



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología
Universidad Nacional Autónoma de México



**EFFECTO DE ALGUNOS PROCESOS HIDRODINÁMICOS SOBRE LA
DISTRIBUCIÓN DE LA CLOROFILA *a* EN LA BAHÍA DE LA PAZ, BCS, MÉXICO**

(JUNIO DE 2004)

T E S I S

que para obtener el grado académico de

Maestro en Ciencias
(Biología Marina)

presenta

ERIK CORIA MONTER

Directora de Tesis: DRA. MARTHA SIGNORET POILLON
Comité Tutorial: DR. DAVID URIEL HERNÁNDEZ BECERRIL
DR. MARTÍN MERINO IBARRA
DRA. MARÍA ADELA MONREAL GÓMEZ
DR. DAVID ALBERTO SALAS DE LEÓN

México, D.F., 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Mi más profundo agradecimiento a la Dra. Martha Signoret Poillon por formarme y guiarme desde mis estudios de licenciatura, por haber aceptado ser mi directora de tesis, por haber encaminado este trabajo y por todos los consejos, comentarios y observaciones que llevaron a su desarrollo y culminación. Para mi es un orgullo ser su alumno.

A la Dra. Adela Monreal Gómez por ser parte de este trabajo, por todos los comentarios y consejos recibidos, por hacerme parte de su grupo de alumnos, por la confianza, por contemplarme para participar en sus campañas de investigación a bordo de los buques de la UNAM y por brindarme un espacio de trabajo en su laboratorio.

Al Dr. David Salas de León por aceptar participar en este trabajo, por todos los comentarios, observaciones y correcciones recibidas. Por darme la oportunidad de participar en sus campañas de investigación a bordo de los buques de la UNAM, por la confianza, por hacerme parte de su grupo de trabajo, por todos los consejos que me ha brindado e, igualmente, brindarme un espacio en su laboratorio.

Al Dr. David Uriel Hernández Becerril por participar durante el desarrollo de este trabajo y por todos los comentarios y observaciones que llevaron a enriquecerlo considerablemente.

Al Dr. Martín Merino Ibarra por todos los comentarios y observaciones que enriquecieron significativamente este trabajo.

Al posgrado de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM por todas las oportunidades brindadas, así como por el apoyo recibido para participar en diferentes congresos.

CONTENIDO

	PÁGINA
- INTRODUCCIÓN	1
- JUSTIFICACIÓN	4
- ANTECEDENTES	5
- OBJETIVO	7
- PLANTEAMIENTO DE PREGUNTAS	
- ÁREA DE ESTUDIO	8
- MATERIALES Y MÉTODO	11
- RESULTADOS Y DISCUSIÓN	16
▪ MASAS DE AGUA	16
▪ ÍNDICE DE ESTRATIFICACIÓN	20
▪ TEMPERATURA SUPERFICIAL	23
▪ TOPOGRAFÍA DE ISOTERMAS DE 15° Y 20°C	24
▪ DISTRIBUCIÓN VERTICAL DE CLOROFILA <i>a</i>	28
▪ DISTRIBUCIÓN HORIZONTAL DE CLOROFILA <i>a</i>	38
▪ ONDAS INTERNAS	45
- CONCLUSIONES	58
- REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	60

RESUMEN

Se analiza y discute el efecto que algunos procesos hidrodinámicos tienen sobre la distribución de la clorofila *a* (Chla) a partir de la fluorescencia natural en la Bahía de la Paz, BCS, México en junio de 2004. Con datos hidrográficos obtenidos con un CTD Neil Brown Mark III se determinó la estructura física de la columna de agua, el parámetro de estratificación (σ) y el tipo de circulación presente en la zona. La concentración de Chla, expresada en mg m^{-3} , se obtuvo a partir de un perfilador de fluorescencia natural (PNF-300). Los resultados muestran la presencia de tres masas de agua (Agua del Golfo de California, Agua Ecuatorial Superficial y Agua Subtropical Subsuperficial), una columna de agua estratificada típica de verano y una circulación ciclónica en la parte central de la bahía. La concentración de Chla varió de 0.1 a 2.53 mg m^{-3} ; los valores más elevados se registraron en la parte central de la bahía en coincidencia con el tipo de circulación de esta zona, lo que sugiere un bombeo importante de nutrientes inducido por el giro ciclónico. Al comparar los perfiles de fluorescencia y temperatura tanto de bajada como de subida se observó un cambio importante entre ambos registros, lo que sugiere la propagación de ondas internas de periodo corto en el interior de la bahía, mismas que han sido documentadas y captadas por imágenes de satélite para la época de verano. Se concluye que los procesos hidrodinámicos presentes en la bahía regulan, en gran medida, la distribución de Chla.

ABSTRACT

The effects of the hydrodynamic processes in the distribution of chlorophyll *a* fluorescence during June 2004 in the bay of La Paz, BCS, Mexico were investigated. A CTD Neil Brown Mark III was used to determinate the hydrographic structure of the water column, the stratification parameter (σ_t) and currents. Chlorophyll *a* measurements (mg m^{-3}) were made using a Profiler Natural Fluorescence (PNF-300) of Biospherical Instruments. The results showed three types of water masses (Gulf of California Water, Equatorial Surface Water and Subtropical Subsurface Water), a tropical summer stratified water column and the circulation in the central part was dominated by a cyclonic eddy. Values of chlorophyll in the bay varied from 0.1 to 2.53 mg m^{-3} ; the higher values appeared in the central part of the bay in coincidence with cyclonic gyre of this zone suggesting a nutrient pumping. Important changes in the yo-yoing records of fluorescence and temperature suggest the propagation of short period internal waves in the bay, same that has been showed using satellite images in the bay. The conclusion indicates that the hydrodynamic processes in bay of La Paz may regulate the distribution of chlorophyll.

INTRODUCCIÓN

La clorofila *a* (Chl*a*) es el único pigmento fotosintetizador presente en todos los organismos fotótrofos y el responsable de transformar la energía luminosa en energía química. Su determinación ha sido considerada por muchos autores como un indicador de la biomasa, composición y estado fisiológico general de las comunidades fitopláncticas, tanto de aguas epicontinentales como marinas (Cowles *et al.*, 1993; Jeffrey y Humphrey, 1975; Kiefer y Chamberlain, 1989; Lambert *et al.*, 1999).

La distribución vertical y horizontal del fitoplancton en el océano se encuentra determinada en buena medida por procesos hidrodinámicos que se presentan en la capa eufótica y que se vinculan con el abastecimiento de nutrientes. La distribución del fitoplancton es heterogénea y está asociada a condiciones de mezcla o estratificación en la columna de agua (Klausmeier y Litchman, 2001). La mezcla en la columna de agua no es suficiente, por sí misma, para originar patrones verticales de distribución del fitoplancton, sino que también la disponibilidad de energía luminosa y nutrientes juegan un papel importante (Kirk, 1983). Diferentes organismos pueden formar distribuciones verticales heterogéneas. Existen especies que pueden regular su posición en la columna de agua de diferentes maneras: por natación, como los flagelados; al ajustar su flotabilidad, como algunas cianobacterias, o bien, regulando su velocidad de sedimentación en aguas ricas en nutrientes como las diatomeas (Muggli *et al.*, 1996). A pesar de estas estrategias del fitoplancton para permanecer en condiciones propicias para realizar la fotosíntesis, son los procesos hidrodinámicos los que determinan en buena medida su distribución.

Los procesos hidrodinámicos que influyen en la distribución del fitoplancton se dan a diferentes escalas espacio-temporales, tales como giros, surgencias, frentes, descargas de aguas epicontinentales y ondas internas, entre otros (Lohrenz, *et al.*, 1999; Mann y

Lazier, 1991). Estos procesos físicos han sido estudiados a partir de su origen y estructura física (Monreal-Gómez *et al.*, 2001).

En la presente investigación es de particular interés abordar el efecto que algunos procesos hidrodinámicos (giros ciclónicos y ondas internas) tienen en la distribución de la biomasa del fitoplancton, expresada como Chla.

Los giros ciclónicos son procesos físicos divergentes, producidos por diferentes factores, entre ellos, el viento y que tienen importantes consecuencias en el ecosistema marino. Dan lugar al ascenso de aguas subsuperficiales ricas en nutrientes, originando una alta producción en la zona en la que se presentan (Mann y Lazier, 1991). El bombeo de nutrientes vía giros ciclónicos es uno de los mecanismos que ha sido propuesto ampliamente para proveer nutrientes a la capa eufótica, estimulando el aumento de la biomasa fitopláctica y la producción primaria (Colling, 2001).

Otro proceso hidrodinámico a menor escala son las ondas internas. Una onda interna es una perturbación de alguna propiedad de un medio (densidad, presión, campo magnético) que se propaga a través del espacio transportando energía (Simmons *et al.*, 2004). A gran escala, se ven influenciadas por la rotación de la tierra. Las ondas internas pueden producirse de diferentes formas. Mann y Lazier (1991) proponen que, en casos donde la marea es débil y la columna de agua se estratifica, la interacción de las corrientes con la topografía del fondo puede originar la formación de ondas internas. Éstas se propagan horizontalmente y causan una mezcla vertical y la redistribución de nutrientes, con importantes efectos en la producción del fitoplancton. La mezcla ocasionada por las ondas internas es un importante mecanismo que contribuye a la producción biológica (Sangra *et al.*, 2001).

Las ondas internas se observan comúnmente en la plataforma continental y, cuando su amplitud es grande, la agitación de la superficie del océano es modulada por la variación hidrodinámica de la superficie de la onda debido a la velocidad orbital de la

misma y/o por la disminución de la amplitud debido a la convergencia y divergencia en el campo de la onda interna (Li *et al.*, 2000). La superficie del océano con frecuencia muestra áreas de convergencia asociadas al paso de ondas internas y éstas pueden tener una fuerte influencia en la distribución del fitoplancton (New, 1998).

En el Golfo de California, las ondas internas son más evidentes en mareas vivas durante el verano, cuando la columna de agua está estratificada, pero se presentan todo el año (Gaxiola-Castro *et al.*, 2002). La presencia de grandes islas y el marcado cambio en la profundidad entre el alto golfo y el resto, aumenta las corrientes de marea considerablemente propagando trenes de ondas internas que se originan sobre los umbrales entre las islas (Gaxiola-Castro *et al.*, 2002). En otras regiones, como la Bahía de Biscaya, las ondas internas tienen una alta velocidad de decaimiento causando una mezcla vigorosa, la cual transporta nutrientes a la zona eufótica, promoviendo el crecimiento de fitoplancton y la producción biológica del ecosistema (New, 1998).

Las zonas costeras del sur del Golfo de California no han sido estudiadas a detalle en tales aspectos. Estos campos de investigación son de gran relevancia para comprender el funcionamiento de un sistema acuático y sus variaciones en tiempo y espacio. El objetivo del presente trabajo es identificar y caracterizar los efectos de algunos procesos hidrodinámicos (giros ciclónicos y ondas internas) en la distribución de Chla en la Bahía de La Paz.

JUSTIFICACIÓN

El estudio de la distribución de la Chla en la columna de agua resulta indispensable desde diferentes puntos de vista. Por un lado, conocer los patrones espacio-temporales y su vinculación con la dinámica de las masas de agua permite detectar zonas y épocas ricas en plancton y, en consecuencia, inferir algunas estrategias para un mejor aprovechamiento de los recursos marinos. Por otro lado, uno de lo

procesos biológicos de primordial interés que tiene lugar en el estrato superior de la columna de agua es la fijación fotosintética del carbono. En esta fijación, el protagonista principal es el fitoplancton. Diversos consumidores se encargan de aprovechar esta materia y transferirla a diversos niveles y otros estratos de la columna de agua en forma dinámica, proceso conocido como “bomba biológica” (Longurst y Harrison, 1989).

