33.10	2.73	15	0.01
CO	I	-2.18	51.20	-4.46	19	0.00
	T (F-C)	0.14	00.40	0.38	33	0.70
	V	0.01	00.00	0.06	56	0.95
	T (C-F)	0.98	00.60	0.27	12	0.79
CG	I	-1.94	11.70	-1.71	22	0.10
	T (F-C)	-1.45	25.90	-2.29	15	0.03
	V	0.54	05.90	1.42	32	0.16
	T (C-F)	1.48	19.30	1.89	15	0.07
GI	I	-1.20	03.40	-1.01	29	0.31
	T (F-C)	-1.99	0.40	-0.24	15	0.81
	V	2.33	10.90	1.85	28	0.07

I= invierno, V= verano, transición f-c= junio, transición c-f= noviembre, R²% = coeficiente de determinación, t= el valor de t-student observado, g.l.= grados de libertad; p=significación estadística (95%).

3.4 Coeficiente de dispersión de sonido por área (S_A)

La Figura 3.4 muestra la ubicación del coeficiente de retrodispersión de sonido por área referido a millas náuticas (S_A) y el derrotero para cada crucero. Las Figuras 3.4 b, d, e i, corresponden a los meses de invierno. En enero de 2007 y febrero de 2014 los puntos de mayor retrodispersión de sonido están en la CO y la CE, mientras que en marzo 2010 los puntos de dispersión máxima están en la CE y las GI.

Hubo un total de 726 puntos de dispersión por encima del tercer cuartil durante enero de 2007, en marzo de 2010 hubo 8 y en febrero de 2014 hubo 6 puntos de dispersión por

encima del tercer cuartil. Sólo enero de 2007 tiene valores máximos de s_A entre 400 y 4914 m^2mn^{-2} , el resto están por debajo de 1000 m^2mn^{-2} . La prueba no paramétrica de Kruskal-Wallis (K-W) para el invierno fue significativa ($H= 116.24$, $p < 0.05$), el valor de p fue muy pequeño y la mediana de s_A en enero de 2007 es casi ocho veces mayor que la mediana en marzo de 2010 y febrero de 2014 (Tabla 3.8).

Las Figuras 3.4 a y f, corresponden a noviembre de 2005 y 2011, el intervalo del tercer cuartil - máximo estuvo entre 246 - 566 y 215- 5729 m^2mn^{-2} para 2005 y 2011, respectivamente. Mientras que en 2005 los puntos máximos de dispersión estuvieron al sur y centro de las GI, en 2011 estuvieron en la CE y las GI. Ambos cruceros tuvieron seis puntos de máxima dispersión de sonido aunque distribuidos de diferente forma.

Las Figuras 3.4 h y k corresponden a junio de 2013 y 2016, comparativamente hubo un aumento de s_A , el intervalo del tercer cuartil-máximo estuvo entre 180 – 816 y 203 – 4175 m^2mn^{-2} para 2013 y 2016, respectivamente. Durante junio de 2013 hubo seis puntos de s_A máxima localizados en la CE y las GI, mientras que en junio de 2016 hubo 1242 puntos distribuidos en las cuatro subregiones del golfo. Durante noviembre y junio, meses que corresponden a una transición cálida-fría y fría-cálida, respectivamente dentro del golfo, la prueba K-W no resultó estadísticamente significativa.

Las Figuras 3.4 c, e, g y j, corresponden a meses de verano, en donde julio 2007 fue el crucero que registró 1020 puntos máximos y un intervalo del tercer cuartil-máximo de 904 – 4987 m^2mn^{-2} distribuidos en la parte central del golfo, la CE, CO y las GI, muy parecido a los resultados obtenidos para junio de 2016, mientras que octubre 2010, agosto 2012 y

2014 tuvieron 8, 5 y 6 puntos de dispersión máxima. Octubre de 2010 fue el crucero con la menor s_A , 4 - 14 m^2mn^{-2} . En agosto de 2012 y 2014 se registró 275 - 4973 y 75-4941 m^2mn^{-2} , respectivamente. La prueba K-W para meses de verano resultó estadísticamente significativa ($H = 97.24$, $p < 0.05$), siendo la mediana de octubre de 2010 la que difiere mayormente dentro del grupo de cruceros de verano, Tabla 3.8.

En la Figura 3.3, la distribución de s_A presenta una clara influencia estacional. La línea horizontal dentro del recuadro gris representa la mediana para cada estación del año, las estaciones de transición en el GC; noviembre (transición cálida a fría) y junio (transición fría a cálida) tienen una mediana similar, mientras que la mediana en invierno es mayor que estas dos y el verano es la estación con la mayor energía acústica reflejada.

En invierno la dispersión de sonido es más simétrica en comparación con el resto de las estaciones, mientras que en el verano y ambos períodos de transición, presentan una asimetría hacia los valores por encima de la mediana. Las líneas verticales delgadas representan un intervalo entre el valor mínimo y el valor máximo de dispersión. Verano es la estación con una mayor variabilidad seguido por el invierno y transición (fría a cálida), finalmente la transición (cálida a fría) es la estación con menor variabilidad de dispersión de sonido.

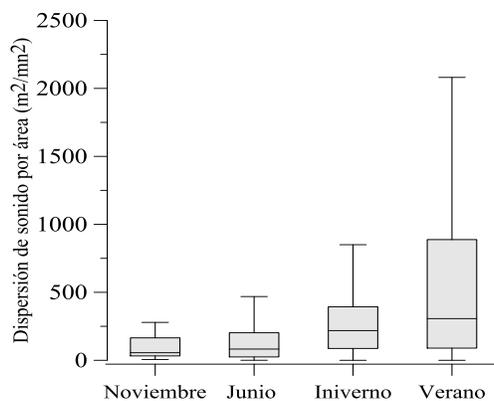
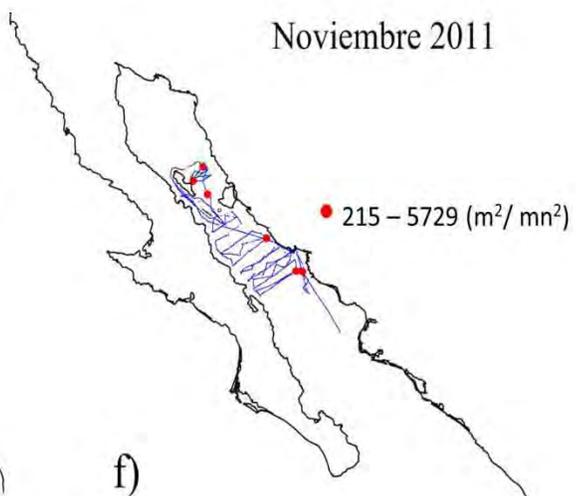
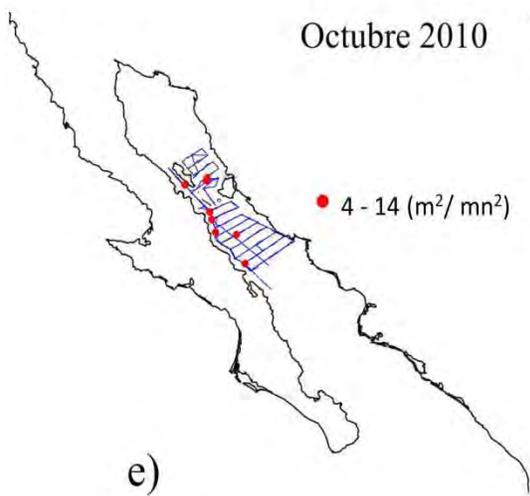
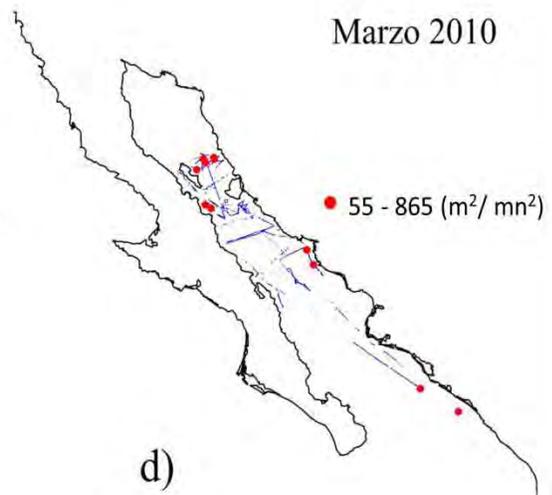
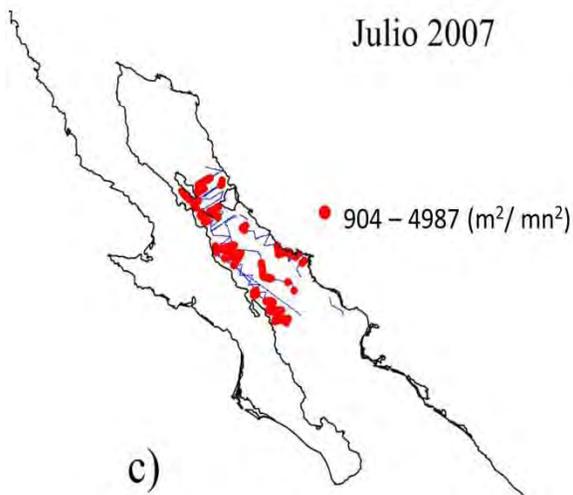
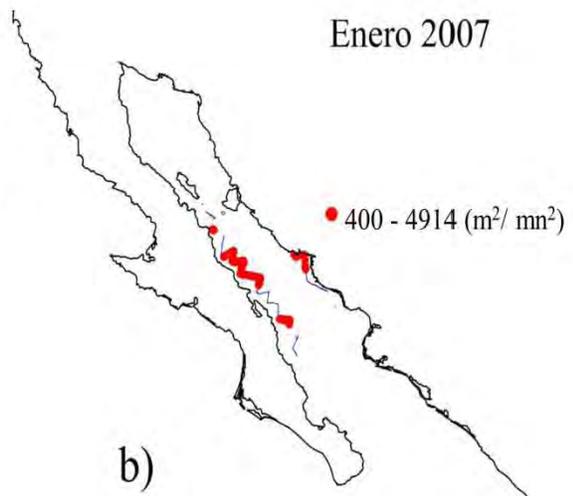
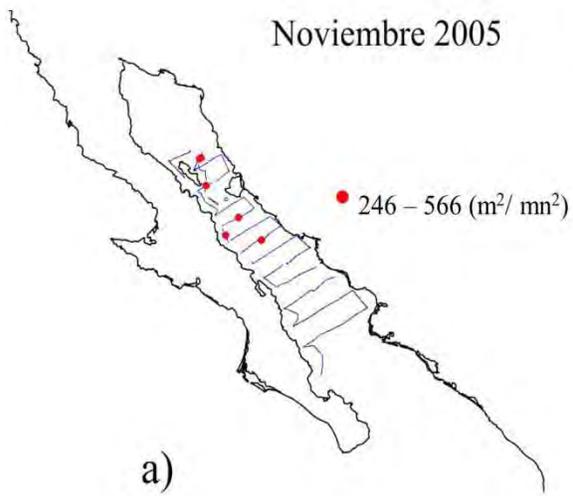


Figura 3.3–Coeficiente de retrodispersión de sonido por área referido a millas náuticas para los diferentes meses de estudio.

Tabla 3.8- Prueba K-W para el coeficiente de retrodispersión de sonido por área referido a millas náuticas ($m^2 mn^{-2}$).