El estudio de los giros ciclónicos reviste una gran importancia en los fenómenos biológicos. Uno de los aspectos más relevantes es el hecho de que modifican la distribución espacial del fitoplancton y son un vehículo crucial para el transporte de nutrimentos a la capa eufótica de los océanos; debido a esto, su estudio resulta trascendente.

Estudiar el papel que juegan las ondas internas en la distribución de la biomasa del fitoplancton es importante por diferentes aspectos; el principal es que afectan la distribución vertical de los nutrimentos y del fitoplancton. El agua transportada hacia arriba, rica en nutrimentos, promueve una elevada producción biológica.

ANTECEDENTES

En la Bahía de La Paz se han realizado diversos trabajos referentes a listados de organismos planctónicos, pesquerías, mediciones de corrientes, circulación y estudios geológicos. Sin embargo, la mayoría se ha enfocado a áreas muy restringidas o bien se han constreñido a la Ensenada de La Paz. En algunos casos, los resultados se han generalizado a la totalidad de la bahía, sin considerar la influencia que puede derivarse de los procesos físicos que en ella operan. Existe una discrepancia en cuanto a la productividad de la Bahía de La Paz; por un lado, ha sido considerada como altamente productiva (Signoret y Santoyo, 1980) y por otro lado, analizando núcleos de sedimento, se ha descrito como una zona de baja productividad (Molina-Cruz *et al.*, 2002).

Los trabajos relacionados con la circulación dentro de la Bahía de La Paz son variados y a la fecha se ha tratado de integrar la información del ambiente físico y las respuestas biológicas dentro de la misma (Monreal-Gómez *et al.*, 2001; Obeso-Nieblas *et al.*, 1993; Obeso-Nieblas *et al.*, 2004; Salinas-González *et al.*, 2003; Sánchez-Velasco *et al.*, 2004; Sánchez-Velasco *et al.*, 2006). Respecto a la distribución de Chla, ésta ha sido analizada en la porción norte del Golfo de California por Gendrop-Funes *et al.* (1978), Gaxiola-Castro *et al.* (1995) y Gaxiola-Castro *et al.* (2002). Estudios en el interior de la bahía son los realizados por Cervantes-Duarte *et al.* (2005), Martínez-López *et al.* (2001), Reyes-Salinas *et al.* (2003) y Saavedra-Rojas (2003).

La Chla presenta cambios estacionales muy marcados en la bahía (Martínez-López *et al.*, 2001). Su comportamiento estacional es inverso a la temperatura y a la transparencia del agua, es decir, a mayor temperatura menor concentración de Chla como resultado de la fuerte estratificación de la columna de agua que no permite el transporte de nutrimentos hacia la capa superficial. Las mayores concentraciones de Chla se presentan en la época fría asociadas con los procesos de mezcla de la columna de agua

y probablemente con la disponibilidad de nutrientes en la zona eufótica (Martínez-López *et al.*, 2001).

Con respecto a la producción primaria, los valores más altos ($16 \text{ mg C m}^{-3} \text{ h}^{-1}$) se observan durante la primavera, mientras que los más bajos ($2 \text{ mg C m}^{-3} \text{ h}^{-1}$) se presentan en verano y otoño. Los valores más bajos corresponden a una columna de agua con una estratificación muy marcada, lo cual indica que existe una dependencia de la producción primaria y la mezcla en la columna de agua (Reyes-Salinas *et al.*, 2003).

Los principales factores que controlan la producción primaria de la bahía durante un ciclo estacional fueron analizados por Cervantes-Duarte *et al.* (2005) quienes realizaron perfiles verticales de temperatura, luz y fluorescencia natural de la Chla con un Perfilador Natural de Fluorescencia (PNF-300) con los cuales estimaron la producción primaria. Estos autores reportan que la distribución vertical de la temperatura mostró, de junio a septiembre, una columna de agua estratificada y de noviembre a febrero una columna bien mezclada. Consideran como meses de estabilización de la columna de agua de marzo a mayo y confirman la existencia de dos épocas en el ciclo estacional de la productividad primaria: de alta productividad, de septiembre a febrero y de baja productividad, de marzo a agosto.

Los aspectos ecológicos del plancton de la bahía fueron abordados por Signoret y Santoyo (1980), quienes realizaron un estudio de la composición cualitativa y cuantitativa del mismo en la porción sur de la bahía y en la Ensenada del Anpe. Sus resultados señalaron una variación notable en los integrantes del fitoplancton. Cualitativamente, las diatomeas representaron el grupo preponderante; se observó una notable influencia de las aguas del Golfo de California dentro de la bahía.

Diversos autores han evidenciado la existencia de un giro ciclónico en el noroeste de la bahía. El origen de este giro ha sido atribuido al esfuerzo del viento; sin embargo, algunos autores han mencionado que el giro se forma a partir de la interacción de la

topografía del fondo y la incursión de agua del Golfo de California (Sánchez-Velasco *et al.*, 2004). Estos estudios sugieren que dentro de la Bahía de La Paz es probable la existencia de características hidrográficas y biológicas diferentes a las del Golfo de California (Molina-Cruz *et al.*, 2002).

A partir de la simulación de la circulación de la bahía a finales de primavera, se ha determinado que cuando los vientos dominantes provienen del noroeste se forma un giro ciclónico con un flujo permanente que produce dos zonas de divergencia: una en la parte oeste de la Isla Espíritu Santo y otra en la parte sur del Canal de San Lorenzo (Obeso-Nieblas *et al.*, 2002).

OBJETIVO GENERAL

Este trabajo tiene como objetivo general:

- Identificar y caracterizar los efectos de algunos procesos hidrodinámicos (giros ciclónicos y ondas internas) en la distribución de la Chla en la Bahía de La Paz.

PLANTEAMIENTO DE PREGUNTAS

Las preguntas que se pretenden responder son:

- ¿Cuáles son los procesos hidrodinámicos presentes en la Bahía de la Paz en junio de 2004?
- ¿Cómo es la distribución vertical y horizontal de la Chla en la Bahía de la Paz en junio de 2004?
- ¿Cuál es el efecto y/o relación de los procesos hidrodinámicos en la distribución horizontal y vertical de la Chla?

ÁREA DE ESTUDIO

La Bahía de La Paz está localizada en la costa este de la Península de Baja California, aproximadamente a 180 km al norte de la boca del Golfo de California. Tiene una superficie de aproximadamente 2635 km². Es de forma ovalada; su eje menor mide 33 km, mientras que el eje mayor tiene 81 km y se orienta en dirección noroeste-sureste (Fig. 1).

En la parte sureste de la bahía se localiza la Ensenada de La Paz; en la costa sur del canal que conduce a dicha ensenada se encuentra el puerto de La Paz.

La bahía se comunica con el Golfo de California mediante dos bocas, una al noreste (Boca Grande) y otra al sureste (Boca Chica o Canal de San Lorenzo). El límite sureste de la Boca Grande se encuentra en Los Islotes, la Isla San José y Roca Partida.

La batimetría de la mitad noroeste de la bahía indica una región profunda con un máximo sobre la denominada Cuenca Alfonso (420 metros) separada por un umbral suave en la Boca Grande (250 metros) (Nava, 1997), lo que parece aislar parcialmente a la bahía del Golfo de California. Hacia el sur disminuye la profundidad gradualmente hasta llegar a una parte somera con pendiente suave y playas extensas. La profundidad máxima del Canal de San Lorenzo es de 19 metros (Jiménez-Illescas *et al.*, 1997).

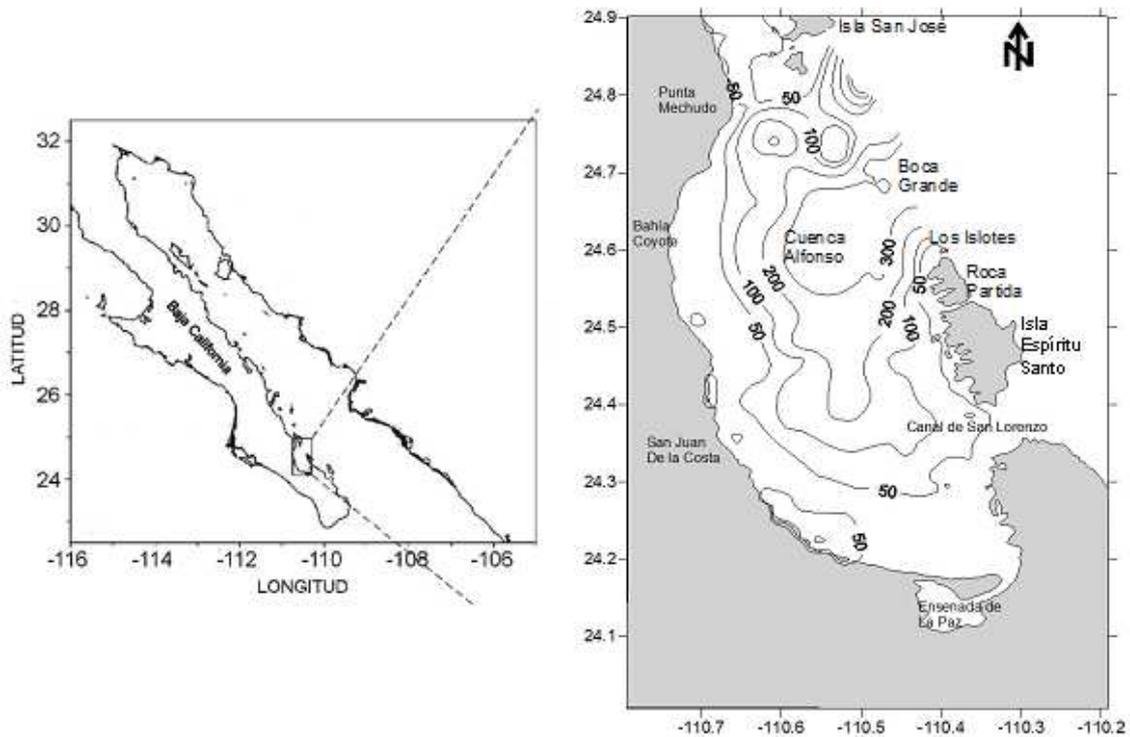


Figura 1. Localización de la Bahía de La Paz (batimetría en metros).

Diversos autores han identificado zonas de surgencias al norte y sur de la Bahía de La Paz cuyas aguas pueden ser influenciadas por procesos regionales (Álvarez y Molina, 1986).

Los antecedentes de la hidrografía de la Bahía de La Paz señalan una dinámica compleja con influencia de diferentes tipos de agua. Por arriba de 100 metros y a lo largo del año se encuentra agua cálida y salina con características del tipo del Agua del Golfo de California (Jiménez-Illescas *et al.*, 1994). Así mismo, se menciona la posible advección de agua superficial en verano, desde la costa oriental del Golfo hacia el interior de la bahía (Signoret y Santoyo, 1980). Por otro lado, Jiménez-Illescas *et al.* (1997) y Molina-Cruz *et al.* (2002) reportan la presencia de giros ciclónicos en el invierno y principios de primavera, terminando en una corriente que impulsa agua hacia afuera de la bahía a través del Canal de San Lorenzo, lo que resulta en el mecanismo más importante de

renovación de aguas superficiales de la misma. Jiménez-Illescas *et al.* (1994) mencionan que la bahía está influenciada por el Golfo de California, especialmente en la parte profunda, por lo que la variabilidad en el sur del Golfo de California determina en gran parte la variabilidad de mesoescala de la Bahía de La Paz.

Las mareas en la Bahía de La Paz dependen de la co-oscilación con la marea del Golfo de California y ésta a su vez, con la del Océano Pacífico (Jiménez-Illescas, 1996). La marea es de carácter semidiurno.

En la Bahía de La Paz, además del régimen de brisa, se pueden identificar tres patrones de vientos dominantes: vientos del noroeste, vientos del norte y vientos del sureste. El viento medio proviene del noroeste con magnitud de 5 m s^{-1} . Los vientos extremos, provenientes del norte, llegan a los 10 m s^{-1} .

Diversos autores han aplicado modelos numéricos, verticalmente integrados (Jiménez-Illescas, 1996). Estos modelos se desarrollaron con el objeto de conocer la distribución espacial de corrientes en la bahía. La marea es uno de los mecanismos de forzamiento más importantes que impulsan la circulación de la bahía, lo cual se ha corroborado al medir las corrientes de marea y simularlas en el modelo numérico (Obeso-Nieblas *et al.*, 1993). Sin embargo, a pesar del gran volumen que se mueve al co-oscilar las mareas de la bahía con el Golfo de California, en ocasiones el viento produce corrientes más intensas que las de marea y éstas llegan a dominar el patrón de circulación en los canales y en las partes poco profundas (Jiménez-Illescas *et al.*, 1997).

MATERIALES Y MÉTODO

La fluorescencia natural en el mar, básicamente es la emisión de luz de la Chl *a* a una longitud de onda de 683 nm derivada de la estimulación solar; algunos estudios sugieren que la señal de fluorescencia es suficientemente fuerte para ser detectada en la zona eufótica. La fluorescencia *in vivo* proporciona información general sobre el estado del fitoplancton en tiempo real y sus cambios en el espacio. Según Falkowski (1988) la fluorescencia natural puede ser considerada como una eficiente alternativa de estudio de la fotosíntesis. La relación fluorescencia-fotosíntesis depende estrechamente de la irradianza, de la temperatura y de la concentración de nutrientes.

Uno de los métodos que ha sido usado extensamente en la oceanografía biológica como medida rápida de la clorofila fitopláctica y para inferir la actividad fotosintética es el basado en la emisión de fluorescencia (fluorescencia *in vivo*). Dicho método fue introducido a la oceanografía biológica por Lorenzen (1966) y su utilización resulta importante por diferentes aspectos. En primer lugar, permite estimar la biomasa del fitoplancton a partir de la concentración de la Chl *a* y la tasa fotosintética instantánea en la columna de agua; así como, apreciar la distribución y el crecimiento del fitoplancton (Kiefer y Chamberlain, 1989); este método ha sido ampliamente aplicado para comprender los patrones de distribución de la biomasa del fitoplancton marino (Chamberlain *et al.*, 1990). En segundo lugar, dicho método brinda información muy valiosa en tiempo real y con un alto grado de reproducibilidad sobre patrones espacio-temporales de las tasas fotosintéticas, lo cual no se logra con otros métodos, además de que es una de las pocas medidas que pueden ser hechas sin perturbar el medio.

La toma de datos se realizó durante la campaña PALEO-XII realizada del 14 al 18 de junio de 2004 a bordo del B/O El Puma de la UNAM (Fig. 2).

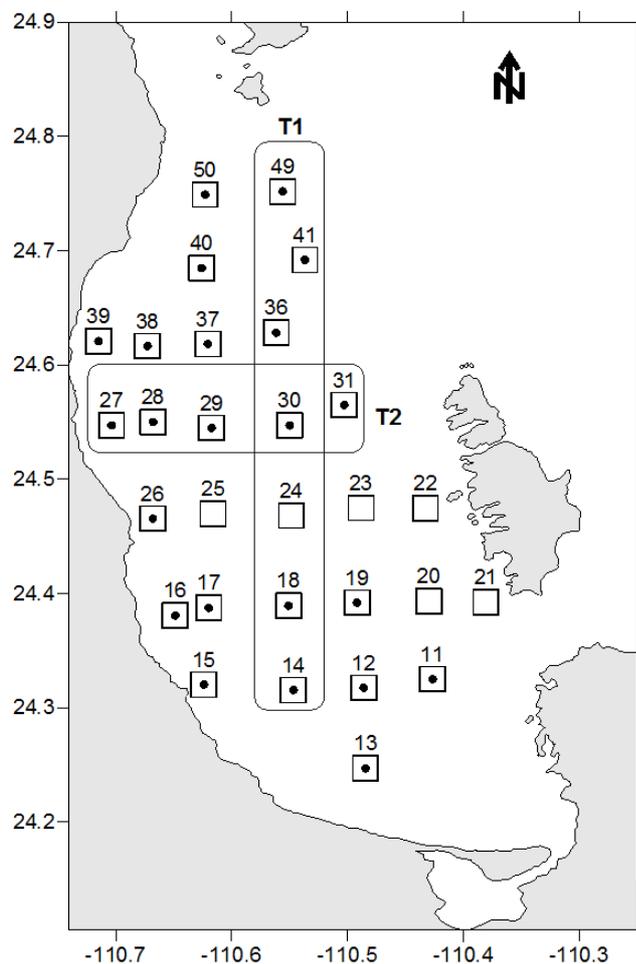


Figura 2. Localización de las estaciones de registros: estaciones de CTD (□), estaciones con Perfilador Natural de Fluorescencia (PNF-300) (●). T1 y T2 transectos analizados

Datos físicos

Con la ayuda de un CTD Neil Brown Mark III se registraron datos de conductividad, temperatura y presión a lo largo de 29 estaciones (Fig 2). La salinidad y la densidad se calcularon a partir de los datos anteriores de acuerdo a los polinomios propuestos por

Fofonoff y Millard (1983). Los datos provenientes del CTD fueron convertidos en datos digitales por una unidad de grabación, la cual envía simultáneamente los datos digitalizados a una computadora personal y a la vez son desplegados en forma gráfica. El procesamiento de los datos del CTD, cuyo objetivo es producir perfiles limpios de toda clase de errores (ruidos), fue realizado eliminando datos negativos y con diferencias muy marcadas.

Una vez limpios los datos, se analizó la topografía de las isotermas de 15° y 20° C con el fin de identificar el tipo de circulación de la bahía. Asimismo, se obtuvo un diagrama de temperatura contra salinidad para identificar las masas de agua presentes; se eligió un transecto que cruzara a la bahía en su eje mayor (T1 en figura 2) para analizar la distribución vertical de dichas masas de agua; asimismo, se calculó el índice de estratificación (Φ) propuesto por Simpson y Hunter (1974) con el fin de evaluar la mezcla en la columna de agua. El índice está dado por la ecuación:

$$\Phi = 1/h \int_{-h}^0 (\bar{\rho} - \rho)gzdz$$

Donde:

Φ = Índice de estatificación ($J m^{-3}$)

ρ = densidad del agua ($kg m^{-3}$)

g = aceleración debida a la gravedad ($9.81 m s^{-2}$)

h = profundidad de la columna de agua (100 m)

z = coordenada vertical y

$$\bar{\rho} = \frac{1}{h} \int_{-h}^0 \rho dz$$

Datos biológicos

Se registraron en tiempo real en la columna de agua, la fluorescencia *in vivo*, la temperatura y la radiación fotosintéticamente activa (PAR) con un Perfilador Natural de Fluorescencia (PNF-300) de Biospherical Instruments en un total de 23 estaciones (Fig. 2). La ventaja de utilizar este perfilador radica en que permite medir estas variables en tiempo real (Cervantes-Duarte *et al.*, 2005). Es un apoyo muy valioso en el monitoreo de las tasas fotosintéticas en el mar y la distribución vertical del fitoplancton, de la irradianza y de la temperatura. Además, es un referente muy importante para seleccionar las profundidades de los muestreos discretos en la columna de agua.

La concentración de Chl_a (mg m⁻³) se calcula a partir de la fórmula propuesta por Chamberlain *et al.* (1990):

$$Chl = \frac{F_f}{^o a_c(PAR) * \phi_f * E_o(PAR)}$$

Donde:

Chl = concentración de Chl_a (mg m⁻³)

F_f = fluorescencia natural (nE m⁻² sec⁻¹ str⁻¹)

$^o a_c(PAR)$ = coeficiente de absorción específico por parte del fitoplancton (m⁻² mg⁻¹)

Φ_f = fluorescencia (μE fluorescencia por μE absorbida)

$E_o(PAR)$ = irradianza escalar (μE m⁻² sec⁻¹)

De acuerdo con la fórmula anterior, la relación entre la concentración de Chl_a y la fluorescencia natural está determinada por el coeficiente de absorción específico por parte del fitoplancton y la cantidad de fluorescencia natural producida por el mismo (Kiefer y Chamberlain, 1989).

Los datos provenientes del PNF-300 fueron sometidos al mismo tratamiento que los datos provenientes del CTD. Es decir, se eliminaron los datos negativos y con diferencias muy marcadas; una vez limpios, se graficaron. En este caso, se elaboraron perfiles verticales con los registros de la concentración de la Chla, temperatura y PAR, así como, con los registros de bajada y de subida del perfilador. Tomando en cuenta las recomendaciones hechas por Kiefer y Chamberlain (1989), se eliminaron los datos de los primeros tres metros, en virtud de que los datos de esas profundidades no corresponden a la respuesta de la fluorescencia del fitoplancton. Una vez libres de todo error, se graficaron. El objetivo de graficar en un solo perfil los registros de bajada y de subida fue identificar cambios entre cada registro lo que pudiera sugerir la propagación de ondas internas en el interior de la bahía. El transecto T2 (Fig. 2) se eligió para analizar la distribución vertical de la Chla.

Con la finalidad de identificar su distribución horizontal, se realizó una integración de los datos, desde la superficie hasta la profundidad de registro del perfilador de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$(Cl_a)_i = \left(\sum_1^n Cl_a \right) / n$$

Donde:

$(Cl_a)_i$ = concentración de Chla (mg m^{-2})

i = metro de profundidad que se integra

n = número de lecturas de concentración de Chla contenidos entre la profundidad i e $i+1$.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En esta sección se presentan y se discuten los resultados obtenidos en este trabajo comenzando por las características físicas de la columna de agua (masas de agua, índice de estratificación (Φ), temperatura superficial, giro ciclónico, ondas internas) para después analizar el efecto de estas características físicas y procesos hidrodinámicos en la distribución de la Chla.

Masas de agua

Una masa de agua es una porción de agua caracterizada por su temperatura, salinidad y densidad. Se forman como resultado del intercambio océano-atmósfera y por mezcla de aguas de diferente procedencia. Sus características no son permanentes, si no que se modifican en el tiempo y el espacio (Mann y Lazier, 1991).

A partir de los resultados obtenidos y de acuerdo a la clasificación de masas de agua propuesta por Torres-Orozco (1993), el diagramas T-S para este estudio muestra la presencia de 3 diferentes masas de agua en el interior de la Bahía de la Paz: Agua del Golfo de California (AGC; $S > 35.00$, $T > 12.00$ °C), Agua Ecuatorial Superficial (AES; S 34.50-35.00, $T > 18$ °C) y Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs, S 34.5, $T < 18.00$ °C) (Fig. 3).

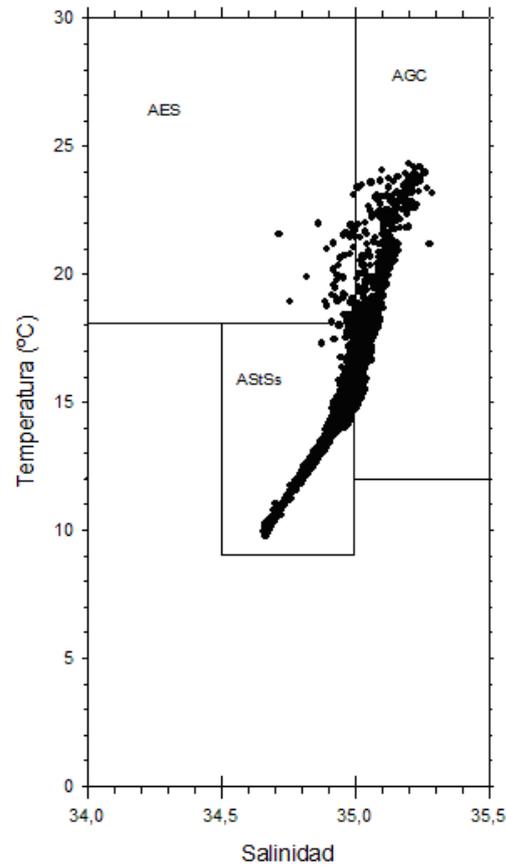


Figura 3. Masas de agua presentes en la Bahía de la Paz en junio de 2004.