Estación	Crucero	Mediana de s_A ($m^2 mn^{-2}$)	H	g.l.	<i>p</i>
I	CapeGolca II	227.06	116.24	2	0.000
	CapeGolca IV	25.59			
	CapeGolca IX	34.12			
V	CapeGolca III	315.72	97.24	3	0.000
	CapeGolca V	02.56			
	CapeGolca VII	134.20			
	CapeGolca X	12.09			
T (C-F)	CapeGolca I	56.46	0.19	1	0.666
	CapeGolca VI	69.70			
T (F-C)	CapeGolca VIII	61.06	0.05	1	0.816
	CapeGolca XI	82.83			



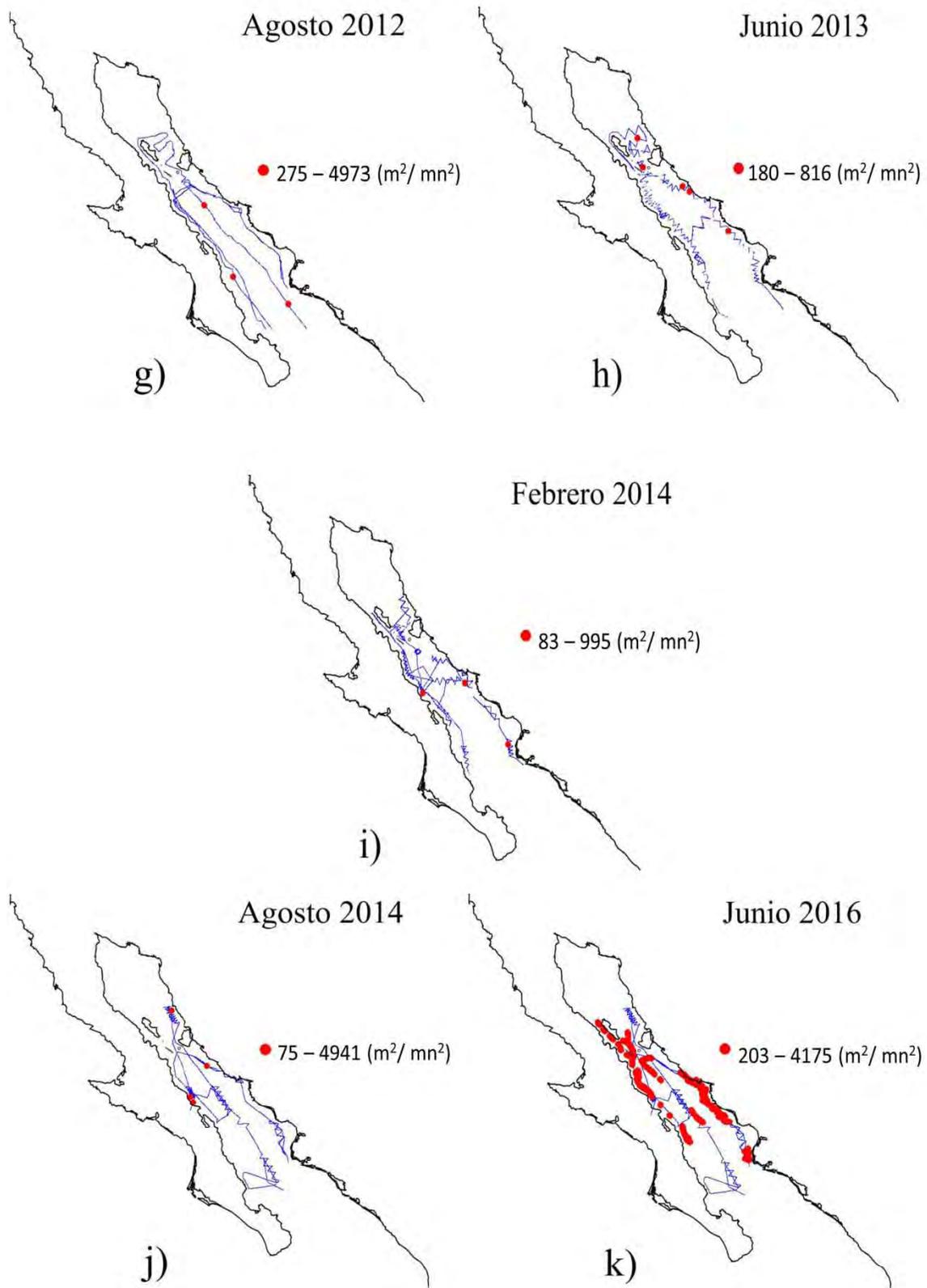


Figura 3.4- Distribución de máxima retrodispersión de sonido por área referido a millas náuticas para cada crucero.

Dentro de cada gráfico de dispersión se muestra el valor del coeficiente de correlación lineal de Pearson y el valor de p. Durante el invierno (Figura 3.5) los resultados muestran una correlación significativa entre la relación s_A vs $cl-a_{max}$ ($r^2 = -0.28$, $p < 0.05$) y s_A vs ΣF ($r^2 = -0.23$, $p < 0.05$). La relación entre las variables PCM, CIT y CB fueron más altas y significativas ($r^2 > 0.8$, $p < 0.5$) y la relación PCM vs $pcl-a_{max}$ aunque baja de igual manera fue significativa ($r^2 = 0.33$, $p < 0.05$).

En esta parte del análisis se agregó una variable, $\Sigma Cl-a$ (clorofila-a integrada en la vertical) la cual resultó estar altamente correlacionada con el $cl-a_{max}$ ($r^2 = 0.80$, $p < 0.05$) y en menor medida con s_A ($r^2 = -0.23$, $p < 0.05$).

La $cl-a_{max}$ y la $\Sigma Cl-a$ tienen una correlación baja y negativa con la dispersión de sonido por área aunque significativa.

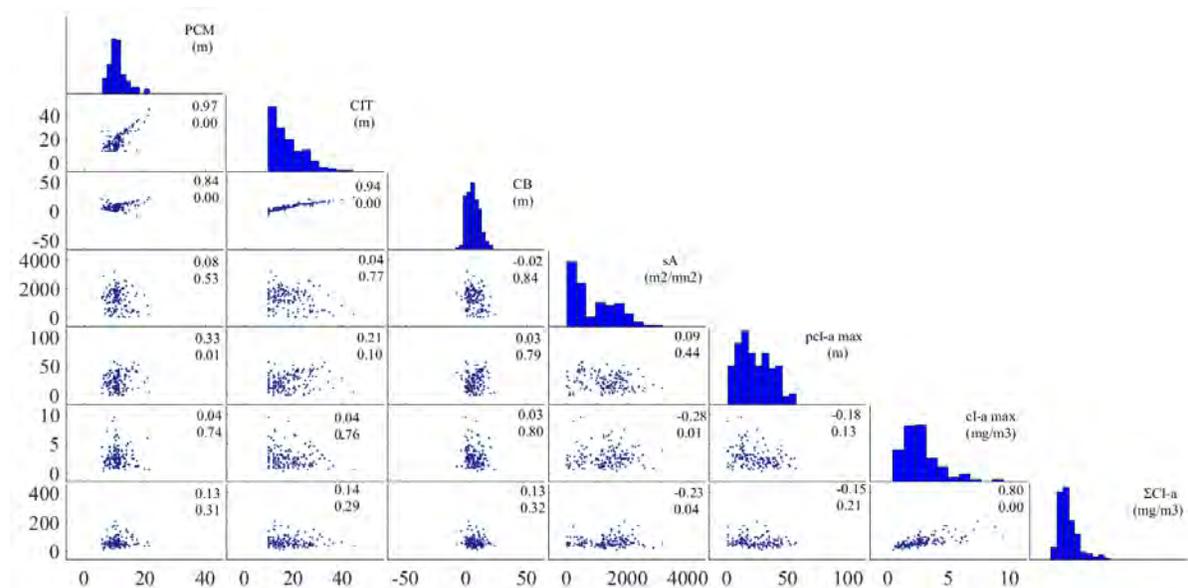


Figura 3.5- Correlación entre variables hidrológicas y s_A durante invierno.

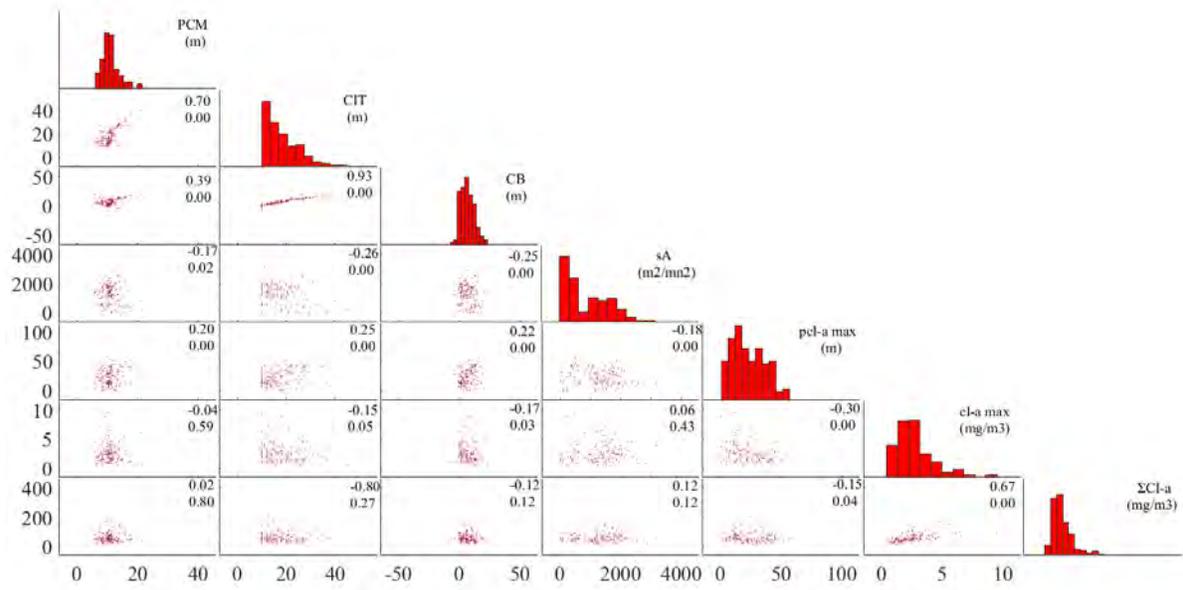


Figura 3.6- Correlación entre variables hidrográficas y s_A durante verano.

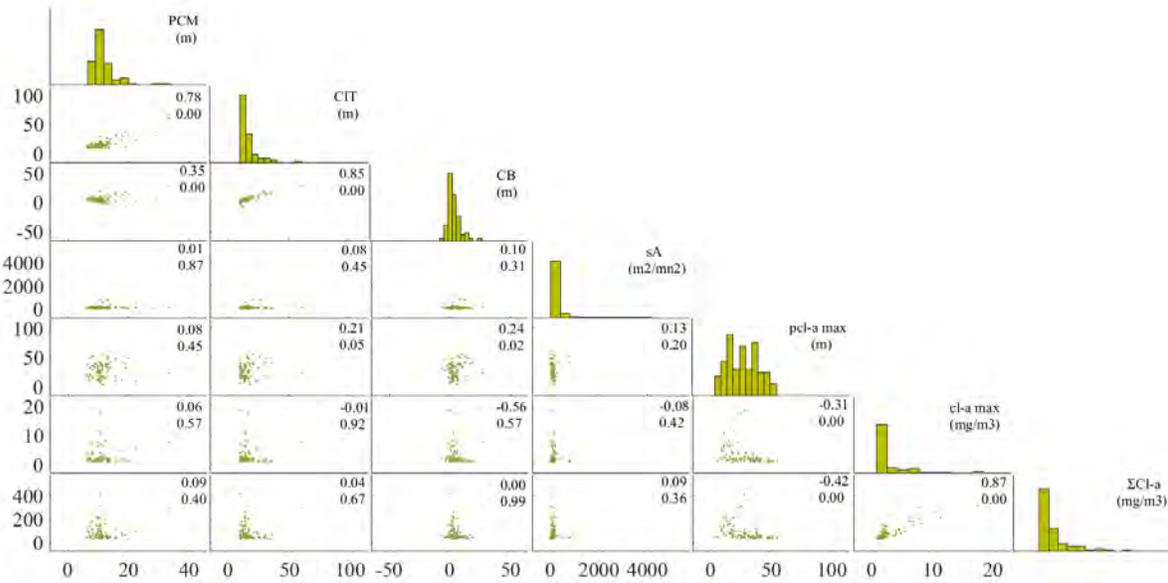


Figura 3.7- Correlación entre variables hidrográficas y s_A durante junio (transición fría a cálida).