En general, el estudio de las masas de agua resulta complicado, debido a que sus fronteras varían a lo largo del año, e incluso, varían con eventos extraordinarios como El Niño (Obeso-Nieblas *et al.*, 2004). En este caso, la presencia de Agua del Golfo de California (AGC) en el interior de la Bahía de la Paz puede tener dos explicaciones: (1) se forma en el interior de la bahía a partir del Agua Ecuatorial Superficial (AES) adquiriendo las características del AGC; (2) penetra a la bahía desde el Golfo de California por la Boca Grande, región que, de acuerdo a Monreal-Gómez *et al.* (2001), es donde ocurre el intercambio más importante de agua superficial entre el Golfo de California y la Bahía de la Paz.

A partir de que Torres-Orozco (1993) definió al AGC con salinidad superior a 35, Castro *et al.* (2000) sugirieron que 34.85 es una mejor frontera para diferenciar entre las aguas formadas en el interior del Golfo de California de aquellas provenientes del Océano Pacífico. Otros autores han definido al AGC con salinidad mayor a 34.9 (Warsh y Warsh, 1971). En este estudio se utilizó el criterio propuesto por Torres-Orozco (1993).

La presencia del AES en el interior de la bahía se explica de la siguiente manera. Esta masa de agua presenta una distribución estacional muy marcada. Durante el invierno se localiza muy cerca de la boca del Golfo de California en respuesta al patrón de vientos provenientes del noroeste durante esta época. En verano, cuando el patrón de vientos se invierte, el AES penetra al Golfo de California y, de esta manera, entra a la Bahía de la Paz. Una vez que penetra a la bahía debido a los procesos de evaporación incrementa su temperatura y salinidad obteniendo las mismas características físico-químicas del AGC.

La presencia del Agua Subtropical Subsuperficial (AStSs) se explica de la misma manera. Durante el verano, el patrón de vientos origina que esta masa de agua penetre al Golfo de California y a la bahía. Esta masa de agua fue indicada por Warsh *et al.* (1973) para condiciones de verano en el Golfo de California.

Para este estudio, se encontró la presencia de Agua Intermedia del Pacífico (AIP) con temperaturas por debajo de 5°C y salinidades entre 34 y 34.8 en la zona de Boca Grande. Sin embargo, no se reporta en el interior de la bahía debido a que la presencia del umbral batimétrico de esta zona impide su penetración a la bahía.

Distribución vertical de las masas de agua

La distribución vertical de la salinidad permitió conocer la distribución de las masas de agua en un transecto que atraviesa la bahía en su eje mayor (T1 en Fig. 2) que cubre las estaciones 14, 18, 24, 30, 36 y 41. La figura 4 muestra que los primeros 50 metros

estuvieron ocupados en su totalidad por agua con una salinidad mayor a 35, la cual es característica del AGC. Este mismo patrón fue observado por Jiménez-Illescas *et al.* (1994), quienes mencionan que durante gran parte del año, los primeros 100 metros de la columna de agua en la bahía, es ocupada por agua muy salada y muy caliente, con características del AGC. Por debajo de 50 metros, se localizó agua con salinidades menores a 35, la cual es característica del AES y del AStSs.

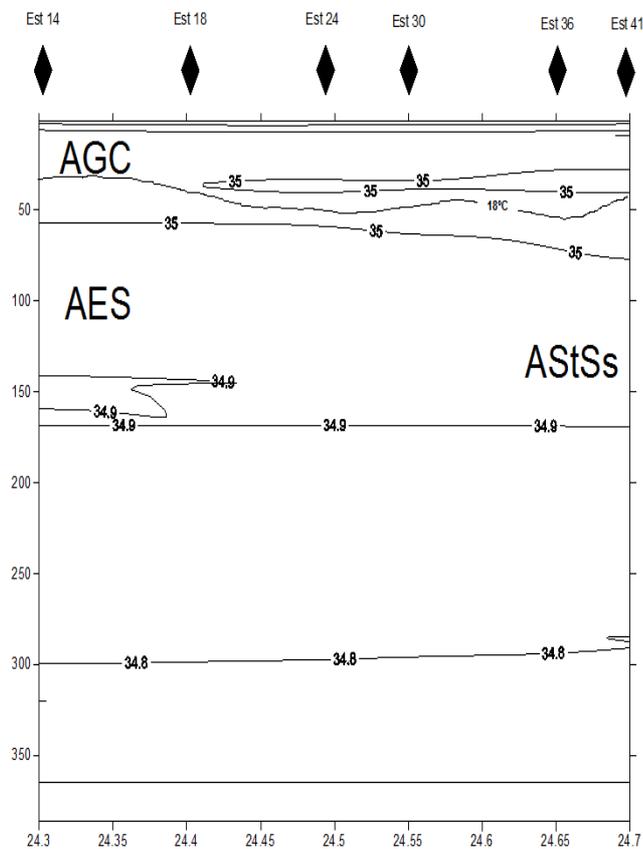


Figura 4. Distribución vertical de las masas de agua en junio de 2004.

El AGC se considera como agua de origen ecuatorial modificada en la superficie por evaporación del AStSs. Dicha transformación puede ocurrir durante todo el año en todo el Golfo de California y en la Bahía de la Paz (Monreal-Gómez *et al.*, 2001).

En este trabajo, los procesos a los que se hace referencia (giro ciclónico, ondas internas) se presentaron dentro los primeros 50 metros, en aguas con características del AGC.

Con respecto a la relación que estas masas de agua tienen con la concentración de Chla, Lavín *et al.* (1997) mencionan que durante el verano la intrusión del AES puede conferir cierto carácter oligotrófico a la bahía originando bajas concentraciones de Chla. De la misma manera, Monreal-Gómez *et al.* (2001) mostraron que la presencia del AGC en el interior de la bahía durante el verano, confiere bajas concentraciones de Chla (0.04-0.5 mg m⁻³). Las concentraciones encontradas en este trabajo se presentan en un apartado más adelante.

Índice de estratificación

Con la finalidad de evaluar la mezcla en la columna de agua, se calculó el índice de estratificación (Φ) propuesto por Simpson y Hunter (1974), el cual ha sido definido como la cantidad de energía mecánica que se requiere para producir mezcla vertical. Los valores asignados a este índice son cero o cercanos a cero cuando la columna de agua se encuentra bien mezclada y va incrementándose con el aumento de la estratificación.

Los resultados obtenidos para este trabajo muestran que la zona sur de la bahía y las estaciones más cercanas a la costa presentaron los valores menores, comprendidos entre 12 y 46 Jm⁻³; la parte central de la bahía de 50-140 Jm⁻³; mientras que los de la zona norte fueron mayores a 160 Jm⁻³ (Fig. 5). En los ambientes someros (parte sur de la bahía) y cercanos a la costa, la columna de agua se encuentra mezclada por efecto del viento y el oleaje. Conforme aumenta la profundidad, aunado al calentamiento del estrato superior debido a la radiación solar, la columna de agua tiende a estratificarse, por lo cual los valores del índice son mayores en la zona centro y norte de la bahía.

Hasta ahora, el índice de estratificación de Simpson-Hunter ha sido relacionado ampliamente con los parámetros fotosintéticos del fitoplancton marino (producción primaria y biomasa) en México. Diversos autores lo han utilizado para vincularlo con los parámetros fotosintéticos en el Golfo de California (Gaxiola-Castro *et al.*, 1995; Martínez-López *et al.*, 2001; Reyes-Salinas *et al.*, 2003). Estos estudios reportaron que los valores promedio de los parámetros fotosintéticos en la zona eufótica se incrementan cuando el valor del índice decrece (Gaxiola-Castro *et al.*, 1995; Gaxiola-Castro, 1994). Simpson *et al.* (1977) proponen que el parámetro de estratificación presenta cambios estacionales que se ven afectados por: 1) el calentamiento de la superficie, 2) la mezcla por mareas y 3) el efecto de los vientos. Álvarez y Gaxiola-Castro (1988) proponen que la estratificación está determinada principalmente por el flujo de calor debido a la radiación solar por lo que durante el verano las capas superficiales tienden a ganar calor mientras que en el invierno el proceso se invierte.

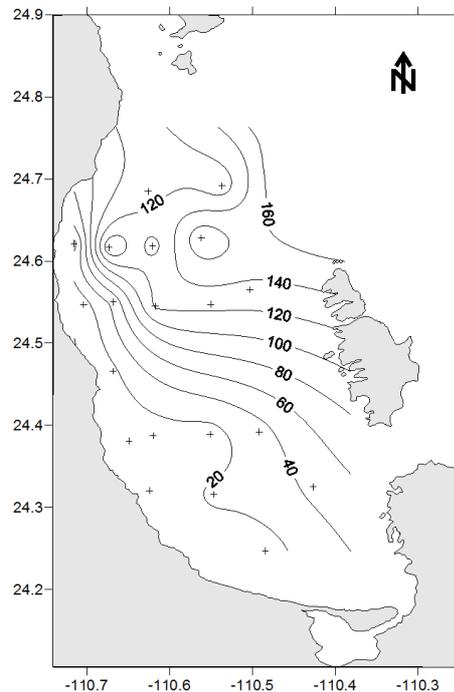


Figura 5. Distribución del índice de estratificación (Jm^{-3}) en la Bahía de la Paz en junio de 2004.

En este sentido, puesto que los flujos de calor están estrechamente relacionados con las condiciones meteorológicas es de esperar que la estructura termohalina de la columna de agua responda a estas condiciones y presente un marcado ciclo estacional. Aunque no se cuentan con mediciones precisas del flujo de calor a través de la superficie durante un ciclo anual en la Bahía de la Paz, se infiere que durante la primavera y el verano existe una ganancia de calor y durante el otoño e invierno una pérdida, originando que durante el verano la estratificación sea mayor. Los valores obtenidos en este trabajo están bajo este razonamiento. De la misma manera, los resultados obtenidos concuerdan con lo mencionado por Reyes-Salinas *et al.* (2003), quienes reportan valores para junio de alrededor de 200 Jm^{-3} en la Bahía de la Paz.

Los resultados obtenidos en este estudio pueden ser explicados al considerar que durante el verano, la bahía recibe más calor de la atmósfera que durante el invierno, por lo cual se presentan valores elevados. Sin embargo, éstos no son los máximos reportados para la Bahía de la Paz. En este sentido, Reyes-Salinas *et al.* (2003), encuentran, durante octubre, los valores máximos (400 Jm^{-3}) y durante el invierno, los mínimos.

Diversos autores han discutido en torno a la marcada estratificación que presenta la bahía y el efecto que tiene sobre la distribución de la Chla (Cervantes-Duarte *et al.*, 2005, Martínez-López *et al.*, 2001, Reyes-Salinas *et al.*, 2003); siendo que las mayores concentraciones de biomasa se presentan en el invierno cuando el índice de estratificación es menor. Durante el verano la estratificación se hace más marcada en la columna de agua y la termoclina de verano inhibe el paso de nutrimentos a las capas superficiales (Reyes-Salinas *et al.*, 2003). La escasez de los mismos origina una eventual disminución de la biomasa fitopláctica y la producción primaria (Jyothibabu *et al.* 2008; Strom y Fredrickson, 2008). De acuerdo con este razonamiento las concentraciones de Chla en el interior de la Bahía de la Paz para la época de este trabajo tenderían a ser bajas en coincidencia con las reportadas por otros autores para el verano bajo

condiciones de estratificación; dichas concentraciones se presentan y discuten en un apartado más adelante.