En el verano (Figura 3.6) los resultados muestran una correlación alta y significativa entre PCM vs CB y PCM vs CIT ($r^2= 0.70$ y 0.93 , respectivamente), la relación PCM vs CB es también significativa aunque baja ($r^2= 0.39$, $p<0.05$).

s_A , muestra una correlación baja e inversa con la mayoría de las variables; con PCM ($r^2= -0.1$), CIT ($r^2= -0.26$), CB ($r^2= -0.25$) y $pcl-a_{max}$ ($r^2= -0.18$), que aunque son muy pequeñas todas son significativas ($p<0.05$). La relación de s_A vs $pcl-a_{max}$ es inversa y significativa, mientras que con $cl-a_{max}$ no hay dependencia lineal entre estas variables.

La correlación de $pcl-a_{max}$ con estas tres capas es baja y positiva ($r^2= 0.20$, $r^2= 0.25$, $r^2= 0.22$, $p<0.05$, para PCM, CIT y CB, respectivamente) aunque significativas.

La $cl-a_{max}$ tuvo una correlación inversa, baja y significativa con la CIT, CB y $pcl-a_{max}$ ($r^2= -0.15$, $r^2= -0.17$, $r^2= -0.30$, $p<0.05$, respectivamente).

Durante la transición f-c la relación entre las capas PCM, CIT y CB es similar en los valores de correlación que en los meses de verano (Figura 3.7). La $pcl-a_{max}$ mostró una relación inversa y significativa con la $cl-a_{max}$ y la $\Sigma Cl-a$ ($r^2= -0.31$, $r^2= -0.42$, $p < 0.05$) y también la $cl-a_{max}$ vs $\Sigma Cl-a$ tiene una correlación alta y significativa ($r^2= 0.87$, $p < 0.05$).

3.5 Masas de agua

Los diagramas T-S para cada crucero se encuentran en el Anexo A.

En ningún crucero de invierno se encontró ASE, mientras que AGC y ASsSt estuvieron presentes en todos los cruceros (Tabla 3.10). AIP se registró en enero de 2007 y febrero de 2014. No se descarta la presencia de esta última masa de agua durante el invierno de 2010, sin embargo los perfiles de CTD que se tienen durante ese año no van más allá de 300 m y AIP solo se encuentra en un rango de 500-1200 m. En enero de 2007, marzo de 2010 y febrero de 2014 valores de temperatura potencial y salinidad por debajo de la isopícnica de 25.5, 25 y 24.5 kg m^{-3} , es decir una diferencia de densidad de 1 kg m^{-3} de 2007 a 2014.

En noviembre de 2005 y 2011 las masas de agua que se encontraron fueron AGC y ASsSt. En el diagrama T-S de noviembre de 2005 se observa que la densidad mínima es de 25 kg m^{-3} mientras que en noviembre de 2011 la mínima fue de 24.3 kg m^{-3} . En los cruceros de verano se encontró ASE, AGC, ASsSt y AIP a excepción de octubre de 2010 donde no se presentó ASE ni AIP, probablemente porque el muestreo durante octubre de 2010 se hizo a partir de los 26° N. Agosto de 2012 y 2014 son los únicos meses donde se observan valores de T-S por encima de la isopícnica de 22 kg m^{-3} .

Tabla 3.9 -Presencia/ausencia de masas de agua

CapeGolca	ASE	AGC	ASsSt	AIP	Estación
I	+	+	+		Transición c-f
II		+	+	+	I
III	+	+	+	+	V
IV		+	+		I
V		+	+		V
VI		+	+		Transición c-f
VII	+	+	+	+	V
VIII		+	+	+	Transición f-c
IX		+	+	+	I
X	+	+	+	+	V
XI	+	+	+	+	Transición f-c

4.1 Temperatura en el golfo de California

La disponibilidad de datos permitió y al mismo tiempo nos limitó a observar los primeros 120 m ya que de un total de 480 perfiles, solo 408, es decir el 85% cubrían dicha profundidad. El análisis de los perfiles hidrográficos sugiere reconocer la CE como la única región en la cual hay una tendencia durante invierno de incremento de temperatura, mientras que la región de las GI, el CG y la CO no muestran la misma tendencia en esta estación del año (Tabla 3.2 y 3.3).

Esta tendencia de aumento de temperatura en la CE está relacionada con los eventos ENSO, los cuales probablemente disminuyen o interrumpen las surgencias de invierno en la CE y son la principal fuente de variabilidad interanual en la TSM del GC (Herrera Cervantes, 2008; Lavín y Palacios-Hernández, 2002; Escalante et al. 2013; Robinson et al. 2015; Ayala-Bocos et al., 2016).

Al realizar el ajuste lineal, de 5 a 120 m, la variación en la temperatura a diferentes profundidades que es explicada por cambios en el tiempo, va disminuyendo es decir, conforme incrementa la profundidad el efecto de las anomalías positivas y/o negativas de la TSM deja de ser perceptible y eventualmente desaparece a cierta profundidad. En el caso

de la CE, el efecto en el aumento de temperatura se pudo distinguir hasta 75 m aproximadamente.

El Niño Canónico es un evento climático que surge de la interacción entre el océano y la atmósfera, es el principal modo de variabilidad interanual en el Océano Pacífico (Kim, et al. 2011) y ocurre cuando los vientos alisios o del Este se debilitan y dejan de empujar agua de la Costa Este del Pacífico ecuatorial hacia el oeste. El Niño se detecta mediante anomalías en la TSM de la Costa Oeste de América del Sur pero, recientemente se ha observado un evento climático parecido a El Niño Canónico con una pequeña diferencia.

Este nuevo modo en la variabilidad interdecadal de TSM en el océano Pacífico se le conoce como El Niño Modoki, recientemente ha ocurrido con mayor frecuencia y las anomalías de TSM se limitan a una región del Pacífico central (Ashok et al. 2007). El pasado El Niño Modoki 2009-2010 marcó un récord de anomalías de TSM (Kim et al. 2011) y además pasó por una rápida transición hacia la fase fría (La Niña) por lo que tiene una estructura evolutiva única en comparación con otros eventos Modoki (Lee y McPhaden, 2010).

Las anomalías de temperatura al Centro y Este del Océano Pacífico ecuatorial, mejor conocidas como El Niño Canónico y El Niño Modoki 2009-2010 (Ashok y Yamagata, 2009; Takahashi et al. 2011), coincidieron con los valores más bajos de velocidad del viento que han sido reportados desde 1995 cerca de la cuenca de Guaymas y los cuales se han mantenido por debajo del promedio de 2011 a 2015 (Robinson et al. 2015).

Dentro de este período se incluyen cinco de los cruceros analizados, específicamente dos inviernos (2010 y 2014), los cuales fueron comparados con el invierno de 2007 y tres veranos (2010, 2012 y 2014), los cuales fueron comparados con el verano de 2007.

El aumento de temperatura registrado hasta 75 m durante el invierno en la CE y a 120 m durante el verano en todas las subregiones del GC puede ser debido a la coincidencia de tres eventos climáticos 1.- Niño canónico, 2. Niño Modoki ambos en 2009-2010 y 3.- baja presión de los vientos del NE en la CE del GC. Desde 1995 no se había presentado una sincronía de tales eventos, ahora lo que se puede esperar es que al acoplarse estos eventos climáticos se presente un aumento en la temperatura del GC que puede también incrementar la temperatura en las GI (Robinson et al., 2015).

Si bien El Niño Canónico y El Niño Modoki juegan un papel importante en la variabilidad interanual de temperatura en el océano Pacífico tropical y en el GC, algunos eventos de variabilidad interdecadal como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) también han sido relacionados con estas anomalías, en ocasiones elevando la temperatura superficial hasta 3°C (Lavín y Palacios-Hernández, 2002).

En la Figura 4.1 se puede observar que al comparar noviembre de 2005 y 2011 se pudo distinguir un efecto contrario, hubo una disminución de temperatura significativa en la CO hasta 75 m que probablemente es debida a la fase negativa de PDO de 2010 a 2014 mientras que en 2005 sólo fue un lapso de tres meses en el que dicho índice fue negativo. Y que además en 2011 El Niño Canónico y El Niño Modoki mostraron valores por debajo de cero mientras que en 2005 fueron ligeramente positivos y al comparar junio de 2013 y 2016

se presentó un panorama contrario a la comparación de noviembre de 2005 y 2011, se registró un aumento significativo de temperatura en la CE, CO y GI, sin embargo las profundidades de este aumento fueron distintas. En la CE el aumento de temperatura fue a 5, 75 y 120 m, en la CO fue a 30 y 50 m y en las GI fue de 30 a 120 m, la diferencia de temperatura en 2013 comparada con 2016 fue de 1 a 2 °C. En este caso el índice de El Niño Canónico fue >1.5 desde mayo de 2015 hasta junio de 2016 y a la par el PDO entro en una fase positiva desde febrero de 2014 a junio de 2017.

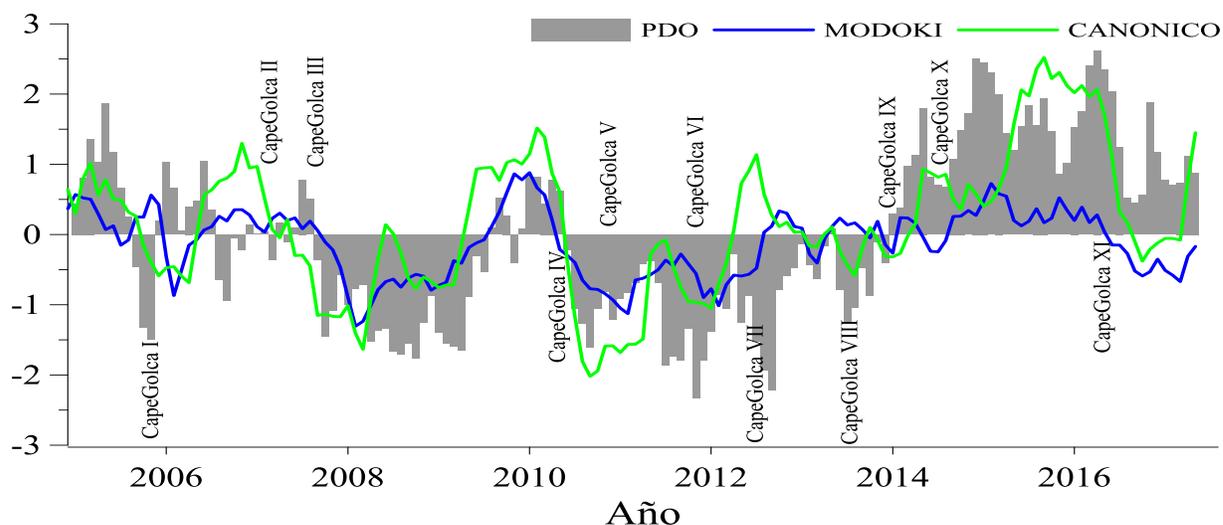


Figura 4.1-Índice de El Niño Canónico, El Niño Modoki y el PDO durante los cruces.

4.2 Clorofila-a en el golfo de California

El pico de $chl-a_{max}$ es una característica presente en muchas regiones del océano (Hidalgo-González y Álvarez Borrego, 2001) y dado que representa la acumulación de organismos del fitoplancton se utiliza como una medida para aproximar la biomasa máxima de productores primarios (Cullen y Eppley, 1981) y a partir de su concentración tener una idea

sobre la disponibilidad de alimento que puede ser aprovechada por los organismos del zooplancton.

Inicialmente la idea de obtener la concentración de $chl-a_{max}$ y compararla entre cruceros por estación del año, tenía como fin observar si existe una tendencia de disminución de la concentración de $chl-a_{max}$, de esta forma sabríamos si las anomalías negativas de $chl-a_{sat}$ (Robinson et al. 2013) son un reflejo de la concentración de $chl-a_{max}$. Sin embargo la comparación entre los cruceros que fueron realizados en las mismas estaciones del año no mostraron una clara tendencia hacia la disminución de la concentración de $chl-a_{max}$. La clorofila- a_{max} es una variable con una compleja distribución espacial y temporal (vertical y horizontal).

La distribución vertical de $chl-a_{max}$ está fuertemente relacionada con la estructura de la columna de agua (Hidalgo-González y Álvarez Borrego, 2001) y por eso presenta una alta correlación con la posición de la CM y CIT. Dado que estas capas cambian estacionalmente, se puede pensar que la distribución vertical de $chl-a_{max}$ también seguirá un régimen estacional. La distribución horizontal de $chl-a_{max}$ muestra una gran variabilidad que depende de ciertos criterios ecológicos y físicos (Santamaría-del-Ángel et al. 1994) propios de cada región. A esto puede atribuirse que la distribución de la concentración de $chl-a_{max}$ y la $pchl-a_{max}$ muestre cambios bruscos aun en estaciones de muestreo relativamente cercanas, como fue el caso de dos perfiles de $chl-a$ muestreados en el centro del GC (sección 3.2.3) que separados aproximadamente 2 mn muestran un máximo de $chl-a$ con una diferencia de 23 m además de que el muestreo no esté igualmente espaciado temporal y geográficamente.

Los valores de concentración de $chl-a_{max}$ no muestran la misma tendencia que los valores de $chl-a_{sat}$, seguramente debido a la diferencia en la resolución espacial y temporal que tienen los datos satelitales en comparación con los perfiles de CTD, los cuales están desigualmente distribuidos en tiempo y espacio. También es posible pensar que una disminución en la densidad del agua, debido al aumento de la temperatura en la columna de agua (sección 4.1) provoca un hundimiento en la $chl-a_{max}$ posicionándola a mayor profundidad, este hundimiento hace que el satélite no integre esa parte de la concentración de $chl-a_{max}$. Posiblemente estas razones no permitan distinguir una clara tendencia de disminución de la concentración de $chl-a_{max}$ como se esperaba. Los cambios en la $chl-a_{max}$ no fueron estadísticamente significativos, sin embargo en la Figura 3.2 a, b, c se puede observar en general el hundimiento de los valores máximos de clorofila-a.

Históricamente, la CE se ha caracterizado por una elevada productividad resultado de las surgencias que provoca el arrastre del viento proveniente del NE durante invierno (Álvarez-Borrego, 2010) y a su vez, las GI se caracterizan por ser una región altamente productiva debido al efecto que tienen las grandes amplitudes de marea sobre la mezcla en la columna de agua (Lavín y Marinone, 2003). Estos procesos en conjunto con la circulación termohalina son los principales mecanismos a los cuales el GC debe su elevada productividad (Álvarez-Borrego, 2012). Las surgencias de marea son procesos cuya influencia regional modulan la productividad en las GI, los resultados mostraron un aumento en promedio de $\sim 3.80 \text{ mg m}^{-3}$ en la concentración de $chl-a_{max}$ en dicha región durante el invierno de 2010 comparado con el invierno de 2014.

En la Figura 4.2 se muestra el rango de marea obtenido con un promedio cada dos horas, doce observaciones al día, obtenidas mediante la aplicación Tides (LUTUS, 2000). Se eligieron dichos meses para que coincidieran con los datos que se compraron mediante perfiles de clorofila-a. La suma total del rango de marea, en febrero y marzo de 2010 fue 169.55 y 188.74 m, mientras que en febrero y marzo de 2014 fue 169.56 y 183.71 m. La diferencia entre el rango de mareas es alrededor de 5 m, aunque pequeña podría sugerir que las concentraciones de clorofila-a en las Grandes Islas dependen de la intensidad de la marea.

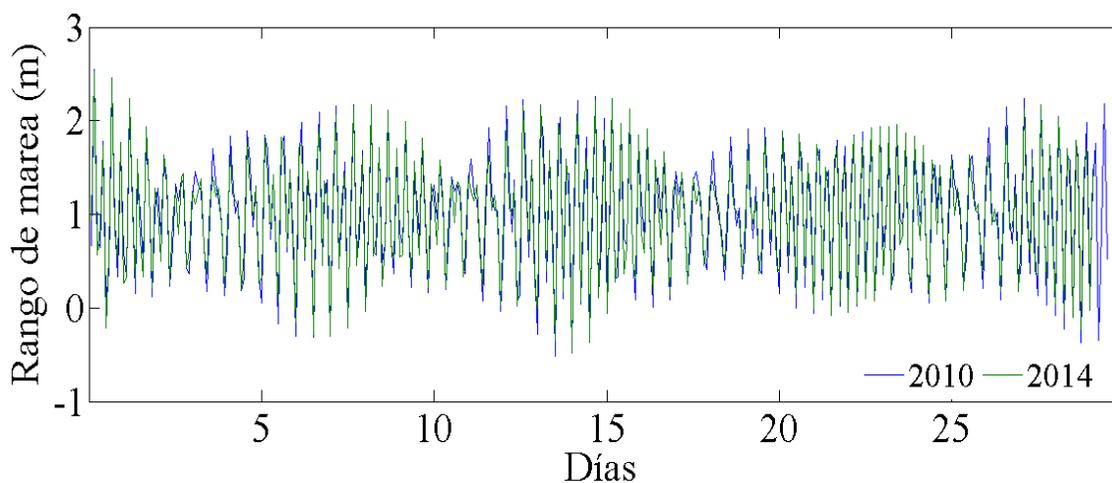


Figura 4.2–Rango de marea (m) promedio cada dos horas, para febrero de 2014 y marzo de 2010 en Bahía de los Ángeles, Baja California.

La baja concentración de $chl-a_{max}$ en las GI durante marzo de 2010 es debida a una menor amplitud de la marea en comparación con febrero de 2014 y a que el muestreo se realizó en la fase final del evento Canónico-Modoki 2009-2010 en el cual también se registró un PDO débil (0.78).

La variabilidad en la clorofila-a en el área de estudio es resultado de procesos locales y también de eventos interanuales e interdecadales ocurridos en el Pacífico (Lavín y Palacios-Hernández, 2002). La relación causa/efecto que generan eventos de variabilidad interanual como El Niño o La Niña en las anomalías de $chl-a_{sat}$ en el GC tienen una respuesta característica propia de cada evento climático (Escalante et al., 2013), por lo que el tiempo de reestablecimiento de estas anomalías a condiciones normales va a depender de las condiciones y la estación del año en la que ocurren.

El promedio de $chl-a_{max}$ en la CE durante invierno de 2010 y 2014 disminuyó 1.96 mg m^{-3} mientras que en la CO aumentó 3.04 mg m^{-3} y también aumentó en el CG 1.94 mg m^{-3} . A pesar de no ser estadísticamente significativos, estos cambios en la concentración promedio de $chl-a_{max}$ representan las condiciones en el área de estudio a finales y cuatro años después de El Niño Canónico y Modoki 2009-2010 y la única subregión que mostró valores bajos de concentración de $chl-a_{max}$ aún cuatro años después de dicho evento fue la CE, mientras que las demás subregiones reestablecieron sus concentraciones.

Por otra parte, durante los cruceros de verano, hubo un aumento significativo de $0.27 \text{ mg m}^{-3} \text{ año}^{-1}$ en la concentración de $chl-a_{max}$ en la CE lo que probablemente se debió a una fase negativa que duró de junio de 2010 a diciembre de 2012 en el PDO, El Niño Canónico y El Niño Modoki aunque, el PDO se extendió hasta diciembre 2013 mientras El Niño Modoki se mantuvo de neutro a positivo débil y al mismo tiempo El Niño Canónico tuvo un aumento considerable en 2013 (ver Figura 4.1, sección 4.1 temperatura).

Hay cambios significativos dentro de la concentración de $chl-a_{max}$ de un verano a otro pero no hay una tendencia completamente definida hacia un empobrecimiento, se dan lapsos de reestablecimiento posteriores a eventos climáticos pero la intensidad con la que ocurren, el tiempo de respuesta y la duración del restablecimiento aun no está claro, ya que en algunas ocasiones la respuesta que tiene la clorofila-a en esta parte central del GC a eventos ENSO no se refleja de forma directa (Kahru et al. 2004).

4.3 Capa de mezcla y capa isotérmica

Los resultados muestran que la PCM fue más profunda en invierno y más somera en verano, esto coincide con lo reportado anteriormente por Álvarez-Borrego (2010) y García-Pámanes (2011) para el GC. Este mismo patrón fue observado en la CIT.

Durante los cruceros de invierno comparados que aunque no son consecutivos (enero de 2007, marzo de 2010 y febrero de 2014) ambas capas; CIT y CM fueron más profundas en 2007 y menos profundas en 2014. Este adelgazamiento durante el invierno fue particular en cada subregión del área de estudio. En la CE la CIT y la PCM disminuyó 45 y 25 m, en la CO 48 y 67 m, el CG 59 y 31 m y las GI 38 y 18 m, respectivamente. La disminución de la profundidad de la CIT y la PCM durante invierno en todas las subregiones se debe principalmente a la baja intensidad de los vientos del NE (Robinson et al., 2015).

Por otro lado, la profundización de la CIT en la CE durante el verano es debida a la presencia de El Niño Canónico y Modoki 2009-2010, lo cual coincide con la descripción de

lo que ha ocurrido en pasados eventos El Niño (Robinson et al., 2015, Ayala-Bocos et al., 2016; Escalante et al. 2013; Álvarez-Borrego, 2010; Soto Mardones et al. 1999; Girón-Nava y Johnson, 2016; Herrera Cervantes, 2008) aunque el evento 2009-2010 fue un evento único comparado con los demás eventos El Niño (Kim et al., 2011) debido a que su efecto tuvo lugar desde noviembre de 2009 y se extendió hasta octubre de 2010.

Los cambios en la PCM y la CIT tuvieron un efecto sobre la profundidad y grosor en la CB como era de esperarse. Los resultados muestran que en todas las subregiones del área de estudio la CB es más gruesa durante invierno que durante el verano, lo cual coincide con lo reportado para capas de barrera tropicales (Mignot et al., 2007; Sato et al., 2006). En el verano la CB tiende a ser más delgada debido a que la estratificación de la columna de agua hace que la CIT esté más próxima a la PCM y por lo tanto la termoclina esté más cerca de coincidir con la piconclina (Biol, et al., 2000) mientras que en invierno la pérdida de calor por la disminución en la radiación solar más la mezcla turbulenta debida a la acción de los vientos provocan que se rompa la estratificación de la columna de agua y separa la termoclina de la piconclina, dando como resultado una CB más gruesa. Este comportamiento entre la PCM y la CIT en verano e invierno se pudo observar en todas las subregiones del área de estudio.