Se ha establecido que durante los periodos de estratificación la comunidad fitopláctica está constituida principalmente por diatomeas (Jyothibabu *et al.*, 2008; Marty *et al.*, 2008) lo cual pudiera explicar las altas concentraciones de silicatos encontradas por Mojica-Ramírez (2008) en el interior de la Bahía de la Paz durante el verano de 2004; estos organismos utilizan el sílice para formar su exoesqueleto y al morir, sus frústulas pueden disolverse de manera lenta aumentando la concentración de sílice en el mar; su concentración puede ser un índice de la abundancia relativa de estos organismos (Kristiansen y Schaanning, 2002).

Temperatura superficial

La distribución superficial de la temperatura en la Bahía de la Paz es uniforme. La región sur de la bahía presentó temperaturas entre 21.4 y 24 °C; la región central de la bahía presentó valores de temperatura entre 21.1 y 23.6 °C; la región norte presentó valores que van de los 22.3 a los 22.8°C (Fig. 6). Existen ligeras variaciones en la parte somera y el canal de San Lorenzo, las cuales pudieran ser debidas a la mezcla inducida por la turbulencia, derivada de la interacción de las corrientes de marea con el fondo; además, la poca profundidad de esta región induce a un mayor calentamiento del agua superficial.

De Silva-Dávila (1997), analizó la temperatura superficial durante un ciclo anual en la Bahía de la Paz. Reporta que el cambio es gradual a lo largo del año y las temperaturas mínimas ocurren a finales del invierno y las máximas a mediados del verano. Menciona que existen variaciones, sobre todo, en la boca norte de la bahía como un reflejo de la influencia del Golfo de California.

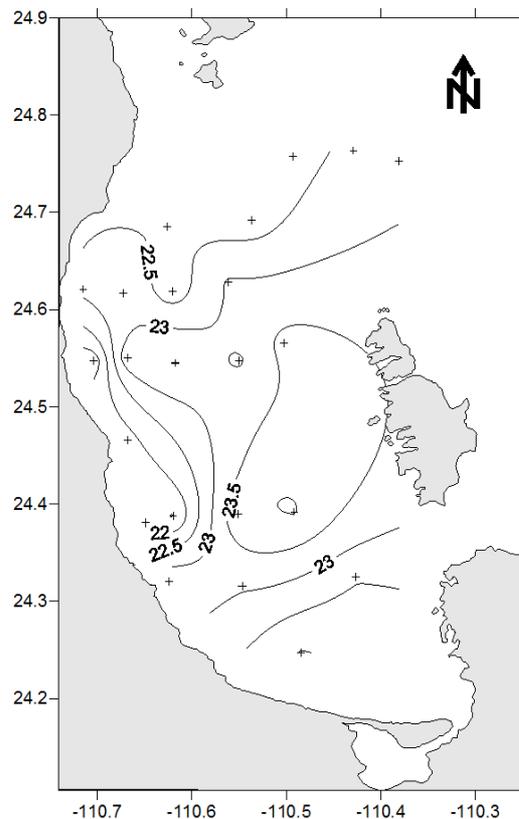


Figura 6. Distribución de la temperatura superficial en la Bahía de la Paz en junio de 2004.

Topografía de las isothermas de 15° y 20°C

Una de las maneras de identificar el tipo de circulación en un cuerpo de agua es analizando la topografía de las isothermas con el fin de visualizar el ascenso o descenso de agua.

En este caso, el análisis de la topografía de la isoterma de 15°C (Fig. 7) muestra que ésta se encuentra más somera en el centro de la bahía formando un domo a una profundidad de 58 metros entre las estaciones 30 y 31 y va aumentando su profundidad gradualmente hasta abarcar casi la totalidad de la misma alcanzando una profundidad máxima de 78 metros en los extremos. Presenta una extensión aproximada de 30 km. Este tipo de domo sugiere una circulación ciclónica y coincide con lo reportado por Mojica-Ramírez (2008) y Sánchez-Velasco *et al.* (2004 y 2006).

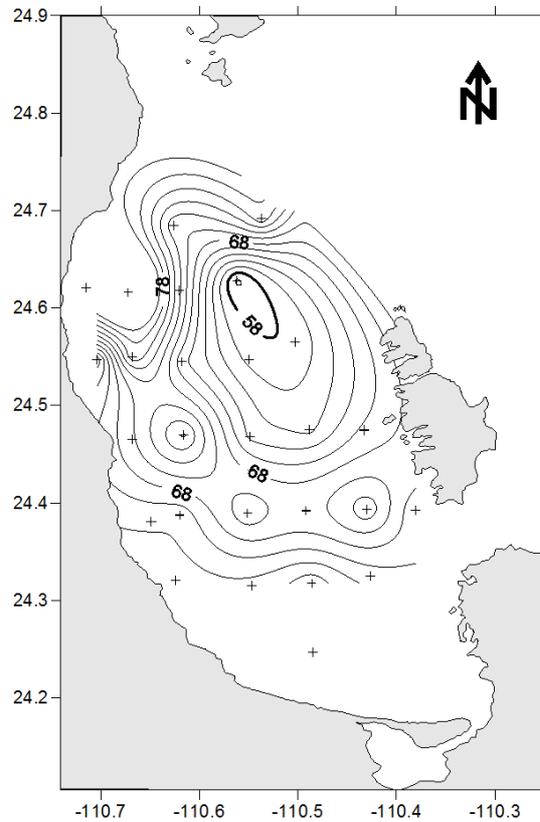


Figura 7. Topografía de la isoterma de 15°C en junio de 2004.

El análisis de la topografía de la isoterma de 20°C confirma la circulación de tipo ciclónico. Esta isoterma presenta una profundidad máxima en la zona de Boca Grande (27 metros) (Fig. 8).

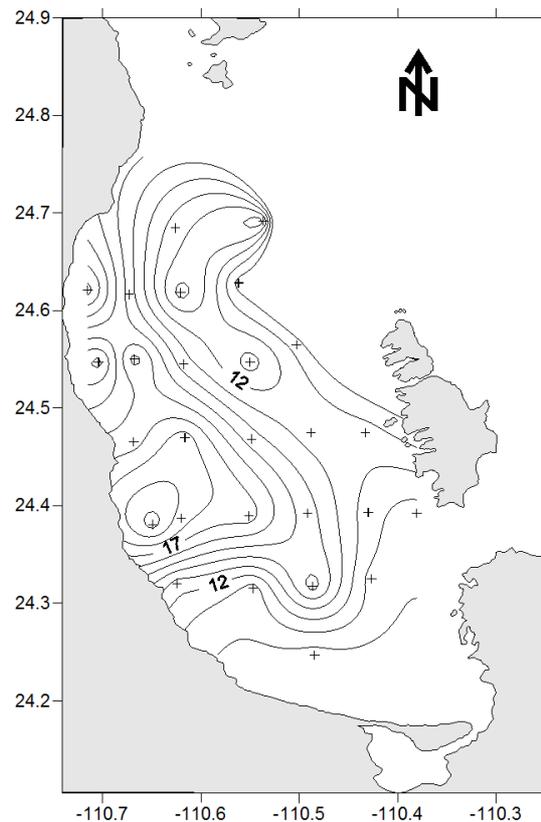


Figura 8. Topografía de la isoterma de 20°C en junio de 2004.

Diversos autores han reportado la presencia del giro ciclónico en el interior de la Bahía de la Paz (Jiménez-Illescas, 1997; Monreal-Gómez, 2001; Sánchez-Velasco *et al.*, 2004). El origen de este giro no está bien establecido; se ha propuesto que el principal mecanismo de generación de este giro es el viento; sin embargo, Sánchez-Velasco *et al.* (2004) mencionan que el giro se forma a partir del intercambio de agua entre la bahía y el Golfo de California a través de Boca Grande, en una época bajo la influencia de El Niño 97-98. En este trabajo, se sugiere que la formación de este giro puede estar influenciada por la interacción de las corrientes con la topografía del fondo, tal como lo argumenta Robinson (1981); conforme la corriente penetra por Boca Grande, la presencia del umbral y el marcado cambio de profundidad sobre cuenca Alfonso, tiende a la formación del giro ciclónico. Sánchez-Velasco *et al.* (2006), mencionan que la presencia de este giro conecta

la parte norte de la bahía con el Golfo de California; mencionan que durante junio y julio el centro del giro está localizado fuera de la bahía, contrario a lo reportado en este trabajo, mientras que durante octubre el centro del giro se localiza en la parte central.

También se ha reportado la presencia de giros anticiclónicos en el interior de la bahía. Analizando la topografía de las isopichnas durante octubre del 1997, Salinas-González *et al.* (2003) reportaron una circulación de tipo anticiclónica. Analizando la topografía de la isoterma de 20 °C Saavedra-Rojas (2003) reporta que al sur de Punta Coyote se presenta circulación anticiclónica en febrero de 2000. Utilizando modelos numéricos, Obeso-Nieblas (2002), propone que los patrones de viento y las mareas pueden generar giros anticiclónicos. En este trabajo, las isotermas analizadas no muestran este tipo de circulación.

En la Bahía de La Paz se han sugerido diferentes procesos de fertilización de la zona eufótica. Jiménez-Illescas (1996) reporta la existencia de giros ciclónicos en la parte central de la bahía durante el invierno y principios de la primavera, los cuales originan una fertilización de esa zona. Signoret y Santoyo (1980) mencionan que los florecimientos de fitoplancton encontrados en otoño-invierno están en correspondencia con los pulsos de intensa fertilización en el Golfo de California, como resultado de las surgencias que se generan en la zona oriental del mismo. Gárate y Martínez (1997), proponen que los procesos físicos cerca de Isla Cerralvo y San José crean condiciones óptimas para el florecimiento del fitoplancton. Por otro lado, Zaytsev *et al.* (1998) mencionan la existencia de pequeñas surgencias en el interior de la bahía; sin embargo, se considera que la profundidad de la que provienen es somera y su efecto de fertilización pudiera ser diferente. En este trabajo se sugiere que el principal mecanismo fertilizador es la presencia del giro ciclónico, el cual origina el ascenso de aguas ricas en nutrientes con un incremento en la concentración de Chla; dichos valores se presentan a continuación.

Distribución vertical de la Chla: influencia del giro ciclónico

La presencia de giros ciclónicos en un cuerpo de agua tienen importantes efectos en la distribución y productividad de organismos oceánicos como el fitoplancton y el zooplancton (Onituska *et al.*, 2009). En particular, la influencia que los giros ciclónicos tienen en la distribución de la Chla, ha sido abordada y estudiada en diferentes lugares y por diferentes autores (Sánchez-Velasco, 2004; Salas de León *et al.*, 2004; Signoret *et al.*, 2006; Hernández-Becerril *et al.*, 2008). Sin embargo, a la fecha los estudios sobre la distribución de la Chla en función de la circulación ciclónica en la Bahía de la Paz son escasos. En este sentido, se analizó el transecto donde se reporta la presencia del giro ciclónico (T2 en Fig. 2) que incluye las estaciones 27, 28, 29, 30 y 31 con el fin de identificar la influencia que éste tiene en la distribución vertical de Chla (Fig. 9).

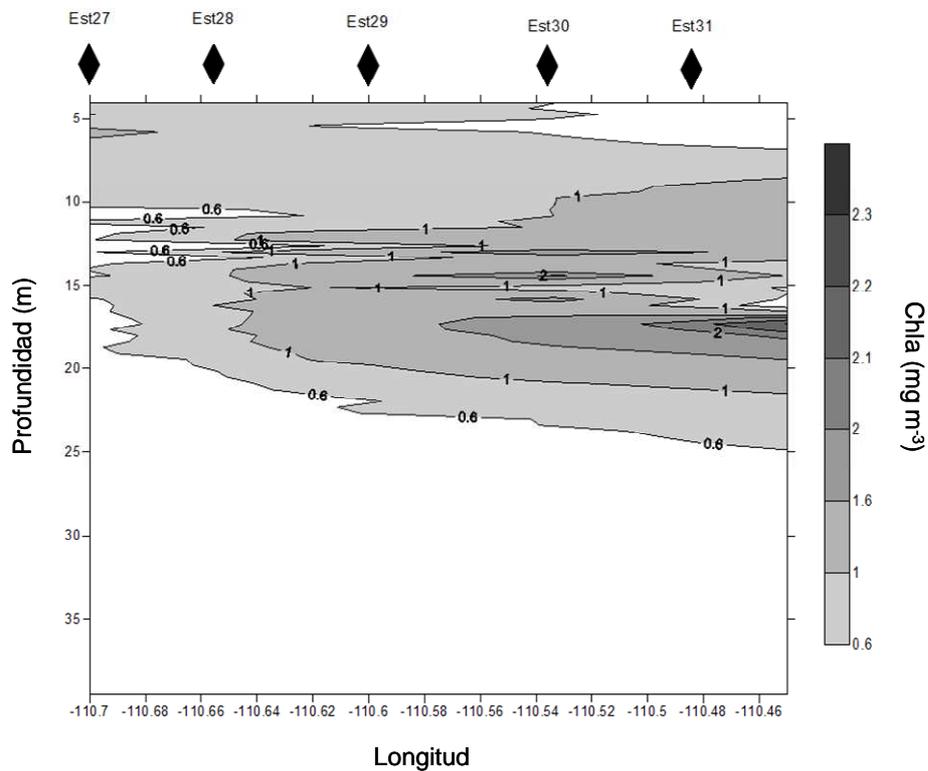


Figura 9. Distribución vertical de la Chla en el transecto que cruza el giro (T2) en junio de 2004.

Dicho análisis muestra que los valores más altos de Chla se presentan entre los 12 y 20 metros de profundidad; posiblemente sea resultado del bombeo de nutrientes que el giro ciclónico origina en esta zona. Este bombeo de nutrientes vía el giro ciclónico fue evidenciado por Mojica-Ramírez (2008) en la Bahía de la Paz en el verano de 2004. Mediante el análisis de isotermas reporta la presencia de un giro ciclónico en la parte central de la bahía. Asimismo, indica que la nutriclina se encontró entre 15 y 35 metros de profundidad, siendo más somera en el centro del giro que en su periferia como resultado del bombeo de nutrientes hacia la capa superficial favoreciendo una alta concentración de Chla (Fig. 10).

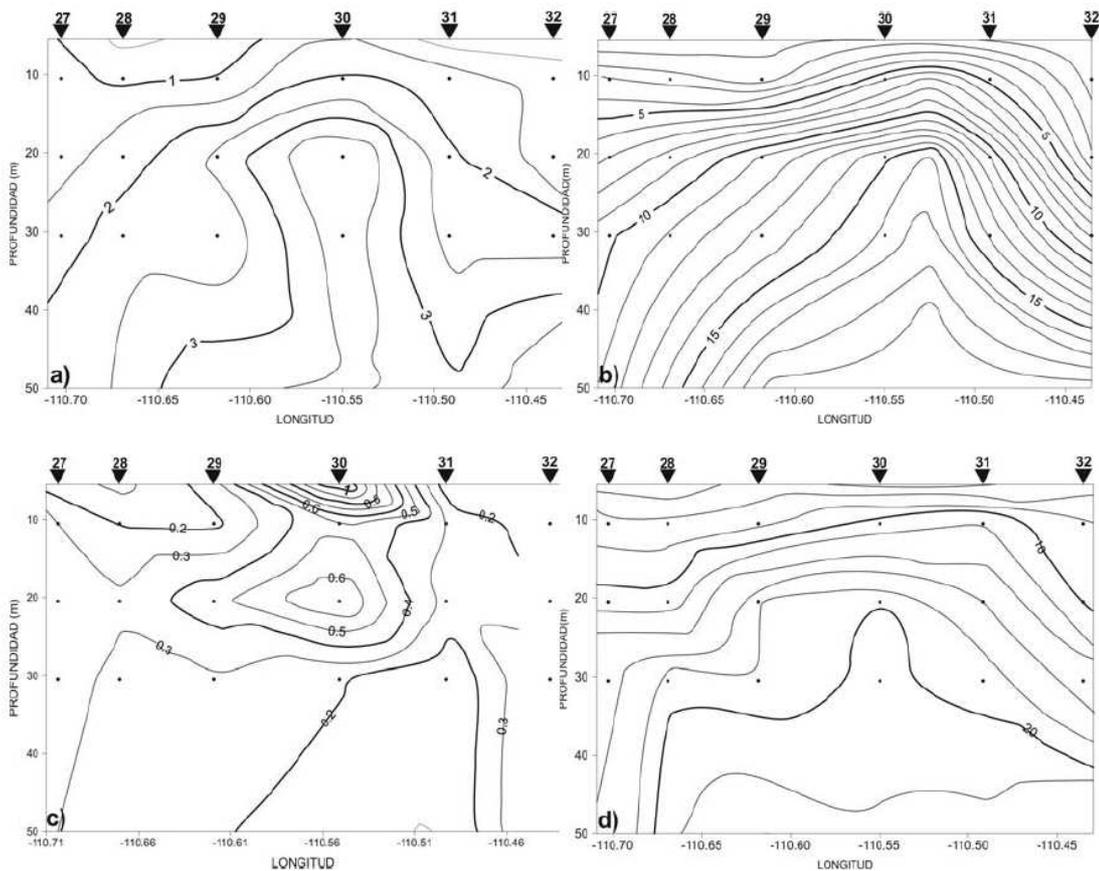


Figura 10. Distribución vertical de nutrientes ($\mu\text{M L}^{-1}$): a) fosfatos; b) nitratos; c) nitritos; d) silicatos en junio de 2004 (Tomado de Mojica-Ramírez, 2008).

En este sentido, se analizaron las concentraciones de nitratos a lo largo del mismo transecto; los resultados muestran que en las estaciones 30 y 31 (que coinciden con el centro del giro) las mayores concentraciones se localizaron entre los 50 y 100 metros de profundidad con un intervalo que va desde los 19 a los 22 $\mu\text{M L}^{-1}$, estos valores son únicos para dichas estaciones; el análisis del resto muestra que a las mismas profundidades los valores son inferiores; esto refuerza la importancia en la fertilización que el giro tiene y coincide con la profundidad a la cual se reporta dicho giro (58 metros).

Todo lo anterior concuerda con lo reportado por Arístegui *et al.* (1997) quienes mencionan que los giros ciclónicos contribuyen a una eficiente fertilización con una consecuente acumulación de biomasa del fitoplancton en capas de espesor variable dentro de la zona eufótica.

Con el fin de conocer la disponibilidad de los nutrientes en el interior de la bahía, se calculó la proporción de Redfield (1958). De acuerdo con Tyrrell (1999) la proporción de N:P en el océano es de 16:1. El resultado obtenido en este trabajo muestra que dicha proporción no se cumple en el interior de la Bahía de la Paz (Fig. 11).

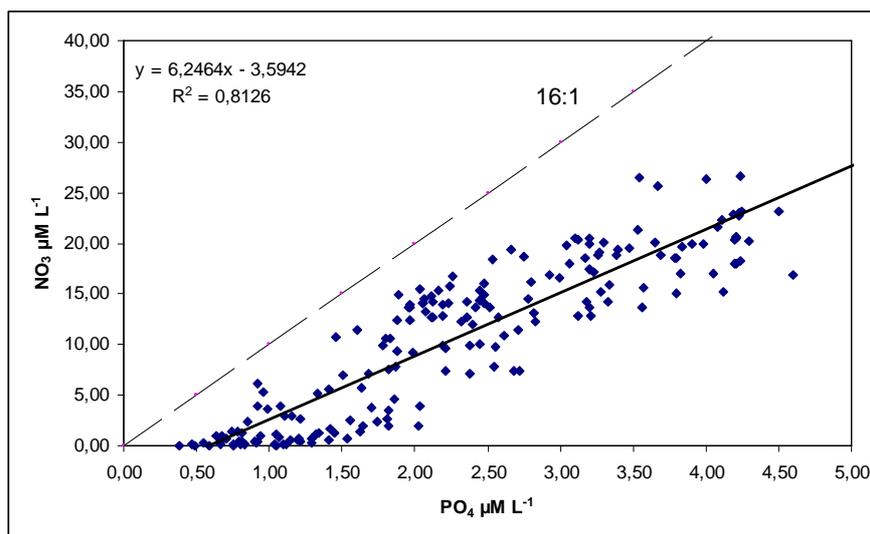


Figura 11. Relación NO₃-PO₄ en el interior de la Bahía de la Paz en junio de 2004.

Asimismo, resultó interesante analizar la misma proporción en el transecto que cruza el giro. El resultado obtenido muestra que, igualmente, la proporción de Redfield no se cumple (Fig. 12). De esta manera se puede advertir que el elemento limitante es el nitrógeno a pesar de que Klausmeier *et al.* (2004) mencionan que la proporción N:P en un sistema puede variar desde 8.2 a 45 átomos dependiendo de las condiciones ecológicas presentes.

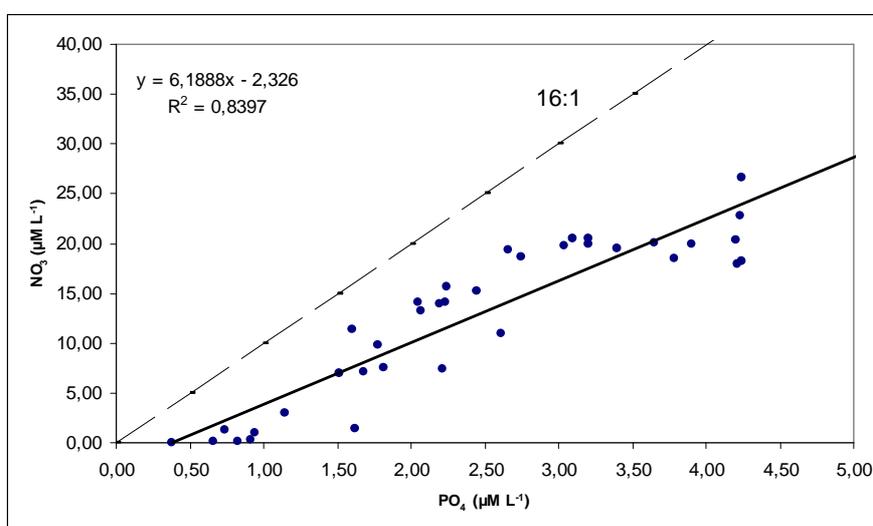


Figura 12. Relación $\text{NO}_3\text{-PO}_4$ en el transecto que cruza el giro ciclónico en junio de 2004.

La misma relación fue analizada por Saavedra-Rojas (2003) en el interior de la Bahía de la Paz durante febrero y noviembre de 2000 quien reporta que existe una diferencia importante en la relación N-P entre los meses analizados y argumenta que dicho déficit se da como consecuencia del proceso de desnitrificación.

La posibilidad de que tenga lugar la desnitrificación en el interior de la bahía, depende de una disminución en la concentración del oxígeno disuelto que se alcance en su interior. Éste, a su vez, depende de: 1) el grado de estratificación de la columna de agua ya que éste retarda de forma eficaz los flujos verticales tanto de nutrientes como

de oxígeno disuelto; 2) el flujo de materia orgánica hacia el fondo y 3) la reducción de oxígeno preexistente en las aguas profundas de la bahía. La estratificación de la columna de agua encontrada en este trabajo pudiera sugerir una disminución del oxígeno disuelto en el interior de la bahía y de esta manera presentarse las condiciones para que se genere el proceso de desnitrificación.