En invierno de 2007, es decir, antes de los eventos El Niño Canónico y Modoki 2009-2010 y la disminución en la intensidad de los vientos de invierno se obtuvo la CB más gruesa en toda el área de estudio (29 m en la CE, 23 m en la CO, 26 m en el CG y 33 m en las GI) y después de estos eventos el grosor máximo de la CB no pasó de los 20 m en ninguna

subregión. Mientras que en verano de 2007 la CB fue la más delgada (<5 m) y los siguientes veranos aumentó su grosor hasta 10 m. La CB restringe el intercambio de calor entre la piconclina y la termoclina, lo que provoca que el agua superficial se mantenga con una temperatura mayor que el agua subsuperficial. Por esta razón es que la CB es un proxy entre la relación agua-aire ya que esta capa regula la forma en cómo la atmósfera interactúa con el océano a mayor profundidad (Montégut, 2015).

Mediante el análisis de temperatura a diferentes profundidades también se observó que la estacionalidad en el área de estudio puede llegar hasta una profundidad de 100 m, es decir que los organismos que viven dentro de los primeros 100 m en el ecosistema pelágico están adaptados a cambios de temperatura estacionales (alrededor de 1 °C en el transcurso de todo un año a dicha profundidad). Si la CB se adelgaza, la estacionalidad superficial, la cual tiene cambios más drásticos de temperatura, tendría un mayor impacto sobre la estacionalidad profunda en la cual los cambios de temperatura son más graduales.

La CB fue positiva en todos los cruceros, la CIT fue más profunda que la PCM, esto tiene mucho sentido debido a que la CB se origina cuando la estratificación superficial en la columna de agua es determinada por el efecto de la haloclina sobre la densidad y dado que en el GC la evaporación excede a la precipitación (Álvarez-Borrego y Schwartloze, 1979) esto propicia que existan máximos superficiales de salinidad (aproximadamente a 70 m) dados por la presencia de ASsSt que pueden provocar una compensación vertical de salinidad (Montegút et al., 2007). En el área de estudio, la estratificación de la columna de agua tiene un componente haloclineo muy importante en condiciones neutras y aún en condiciones El Niño Canónico y Modoki.

4.4 Masas de agua

Las masas de agua dominantes en el área de estudio son AIP, APP, ASsSt y AGC (Torres-Orozco, 1993) y se presentaron en todos los cruceros. Las masas de agua durante noviembre 2005 fueron ASE, AGC y ASsSt, mientras que en noviembre 2011 fueron AGC, ASsSt. El índice de PDO durante 2005 fue -1.5 y en 2011 fue -2.33. Un aumento en el volumen y su presencia en la region central del GC del ASE puede ser una marca de evento ENSO (Torres-Orozco, 1993). Durante la fase positiva del PDO en noviembre 2005 y 2011 (-1.5 y -2.33, respectivamente) la CO presentó una disminucion en la temperatura de 5 a 75 m, al mismo tiempo que en 2005 el ASE pudo ser observada y no así en 2011 cuando el PDO fue más negativo. En junio de 2013 las masas de agua encontradas fueron AGC, ASsST y AIP, cuando los valores de MEI, MODOKI y PDO fueron 0.16, -0.58, -1.04, respectivamente. En junio de 2016 las masas de agua encontradas fueron ASE, AGC, ASsST y AIP, cuando los valores de los índices fueron -0.15, 1.09, 2.03, respectivamente. La presencia/ausencia de ASE es una firma de ocurrencia de eventos ENSO, un aumento en el volúmen de la ASE en el interior del GC es un indicador de eventos ENSO de acuerdo a lo ocurrido durante El Niño 82-83 (Torres-Orozco, 1993).

4.5 Relación; estructura hidrográfica y S_A

La mediana de s_A en invierno ($97.24 \text{ m}^2 \text{ mn}^{-2}$) es menor que en verano ($116.24 \text{ m}^2 \text{ mn}^{-2}$), sin embargo la diferencia entre verano e invierno no es mucha y las menores intensidades del coeficiente de retrodispersión se dieron en las dos estaciones de transición.

Cuando se activa la productividad biológica durante el invierno producto del esfuerzo de los vientos del NE sobre la CE del GC, incrementa la biomasa de fitoplancton (Álvarez-Borrego, 2012) siendo marzo el mes de invierno-primavera de máxima productividad (Álvarez-Borrego y Lara-Lara 1991) en todo el año. También el aumento de la mezcla debida a los vientos puede provocar una resuspensión de partículas (materia orgánica, nutrientes, sedimentos, etc.) que en conjunto crean turbulencia en la columna de agua e influyen en la retrodispersión de sonido. La ecosonda tiene una frecuencia de 120 kHz esto permite que el objetivo más pequeño a ser detectado tenga al menos 1.25 cm, lo que dejaría fuera la mayoría del plancton (ultraplancton, nanoplancton, microplancton, mesoplancton y detectaría macroplancton y megaloplancton). Pero, es importante tener en cuenta que muchos de los organismos planctónicos están organizados en colonias o manchones por lo que aun siendo menores a 1.25 cm al estar agregados podrían eventualmente producir una señal acústica.

Que el coeficiente de retrodispersión de sonido sea ligeramente menor en invierno que en verano a pesar de las grandes diferencias en las condiciones oceanográficas y atmosféricas entre una estación y otra puede ser debido a que durante el invierno el mayor aporte de biomasa está representado en su mayoría por fitoplancton y exceso de partículas suspendidas en la columna de agua como ya se mencionó, mientras que en verano la biomasa puede estar representada en su mayoría por zooplancton.

La relación estadísticamente significativa entre s_A y las capas que dan estructura a la columna de agua durante el verano (CM, CIT) se debe a la estratificación que ocurre en el GC al disminuir la intensidad de los vientos e incrementar la radiación solar (Álvarez-

Borrego, 2011). Mientras que la estructura de la columna de agua característica del invierno, no permite que se presente una relación clara entre la retrodispersión de sonido y las capas (PCM y CIT) esto es posible por que la mezcla de la columna de agua durante el invierno debida principalmente a los vientos del NE, provoca la homogenización en la distribución de organismos planctónicos (López-Cortés et al., 1999) y por lo tanto las capas que dan estructura a la columna de agua no retienen organismos.

El zooplancton es un puente entre la relación de organismos del fitoplancton y depredadores más grandes que interactúan bajo ciertas condiciones oceanográficas. En general estas características en las capas de dispersión en el GC se han mantenido relativamente estables durante al menos los últimos 50 años (Cade, 2014). La retrodispersión es una medida de abundancia que finalmente podemos aproximar como biomasa (Benoit-Bird y Whitlow, 2002; MacLennan et al., 2002) y de acuerdo con los resultados se puede sugerir que la biomasa en el área de estudio presenta una distribución estacional que es controlada por las condiciones oceanográficas.

La composición de la biomasa juega un papel importante en la retrodispersión de sonido, López-Cortés et al. (1999) realizaron una investigación acerca de la composición química del zooplancton durante la primavera en la parte central del GC y llegaron a la conclusión de que el mayor aporte de biomasa durante dicha estación está representado por las proteínas.

Por otra parte Benoit-Bird y Whitlow (2001) sugieren que la densidad de los lípidos marinos está muy cerca de la densidad del agua, entonces cuando la proporción de lípidos incrementa puede haber una reducción en la retrodispersión de sonido. Esta relación no

aplica en organismos con vejiga natatoria ya que las cavidades llenas de aire pueden aumentar la dispersión acústica y hay que tener en cuenta que la diferencia de densidad entre el agua y el organismo es clave para que el valor del coeficiente de retrodispersión de sonido aumente, entre mayor sea la diferencia de densidad entre el agua de mar y lo que esta flotando el coeficiente de retrodispersion será mayor. A partir de esto se puede sugerir que en el GC durante el verano e invierno hay un mayor aporte de biomasa de organismos que tienen un elevado contenido de proteínas mientras que en las estaciones de transición el mayor aporte de biomasa puede ser debido a organismos con mayor porcentaje de lípidos lo que finalmente se refleja en una menor retrodispersion acustica para las estaciones de transición.

Los resultados obtenidos muestran una relación significativa ($p < 0.05$) entre la $cl-a_{max}$ y la dispersión de sonido que concuerdan con Hazen y Jonhston, (2010), ellos realizaron un estudio sobre la relación entre las capas de dispersión de sonido y las condiciones oceanográficas en el Océano Pacífico, obteniendo que las mayores concentraciones de $cl-a_{max}$ corresponden con valores de dispersión de sonido débiles y la $pcl-a_{max}$ también tiene una relación con la intensidad de sonido, de la misma forma en el GC se dieron estas relaciones entre la dispersión de sonido con $cl-a_{max}$ y $pcl-a_{max}$. Aunque no es claro por qué se da esta relación, intuitivamente se puede pensar que es debida a una sincronía entre el fitoplancton y el zooplancton, mientras el primero aumenta en biomasa el segundo se mantiene bajo y después de cierto tiempo en respuesta a un aumento en la disponibilidad de recurso alimenticio, el zooplancton responde incrementando su biomasa y finalmente se reduce la del fitoplancton. Por otra parte, los eventos climáticos que recientemente han tenido lugar en el Océano Pacífico y que influyen en las condiciones oceanográficas del GC

a su vez influyen en la biomasa. Algunos estudios (Lavaniegos-Espejo y Lara-Lara, 1990; Lavaniegos-Espejo et al. 2003 López-Cortes et al. 1999) han documentado que los eventos El Niño, disminuyen la biomasa de zooplancton en el GC aunque en comparación con otras regiones tropicales y subtropicales la biomasa es mayor dentro del GC aún en condiciones El Niño.

Julio 2007, fue el verano con mayor dispersión de sonido y esto ocurrió bajo condiciones normales en el GC, mientras los cuatro veranos posteriores tuvieron menor intensidad en la dispersión de sonido. Agosto 2012 y 2014 tuvieron una intensidad de sonido de 134.20 y 12.09 $\text{m}^2 \text{mn}^{-2}$, respectivamente. Marzo y octubre de 2010 fueron el invierno y verano, respectivamente con la mediana de dispersión de sonido más baja, en marzo la dispersión fue 25.59 $\text{m}^2 \text{mn}^{-2}$ y en octubre fue 2.56 $\text{m}^2 \text{mn}^{-2}$, lo cual es una respuesta a las condiciones oceanográficas en el GC bajo el régimen El Niño Modoki y Canónico 2009-2010 y la baja presión atmosférica en la CE. Una vez concluido el evento El Niño Canónico y Modoki 2009-2010, el siguiente verano en agosto 2012 tuvo una intensidad de dispersión de 134.20 $\text{m}^2 \text{mn}^{-2}$ y el siguiente verano fue agosto 2014 el cual tuvo una intensidad de dispersión de 12.09 $\text{m}^2 \text{mn}^{-2}$, comparando estos valores con la intensidad de dispersión durante julio 2007 que fue 315.72 $\text{m}^2 \text{mn}^{-2}$ se puede decir que la biomasa en el GC disminuyó un 50% y 90% durante agosto 2012 y 2014. En febrero 2014 la mediana de la intensidad de dispersión fue 34.12 $\text{m}^2 \text{mn}^{-2}$, es decir que al menos cuatro inviernos después de dicho evento la biomasa en el GC sólo aumentó un 34% (menos de la mitad). Sin embargo, a los eventos El Niño se sumó la baja en la velocidad de los vientos del NE que registró los niveles más bajos a partir de 2009-2010 y continuó así hasta el invierno de 2015 (sección 1.2, Figura 1.2).

CONCLUSIONES

1.- Marzo de 2010 fue el mes donde se registró un incremento de temperatura de aproximadamente 3°C en la costa este del golfo de California hasta 75 m. En octubre de ese mismo año se registró un aumento de 0.2 °C hasta 120 m en toda el área de estudio. Esto ocurrió durante los eventos climáticos El Niño Canónico y el Niño Modoki 2009-2010 y la baja presión atmosférica registrada en la costa este del golfo de California.