La desnitrificación es uno de los sumideros más importantes de NO_3 que contribuye a incrementar a nivel global el déficit de este importante nutrimento. Se ha estimado que la magnitud de la desnitrificación en la columna de agua es capaz de disminuir en más de 60% la proporción N:P (Seitzinger, 1988).

Distribución vertical de la Chla

Los patrones de distribución vertical de la Chla en la Bahía de la Paz, han sido escasamente estudiados. Algunos trabajos realizados en el Golfo de California (Gendrop-Funes *et al.*, 1978; Hernández-Becerril, 1987) reportan que los máximos de Chla se encuentran asociados a la termoclina o nitratoclina y reportan que la máxima concentración fue aportada por la fracción del micro y nanofitoplancton. En este trabajo, los resultados obtenidos muestran que en las estaciones 11, 12, 13, 14, 15, 17, 18, 19, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 36, 37, 38, 41, 49 y 50 (Fig. 13) los máximos de Chla se encuentran asociados a la termoclina. Las concentraciones fueron de 0.1 a 2.5 mg m^{-3} . Esta distribución vertical se explica debido a que la barrera física que implica la termoclina hace que en esa región de la columna de agua se concentre la mayor cantidad de organismos, además de que, en esta zona los nutrimentos son relativamente más abundantes que en la superficie originando una elevada concentración de organismos (Cullen, 1982; Herbland y Voituriez, 1979). En todos los casos, la PAR presentó un decaimiento exponencial y los máximos de Chla se localizaron dentro de la capa eufótica (espesor promedio de 35 metros), zona con buena disponibilidad de luz y donde

generalmente se distribuyen algunos organismos del microfitoplancton tales como ciertas especies de dinoflagelados y diatomeas resistentes a altas irradianzas que muy probablemente fueron los que aportaron dichos máximos de Chla considerando que ni la luz ni las concentraciones de nutrientes fueron factores directos que afectaran su producción.

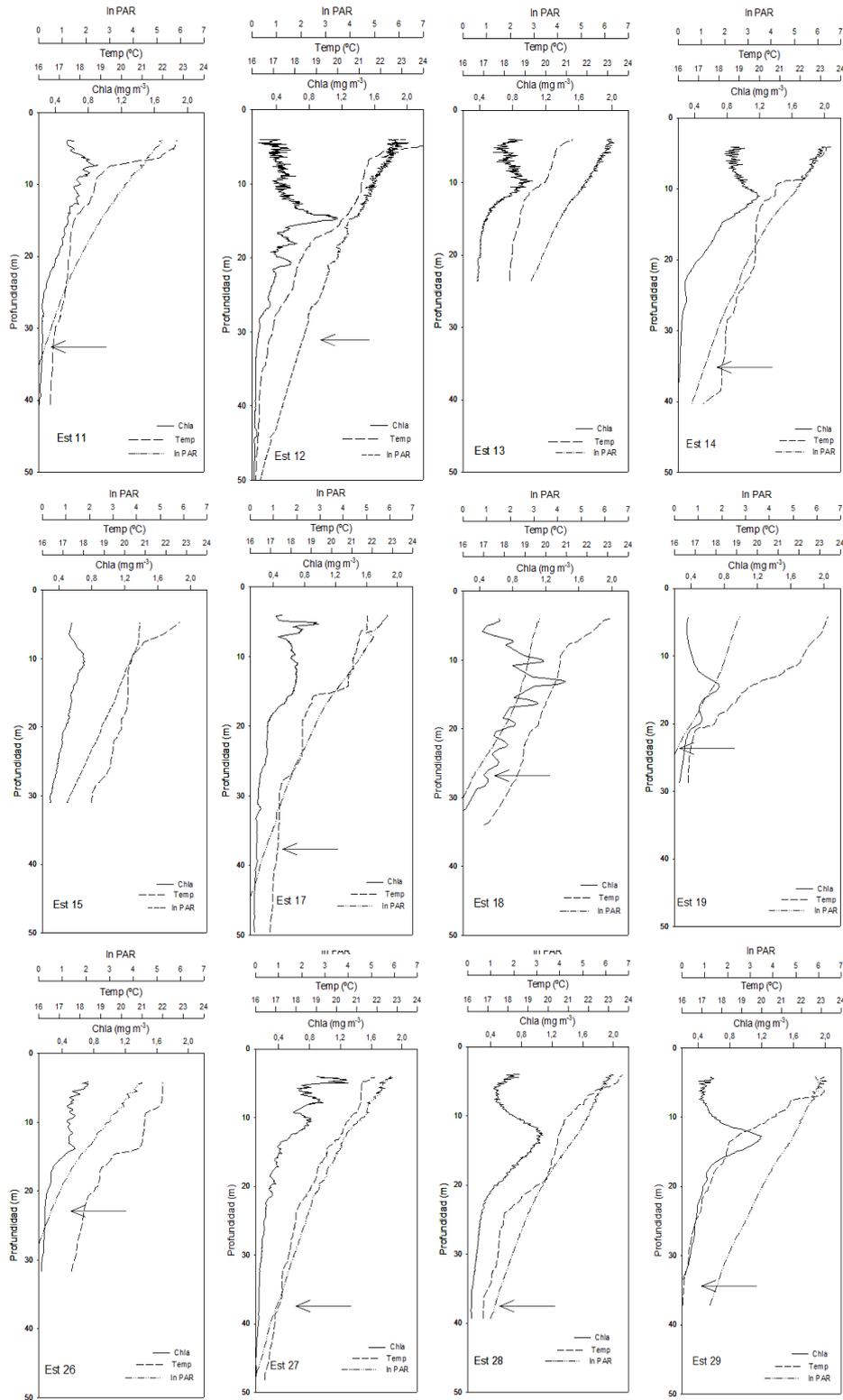


Figura 13. Máximos de Chla asociados a la termoclina en junio de 2004. La flecha indica el límite de la capa eufótica.

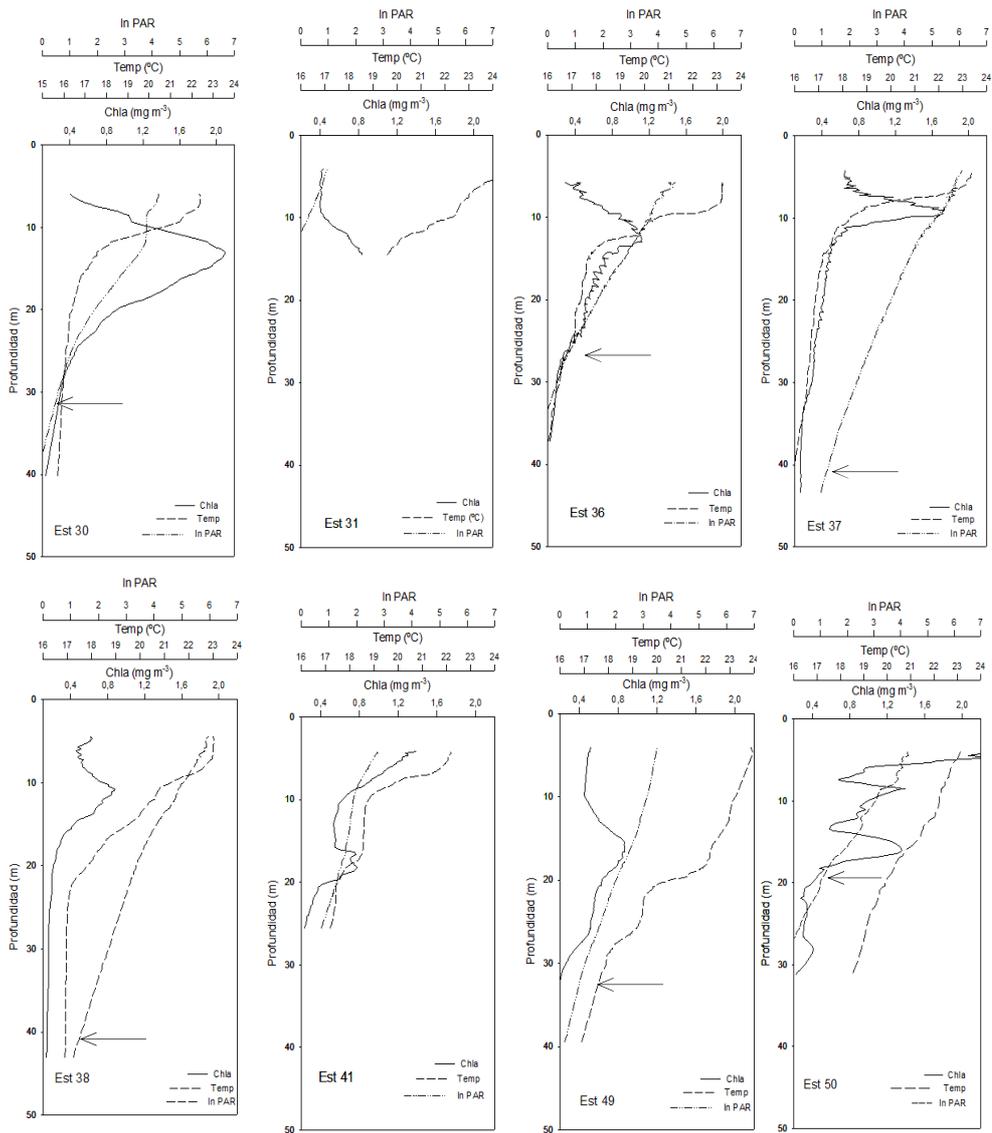


Figura 13. (Continuación)

La distribución en las estaciones 16, 39 y 40 (Fig. 14) fue relativamente homogénea al igual que la distribución de la temperatura. Las concentraciones fueron de 0.1 a 1.19 mg m⁻³.

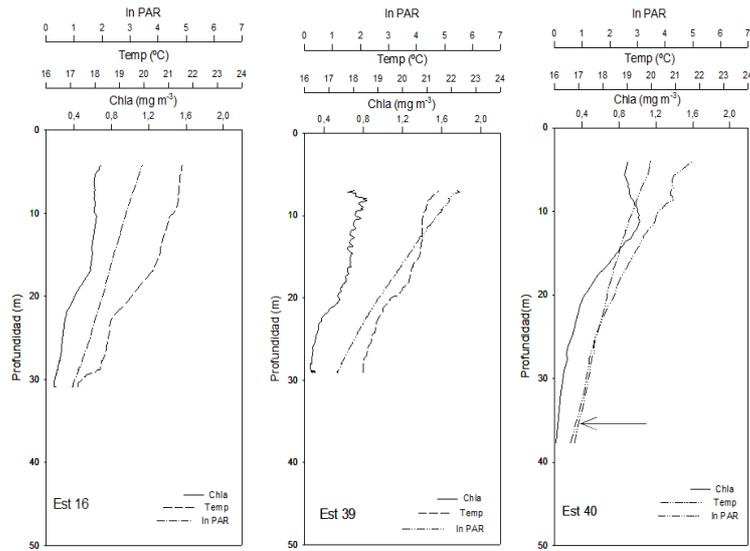


Figura 14. Distribución homogénea de la Chla en junio de 2004. La flecha indica el límite de la capa eufótica.

Para explicar la formación de los máximos de Chla se han propuesto varias posibilidades entre las que destacan: a) una mayor densidad de células fitopláncticas derivada de patrones de comportamiento y adaptación a profundidades vinculadas con la termoclina y nutriclina; b) elevadas tasas de crecimiento ante condiciones favorables a la división celular; c) una mayor cantidad de biomasa por hundimiento de los organismos o por procesos físicos de acumulación; d) mayor proporción de Chla en relación a la biomasa, derivada de una mayor eficiencia enzimática a determinadas irradianzas, en general bajas (Cullen, 1982).