2.- Las menores concentraciones de $chl-a_{max}$ ocurrieron durante los eventos El Niño Canónico y Modoki 2009-2010 (marzo y octubre de 2010). No se muestra una tendencia de disminución posterior a estos eventos debido a la compleja variabilidad espacial y temporal de esta variable además de que la $chl-a_{max}$ muestra cambios bruscos en pequeñas regiones debidos a procesos locales, estos procesos locales pueden mitigar el efecto sobre la concentración de clorofila- a_{max} .

3.- Durante el evento El Niño Canónico y Modoki 2009-2010 y la baja intensidad de los vientos de invierno la profundidad de la capa de mezcla y la capa isotérmica tuvieron una disminución promedio de 40 y 35 m, respectivamente.

4.- El coeficiente de retrodispersión de sonido por área tiene una variabilidad estacional en función de las condiciones oceanográficas, el mayor coeficiente de dispersión de sonido referido a millas náuticas se da durante el verano, en segundo lugar se da en invierno, luego en transición de fría a cálida y finalmente transición cálida a fría.

5.- La distribución del coeficiente de retrodispersión de sonido en el área referido a millas náuticas de estudio responde a cambios en la estructura de la columna de agua dada por las condiciones oceanográficas durante verano e invierno pero no en las estaciones de transición.

6.- El evento El Niño Canónico y Modoki 2009-2010 más la baja de los vientos del noroeste resultaron en una reducción de casi nueve veces el valor del coeficiente de retrodispersión por área referido a millas náuticas registrado durante el verano antes de dichos eventos ($315.72 \text{ m}^2 \text{ mn}^{-2}$ en julio de 2007) y más de cien veces menos durante el invierno ($227 \text{ m}^2 \text{ mn}^{-2}$ en enero de 2007).

 REFERENCIAS

- Álvarez-Borrego, S. A. (2011). Phytoplankton biomass and production in the Gulf of California: a review. *Botanica Marina*, 119-128.
- Álvarez-Borrego, S. A. (2012). Phytoplankton biomass and production in the Gulf of California: a review. *Botanica Marina* 55 , 119-128.
- Álvarez-Borrego, S. A., & Schwartloze, S. (1979). Water masses of the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 6:, 43-63.
- Álvarez-Borrego, S. A., Rivera, J., Gaxiola-Castro, G., Acosta- Ruiz, M. J., & Schwartloze, R. A. (1978). Nutrientes en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 53-71.
- Ashok, K., & Yamagata, T. (2009). The El Niño with a difference. *Nature* 461, 481-483.
- Ashok, K., Behera, S. K., Weng, H., & Yamagata, T. (2007). El Niño Modoki and its possible teleconnection . *Journal Geophysical Research*, 112, C11007, doi:1029/2006JC003798.
- Ayala-Bocos, A., Reyes-Bonilla, H., Calderón-Aguilera, L. E., & Dinorah, M. (2016). Proyección de cambios en la temperatura superficial del mar del Golfo de California y efectos sobre la abundancia y distribución de especies arrecifales. *Rev. Mar. Cost. ISSN 1659-455X. Vol. 8 (1)*, 29-40.
- Azara, A. J. (Diciembre de 2016). Characteristics of the deep scattering layer in the Gulf of Mexico as they relate to sperm whale divign and foragin behavior. Texas, EE. UU.
- Balk, & Lindem. (2014). Sonar4 and Sonar5-Pro. Post processing system. Operator manual version 6.0.3. Norway .
- Barham, E. G. (1966). Deep Scattering Layer Migration and Composition: Observations from a diving saucer. *Science, New Series, Vol. 151, No. 3716* , 1399-1403.
- Baumgartner, T. R. (1985). Coupling of the Gulf of California to large-scale interannual climatic variability. *Journal of Marine Research*, 43., 825-848.
- Beier, E. (1997). A numerical investigation of the anual variability in the Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr*, 27:, 615-632.
- Benoit-Bird, K. J., & Whitlow, W. L. (2001). Target streghth measurements of Hawaiian mesopelagic boundary community animals . *Acoustical Society of America* , 812-819.
- Benoit-Bird, K., & Whitlow, W. L. (Junio 2002). Energy: Converting from acoustic to biological resource units. *The journal of the Acoustical Society of America Vol. 111, No. 5, Pt. 1*, 2071-2075.

- Birol Kara, A. R. (2000). Mixed layer depth variability and barrier layer formation over the North Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 105, No. C7, 16783-16801.
- Birol Kara, A., Rochford, P. A., & Hulbert, H. (2000). An optimal definition for ocean mixed layer depth. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 5, No. C7, 16803-16821.
- Breugem, W. P., Chang, P., Jang, C. J., Mignot, J., & Hazeleger, W. (2008). Barrier layers and tropical Atlantic SST biases in coupled GCMs. *Tellus* 60(5):885 - 897, .
- Burd, J. B., Thomson, R. E., & Jamieson, G. S. (1992). Composition of a deep scattering layer overlying a mid-ocean ridge hydrothermal plume. *Marine Biology* 113, 517-526.
- Cade, D. E. (10 de Marzo de 2014). Detection, clasification and ecology of acoustic scattering layers . Oregon, EE. UU.
- Calvin, R. D. (Junio de 1968). An ecological reconnaissance of the deep scattering. Monterey, California, EE. UU.
- Chavez, F. P., & Messié, M. (Diciembre, 2009). A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. *Progress in Oceanography*, Vol. 83, 80-96.
- Cullen, J. J., & Eppley, R. W. (1981). Chlorophyll maximum layers of the South California Bight and possible mechanisms of their formation and maintenance. *Oceanologica Acta*, Vol. 4, No. 1, 23-32.
- De la Lanza-Espino, G. (2001). *Características físico-químicas de los mares de México*. México: Plaza y Valdez.
- Douglas, M. W., Maddox, R., Howard, K., & Reyes, S. (1993). The Mexican monsoon. *J. Clim.*, 6, 1665-1677.
- Escalante, F., Valdez-Holguín, J. E., Álvarez-Borrego, S., & Lara-Lara, J. R. (2013). Variación temporal y espacial de temperatura superficial del mar, clorofila a y productividad primaria en el golfo de California. *Ciencias Marinas* , 203-215.
- Fernández-Barajas, M. E., Monreal-Gómez, M. A., & Molina-Cruz, A. (1994). Estructura termohalina y flujo geostrofico en el Golfo de California, durante 1992. *Ciencias Marinas* , 267-286.
- García-Pámanes, J., Trasviña-Castro, A., Lara-Lara, J. R., & Bazán-Guzmán, C. (2011). Variaciones estacionales del flujo vertical de materia orgánica particulada en la región central del Golfo de California. *Ciencias Marinas* 37(1), 33-49.
- Girón-Nava, A., & Johnson, A. F. (2016). *Descripción de los efectos de El Niño/La Niña en el Golfo de California*. *DataMares. InteractiveResource*. Obtenido de <http://datamares.ucsd.edu: http://dx.doi.org/10.13022/M3D597>
- Gliwicz, M. Z. (1986). Predation and the evolution of vertical migration in zooplankton. *Nature* 320, 746-748.
- Gómez, J., Arenas, V., & Robinson, C. J. (1997). Composición de una capa de dispersión profunda en la plataforma continental de Bahía Magdalena., *Ciencias Marinas*, vol. 23, núm. 1, 141-154.

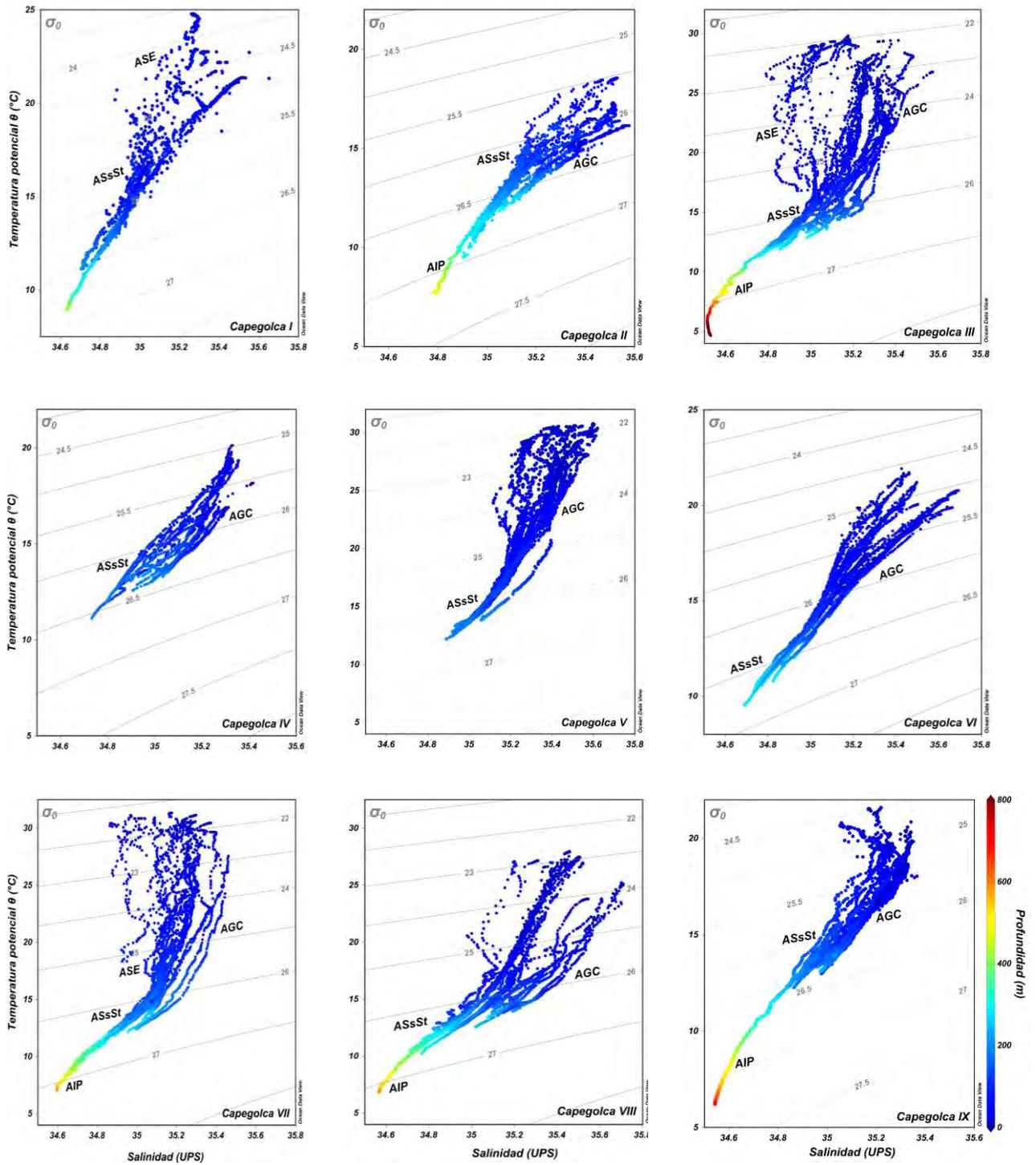
- Gurrola Navarro, M. A. (01 de 01 de 2014). Cadena autónoma de termistores para la medición de procesos termodinámicos en la termoclina del mar. Guadalajara, Jalisco, México.
- Hazen, E., & Johnston, D. W. (2010). Meridional patterns in the deep scattering layers and top predator distribution in the central equatorial Pacific. *Fisheries Oceanography* 19 , 427-433.
- Herrera Cervantes, H. (Febrero de 2008). Frima del ENSO en el Golfo de California: temperatura superficial del mar y biomasa fitoplanctonica. La Paz, Baja California Sur, México.
- Hidalgo-González, R. M., & Álvarez Borrego, S. (2001). Chlorophyll profiles and the water column structure in the Gulf of California. *Oceanologica, Vol. 24, No. 1*, 19-28.
- Isaacs, J. D., Tont, S. A., & Wick, G. L. (1974). Deep Scattering Layers: vertical migration as a tactic for finding food. *Deep-Sea Research*, 651- 656.
- Kahru, M., Marinone, S. G., Lluch-Cota, S. E., Parés-Sierra, A., & Mitchell, B. G. (2004). Ocean-color variability in the Gulf of California: Scales days to ENSO. *Deep-Sea Res. II*, 51: 139-146.
- Kantha, L. S., & Clayson, C. A. (2003). Ocean Mixed Layer. *Copyright 2003 Elsevier Science Ltd. All Rights Reserved.*
- Kim, W., Sang-Wook, Y., Joo-Hong, K., & K., J.-S. (2011). The unique 2009-2010 El Niño event: A fats phase transition of warm pool El Niño to La Niña. *Geophysical Research Letters*, VOL. 38, L15809.
- Klevjer, T., & Torres, D. J. (2012). Distribution and diel vertical movements of mesopelagic scattering layers in the Red Sea. *Mar Biol*, 1833-1841.
- Lampert, W. (1989). The Adaptative Significance of Diel Vertical Migration of Zooplankton . *Functional Ecology, Vol. 3, No. 1*, 21-27.
- Lara Lara, J. R., Millán Núñez, R., Lara Osorio, J. L., & Bazán Guzmán, C. (1993). Productividad y biomasa del fitoplancton por clases de tamaño, en la parte central del golfo de. *Ciencias Marinas, vol. 19, núm. 2*, 137-154.
- Lara-Lara, J. A.-F., Bazán-Guzmán, C., Díaz-Castañeda, V., Escobar-Briones, E., García-Abad, M., Gaxiola-Castro, G., y otros. (2008). Los ecosistemas marinos, en Capital natural de México, vol. I: Conocimiento actual de la biodiversidad. 135-159.
- Lavaniegos-Espejo, B. E., & Lara-Lara, R. J. (1990). Zooplankton of the Gulf of California after the 1982-1983 El Niño Event: Biomass Distribution and Abundance. *Pacific Science* , 297-310.
- Lavaniegos-Espejo, B. E., Gaxiola-Castro, G., Jiménez-Pérez, L. C., González-Esparza, M. R., Baumgartner, T., & García-Córdova, J. (2003). 1997-98 El Niño effects on the pelagic ecosystem of the current of Baja California, México . *Geofísica Internacional*, 483-494.
- Lavín, M. F., & Palacios-Hernández, E. y. (2002). Sea surface temperature anomalies in the Gulf of California. *Geofísica Internacional (2003), Vol. 42, Num. 3*, pp. 363-375.

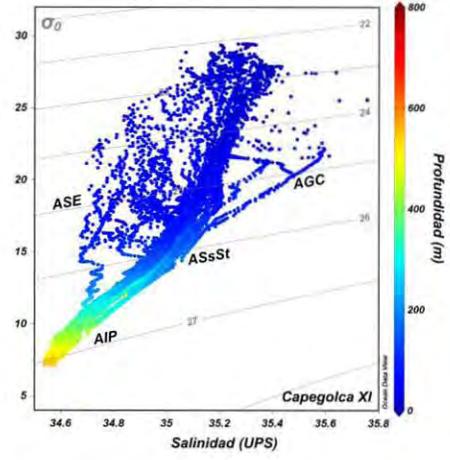
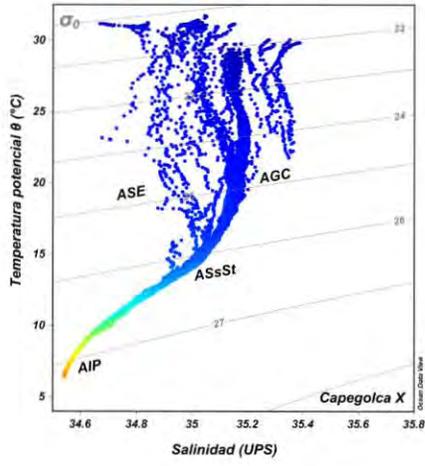
- Lavín, M. F., Castro, R., Beier, E., Cabrera, C., C., G. V., & Amador- Buenrostro, A. (2014). Surface circulation in the Gulf of California in summer from surface drifters and satellite images (2004–2006). *Journal Geophysical Research: Oceans*, 4278–4290.
- Lavín, M., & Marinone, S. G. (2003). An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. En *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics* (págs. 173-204). Ensenada: O.U. Velasco Fuentes et al. (eds.).
- Lee, T., & McPhaden, M. J. (2010). Increasing intensity of El Niño in the central equatorial Pacific. *Geophysical Research Letters*, 37, L 14603, doi:10.1029.
- Lluch-Cota, S., Aragón-Noriega, E. A., Arreguín-Sánchez, F., D., A.-G., J., B.-R., Brusca, R. C., y otros. (2007). The Gulf of California: Review of ecosystem status and sustainability challenges. *Progress in Oceanography* 73, 1-26.
- Lopez Serrano, A. (Octubre de 2003). Variación espacio-temporal de eufáusidos, langostillas y peces pelágicos menores mediante prospecciones acústicas en la costa noroccidental de Baja California Sur (Punta Colnet- Punta Bluff). México, Distrito Federal, México.
- López-Cortés, D. J., Lavaniegos-Espejo, B., García-Pamanes, J., & Hernández-Sandoval, F. (1993). Composición química del zooplankton de la región central del Golfo de California durante el período marzo/abril de 1995. *Hidrobiológica* , 53-62.
- Lorbacher, K., Dommenges, D., Niiler, P. P., & Köhl, A. (2006). Ocean mixed layer depth: A subsurface proxy of ocean-atmosphere variability. *J. Geophys. Res.*, 111, C07010, doi:10.1029/2003JC002157.
- Lutus, P. (2000). <https://arachnoid.com>. Obtenido de <https://arachnoid.com/JTides/index.html>
- Mac Lennan, D. N., & Simmonds, E. J. (1992). Fisheries Acoustics .
- MacLennan, D. N., Fernandes, P. G., & Dalen, J. (2002). A consistent approach to definitions and symbols in fisheries. *ICES Journal of Marine Science*, 59:, 365-369.
- Marinone, S. G., & Lavín, M. F. (1997). Mareas y corrientes residuales en el Golfo de California. *Contribuciones a la Oceanografía física en México. Serie Monografías Geofísicas, Unión Geofísica Mexicana*, 3, 111-137.
- Mignot, J., Montegút, C. B., Lazar, A., & Cravatte, S. (2007). Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean; Tropical areas. *Journal Geophysical Research VOL. 112, C10010*.
- Modenutti, B., Albariño, R., Bastidas-Navarro, M., Días-Villanueva, V., Souza, M. S., Trochine, C., y otros. (2010). Structure dynamic of food webs in Andean North Patagonian freshwater systems: organic matter, light and nutrient relationship. *Ecología Austral*, 95-114.
- Molina-Cruz, A. (29 de Noviembre de 1984). Evolución oceanográfica en la boca del Golfo de California. *Trabajo presentado en el 27º Congreso Internacional de Geología. Contribución 476 del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM. Moscú, Rusia*.
- Montégut, C. B. (Enero de 2015). *IFREMER/LOS Mixed Layer Depth Climatology website* . Obtenido de www.ifremer.fr/cerweb/deboyer/mld

- Montégut, C. B., Gurvan Madec, A. S., Fischer, A. L., & Iudicone, D. (2004). Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 109, C12003, doi:10.1029/2004JC002378.
- Montegút, C. B., Mignot, J., Lazar, A., & Cravatte, S. (2007). Control of salinity on the mixed layer depth in the world ocean. *Journal Geophysical Research*, VOL. 112, C06011.
- Montoya- Sánchez, R. A. (2014). Variabilidad estacional e interanual del balance de calor en la capa de mezcla superficial en el mar Caribe. Tesis de Maestría. Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Minas. Medellín, Antioquia, Colombia.
- Rintoul, S. R., & Trull, T. W. (2001). Seasonal evolution of the mixed layer in the Subantarctic Zone south of Australia. *Journal of Geophysical Research*, VOL. 106, No. C12, 31,447-31,462.
- Rizo-Cabrera, Y. (01 de Julio de 2013). http://www.ecured.cu/Ambiente_PEL%C3%A1gico. Recuperado el 10 de Septiembre de 2017, de EcuRed; Conocimiento con todos y para todos: <https://www.ecured.cu>
- Robinson, C. ..., Gómez- Gutiérrez, J., Markaida, U., & Gilly, W. F. (2016). Prolonged decline of jumbo squid (*Dosidicus gigas*) landings in the Gulf of California is associated with chronically low wind stress and decreased chlorophyll a after El Niño 2009–2010. *Fisheries Research*, 128-138.
- Robinson, C. J., & Gómez-Gutiérrez, J. (1998). Daily vertical migration of dense deep scattering layers related to the shelf-break area along the northwest coast of Baja California, México. *Journal of plankton research* 20, 1679-1697.
- Robinson, C. J., Gómez-Gutiérrez, J., & Salas de León, D. A. (2013). Jumbo squid (*Dosidicus gigas*) landings in the Gulf of California related to remotely sensed SST and concentrations of chlorophyll a (1998–2012). *Fisheries Research* 137, 97 - 103.
- Roden, G. I. (1958). Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. *Pac. Sci.* 12, 21-45.
- Roden, G. I., & Groves, G. W. (1959). Recent oceanography investigations in the Gulf of California. *J. Mar. Res.*, 18:, 10-35.
- Santamaria-del-Angel, E., Álvarez-Borrego, S. A., & Miiller-Karger, F. E. (1994). Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, No. C4, 7411-7421.
- Sato, K., Suga, T., & Hanawa, K. (Marzo, 2006). Barrier layers in the subtropical gyres of the world's oceans. *Geophysical Research Letters*, VOL. 33, L08603, doi:10.1029/2005GL025631.
- Simmonds, J., & MacLennan, D. (2005). *Fisheries Acoustics. Theory and Practice*. Oxford, UK: Blackwell Science .
- Simmonds, J., & MacLennan, D. (2005). *Fisheries Acoustics; Theory and Practice*. Columbia: Blackwell Publishing.

- Soto Mardones, L., Marioni, S., & Pares Sierra, A. (1999). Variabilidad espaciotemporal de la temperatura superficial del mar en el golfo de California. *Ciencias Marinas*, vol. 25, núm. 1., 1-30.
- Sprintall, J., & Tomczak, M. (1992). Evidence of the Barrier Layer in the Surface Layer of the Tropics. *Journal of Geophysical Research* Vol. 97, NO. C5, 7305-7315.
- Sverdrup, H. P. (1941). The Gulf of California: preliminary discussion of the cruise of the E. W. Scripps in February and March, 1939. *Sixth Pac. SCI. Cong., 1939. Proc.*, 3, 161-166.
- Takahashi, K., Montecinos, A., & Goubanova, K. (2011). ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L10704,.
- Tont, S. (30 de Junio de 1975). Deep scattering layers: patterns in the Pacific. *Scripps Institution of Oceanography*. San Diego, California , EE. UU.
- Torres-Orozco, E. (Marzo de 1993). Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California. Tesis de Maestría, CICESE, Ensenada, 79 pp. Ensenada, Baja California, México.
- Velarde, E. A., & Ezcurra, E. (2015). *El colapso de la pesquería de sardina en el Golfo de California*. Obtenido de <http://datamare.ucsd.edu>: <http://dx.doi.org/10.13022/M34K5C>
- Weston, D. (1958). Observations scattering layer at thermocline. *Deep-Sea Research* 5:, 44-50.

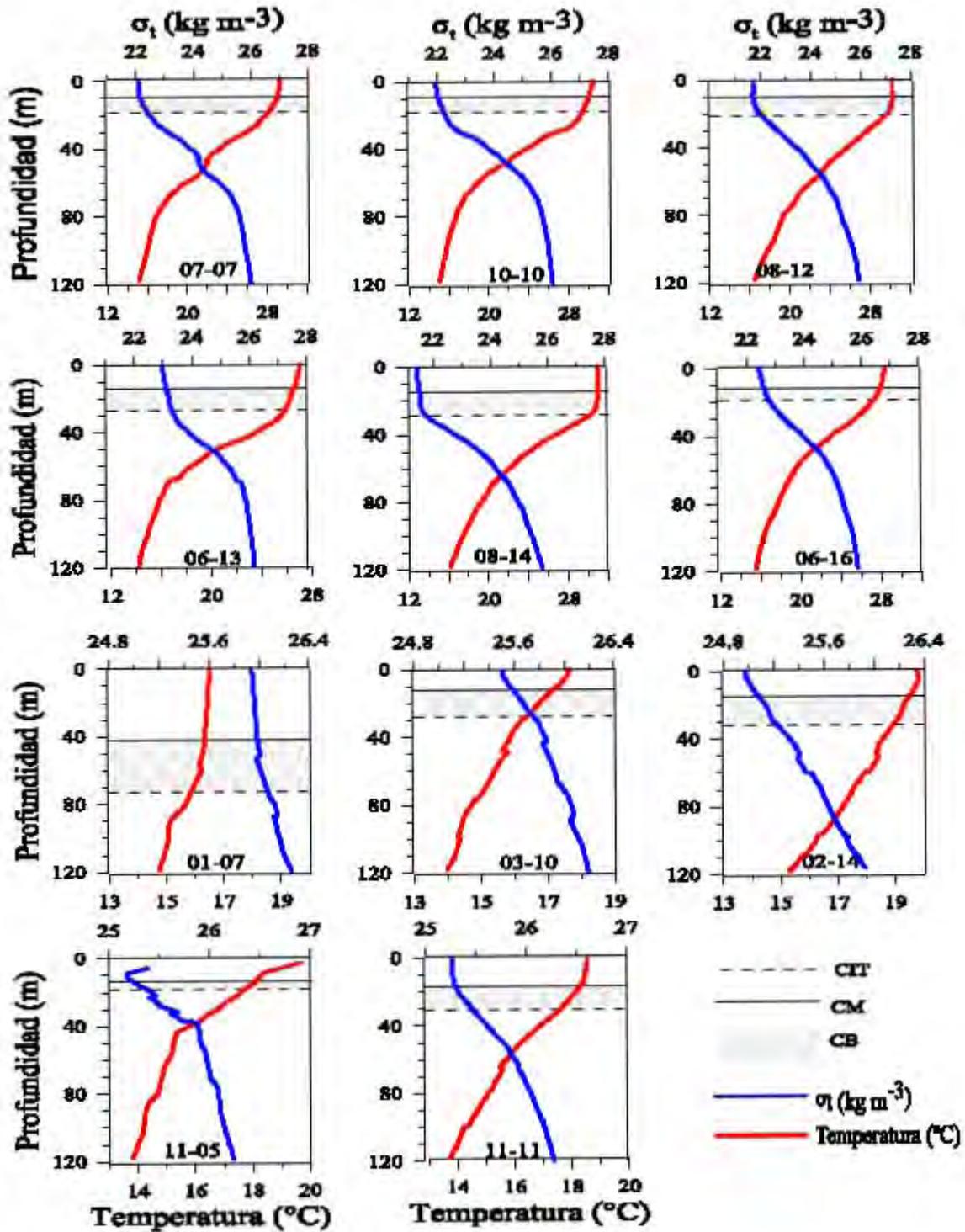
Anexo A. Diagramas t-s para cada crucero



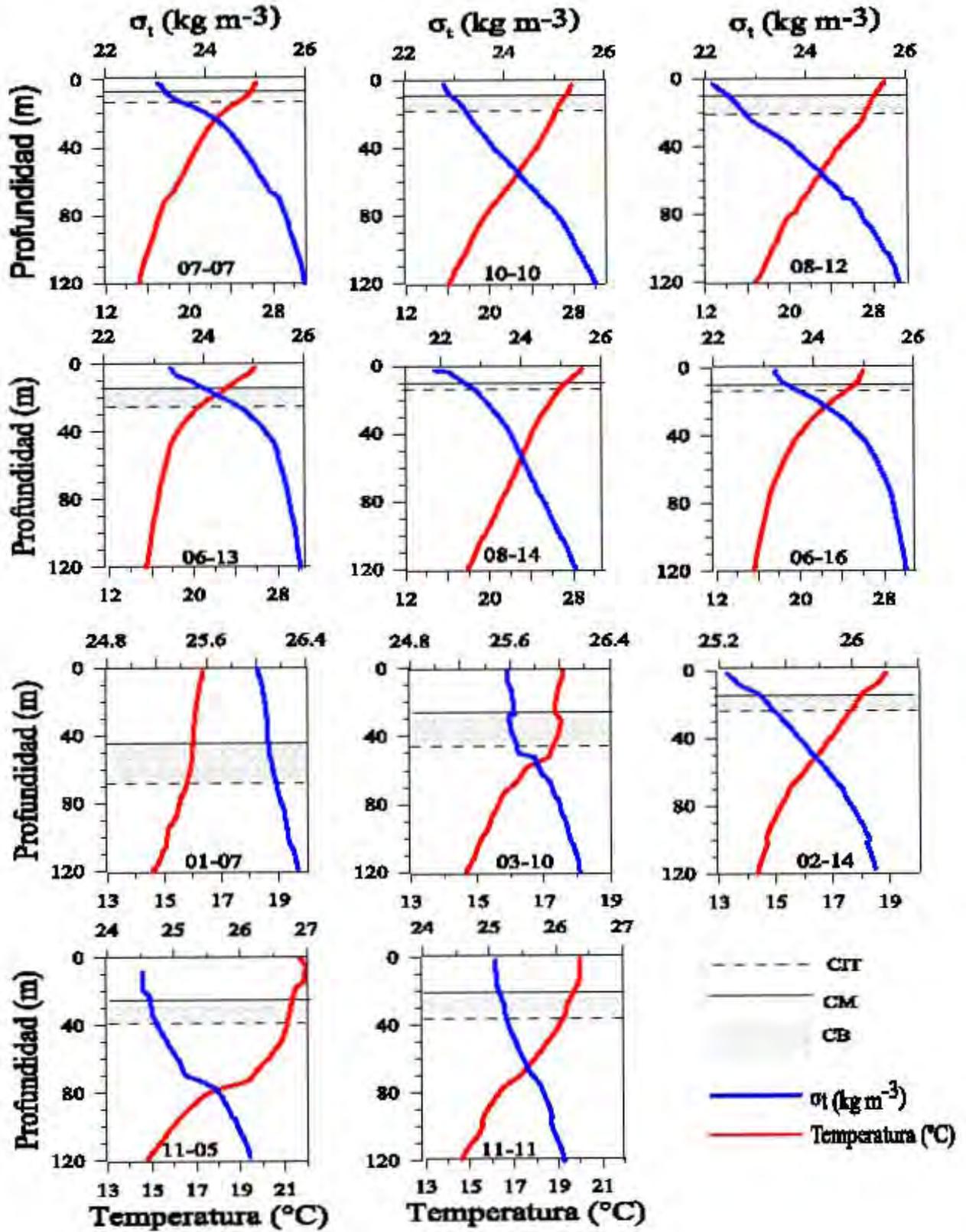


Anexo B. Perfiles promedio

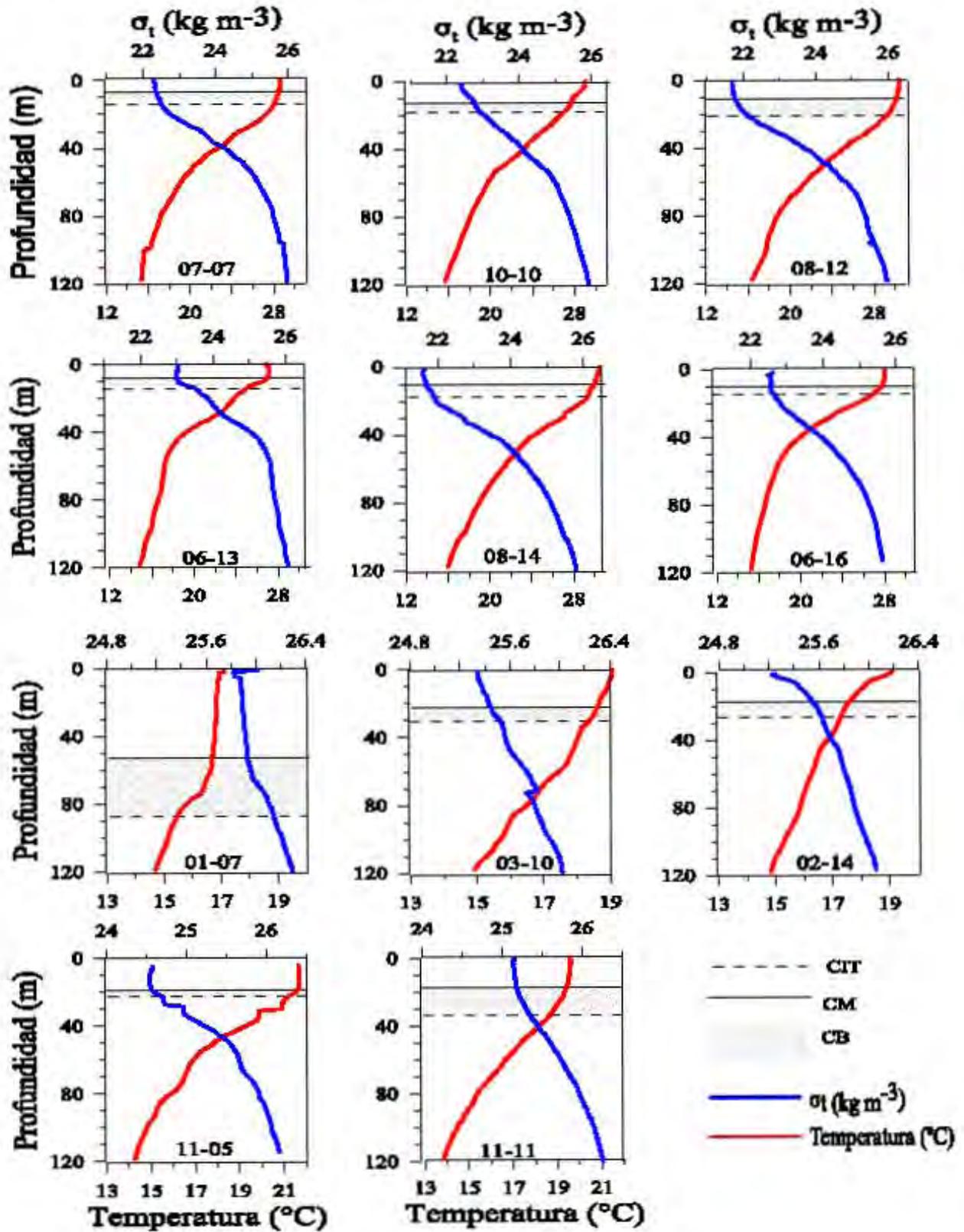
Costa Este



Costa Oeste



Centro del Golfo



Grandes Islas