Asimismo, se ha evidenciado que la formación de los picos máximos de Chla en la superficie están dados por organismos del microfitoplancton, generalmente resistentes a altas irradianzas y adaptados a bajas concentraciones de nutrientes tales como algunas especies de dinoflagelados y diatomeas; por el contrario, los máximos profundos están dados por especies del nanofitoplancton, generalmente adaptado a bajas irradianzas y altas concentraciones de nutrientes como son los cocolitofóridos (Margalef, 1978).

Por otro lado, con la finalidad de comparar la información presentada en este trabajo e identificar alguna coincidencia, se utilizó la propuesta de Saavedra-Rojas (2003) respecto a la regionalización de la Bahía de la Paz en función de la distribución vertical de la Chla quien identifica tres zonas: *máximo somero*, *máximo asociado a la termoclina* y *zona de mezcla* (Fig. 15).



Figura 15. Regionalización de la Bahía de la Paz basada en la distribución vertical de la Chla (Tomado de Saavedra-Rojas, 2003).

De acuerdo con dicha propuesta, el perfil representativo de Chla de la zona de *máximo superficial* muestra que los valores máximos se presentan alrededor de los 10 metros de profundidad lo cual es coincidente con los resultados en este trabajo, ya que en las estaciones de esa región (36, 37, 38, 39, 40, 41, 49 y 50) los máximos de Chla se localizaron alrededor de esa profundidad.

El perfil de la zona de *máximo asociado a la termoclina* fue aquel en el que la concentración más elevada concordó con esa profundidad, lo cual es coincidente con los resultados obtenidos en este trabajo, debido a que en la mayoría de las estaciones, incluyendo de la 26 a la 31, el máximo de Chla coincide con la profundidad de la termoclina.

Finalmente, el perfil característico de la *zona de mezcla* fue aquel en el que la concentración máxima se mantuvo uniforme en la columna de agua lo cual coincide, nuevamente, con los resultados obtenidos en este trabajo; las estaciones de la parte sur de la bahía (región somera) se mantuvieron, generalmente, uniformes debido a que la mezcla distribuye y homogeniza verticalmente los organismos.

Distribución horizontal de la Chla: Influencia del giro ciclónico

Con el fin de identificar la influencia del giro ciclónico en la distribución horizontal de la Chla, se obtuvieron los valores máximos de ésta para cada estación, expresados en mg m^{-3} . Los resultados obtenidos muestran amplias variaciones que van de 0.66 a 2.53 mg m^{-3} . Los valores máximos corresponden a las estaciones asociadas al centro del giro ciclónico (est 30-36) y su concentración fue de dos a tres veces mayor que en el resto de las estaciones (Fig. 16 y tabla 1). Los resultados aquí presentados coinciden, justamente, con el tipo de circulación presente en la bahía. Onituska *et al* (2009), mencionan que durante el verano, debido a la marcada estratificación de la columna de agua, los nutrimentos se agotan en la capa superficial, sin embargo, éstos pueden ser llevados nuevamente a la superficie por efecto de giros ciclónicos y originar elevadas concentraciones de Chla. En este caso, las elevadas concentraciones de Chla observadas en la parte central de la bahía están bajo este mismo razonamiento.

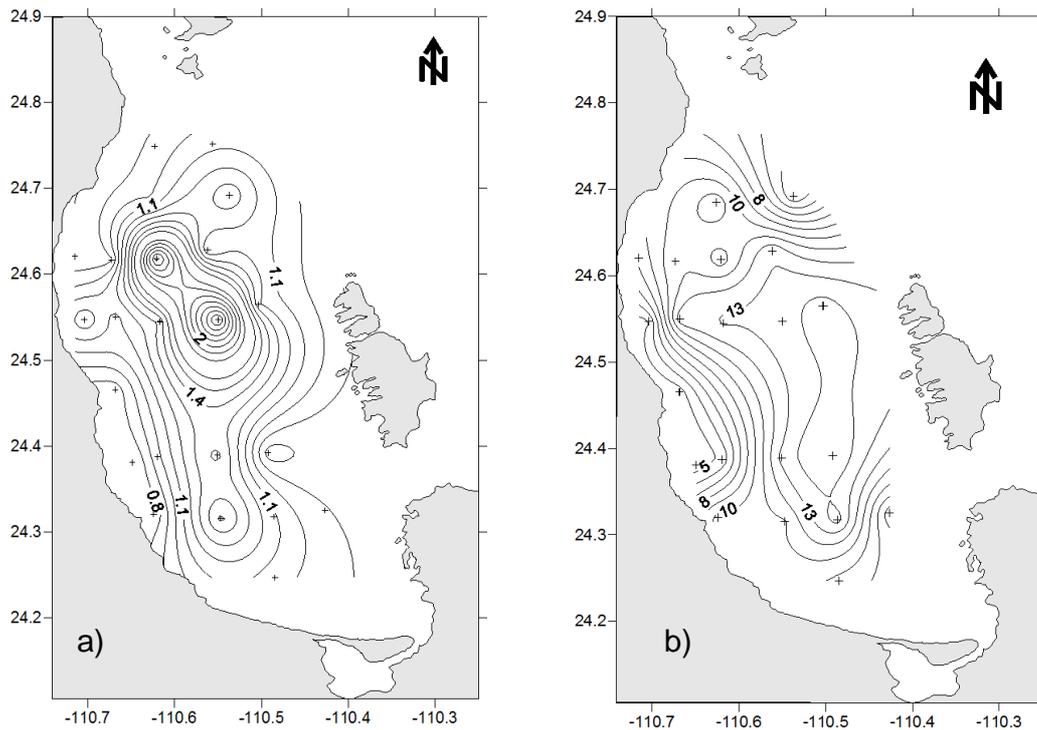


Figura 16. a) Distribución horizontal de la concentración máxima de Chla (mg m^{-3}) y b) Profundidad a la que se presentaron los máximos de Chla en junio de 2004.

Tabla 1. Concentración de Chla (máxima y verticalmente integrada) en junio de 2004.

Estación	Latitud	Longitud	Concentración máxima de Chla (mg m^{-3})	Profundidad del máximo de Chla (m)	Concentración de Chla verticalmente integrada (mg m^{-2})	Profundidad de integración (m)	Relación Chla-profundidad de integración
11	24.32	-110.42	0.89	7.3	14.3	33	0.43
12	24.31	-110.48	1.13	14.4	13.9	38	0.33
13	24.24	-110.48	1.04	9.7	11.8	20	0.59
14	24.31	-110.54	1.17	10.9	15.1	35	0.43
15	24.32	-110.62	0.71	10.4	13.3	26	0.50
16	24.38	-110.64	0.66	4.5	8.0	19	0.42
17	24.38	-110.61	0.97	5.2	15.2	42	0.36
18	24.38	-110.55	1.41	13.3	16.3	24	0.67
19	24.39	-110.49	0.72	15.1	8.7	19	0.45
26	24.46	-110.66	0.73	4.5	8.6	25	0.34
27	24.54	-110.70	1.27	4.9	13.6	38	0.35
28	24.55	-110.66	1.07	12.7	16.1	36	0.44
29	24.54	-110.61	1.18	13.1	16.5	34	0.47
30	24.54	-110.54	2.53	13.5	23.8	24	0.99
31	24.56	-110.50	0.82	14.4	5.9	11	0.53
36	24.62	-110.56	1.10	12.9	14.9	28	0.53
37	24.61	-110.62	1.71	9.4	17.1	36	0.47
38	24.61	-110.67	0.87	10.9	11.2	32	0.34
39	24.62	-110.71	0.83	8.2	13.1	24	0.54
40	24.68	-110.62	1.10	11.7	13.4	22	0.60
41	24.69	-110.53	1.38	4.1	12.9	20	0.64
49	24.76	-110.42	0.77	11.7	15.6	32	0.48
50	24.75	-110.49	1.09	4.3	17.7	37	0.47
		Promedio	1.09	9.8	13.8	28	0.49

En general, las concentraciones máximas de Chla obtenidas en este trabajo (0.66-2.53 mg m⁻³) concuerdan con lo reportado por diferentes autores para la zona de estudio. Lavaniegos y López (1997) obtuvieron valores máximos (1.5-3 mg m⁻³) durante enero con una dominancia de nanofitoplancton; el microfitoplancton fue abundante durante noviembre. Martínez-López *et al.* (2001) reportaron datos alrededor de 1 mg m⁻³ para el periodo de julio a noviembre de 1994. Gendrop-Funes *et al.* (1978) encontraron que la distribución general de la Chla presentó las concentraciones más altas en los niveles superficiales con valores entre 1.30 mg m⁻³ y 30 mg m⁻³ en la zona sur y norte del Golfo de California. Gaxiola-Castro *et al.* (1995) reportan concentraciones de 2 a 4 mg m⁻³ para la misma región. López-Verdín (1999), encontró que en el sur del Golfo de California, durante el verano, existe la formación de un máximo profundo, con concentraciones superficiales menores a 0.3 mg m⁻³ mientras que en invierno, la mezcla de la columna de agua promueve la formación de un máximo subsuperficial con contenidos promedio de 2 mg m⁻³. Gaxiola-Castro *et al.* (2002) obtuvieron concentraciones entre 0.2 a 1 mg m⁻³ para el Golfo de California. Sin embargo, hay que ser cautos al comparar dichos valores debido a las diferencias espaciales y temporales en los muestreos, así como, con las diferencias en los métodos utilizados.

Tomando en cuenta la información anterior, se podría cuestionar el carácter oligotrófico que se le ha atribuido a la Bahía de la Paz (Molina-Cruz *et al.*, 2002; Silverberg *et al.*, 2006); de esta manera se compararon los resultados obtenidos en este trabajo con el índice trófico propuesto por Koblentz-Mishke y Vedernikov (1977). Estos autores señalan condiciones oligotróficas para concentraciones de Chla en el intervalo de 0.09 a 0.15 mg m⁻³, mesotróficas de 0.15 a 0.35 mg m⁻³ y eutróficas concentraciones mayores a 0.35 mg m⁻³. Los resultados obtenidos en este trabajo (0.66-2.53 mg m⁻³) se encuentran dentro del intervalo de condiciones eutróficas con lo cual se puede afirmar que

la Bahía de la Paz presenta una elevada producción biológica tal y como lo han mencionado diferentes autores (Signoret y Santoyo, 1980; Saavedra-Rojas, 2003).

Con el fin de identificar mejor los patrones de distribución horizontal de la Chla en la Bahía de la Paz, se realizó una integración de sus concentraciones en la columna de agua; los datos se expresan mg m^{-2} .

En la tabla 1 se muestran los valores de la integración en cada sitio de muestreo, así como la profundidad de integración y la relación entre ambos, la cual brinda información importante acerca del potencial productivo de la columna de agua; es diferente cuando se integran estaciones con una profundidad grande a cuando se integran valores en estaciones someras.

Los resultados obtenidos mostraron un intervalo de 5.9 a 23.8 mg m^{-2} . La zona sur de la bahía presentó valores que oscilaron entre 8 y 16.3 mg m^{-2} . Los de la parte central oscilaron entre 6 y 23.8 mg m^{-2} . Los de la zona norte entre 12.9 y 17.7 mg m^{-2} . Es evidente que las mayores concentraciones de Chla integrada se presentaron en la zona central de la bahía y el máximo registrado (23.8 mg m^{-2}) coincide, nuevamente, con el centro del giro ciclónico (Fig. 17). Con frecuencia, los centros de los giros ciclónicos son dominados por dinoflagelados los cuales, probablemente, aportaron estas concentraciones de Chla como se mencionó anteriormente. Estas concentraciones de Chla pueden ser comparables con otros ambientes donde la producción es elevada como algunas zonas de surgencias, por ejemplo, el domo de Costa Rica que tiene valores promedio de 10 mg m^{-2} , la surgencia de Cabo Frío, Brasil con intervalos que van de 10 a 44 mg m^{-2} y la surgencia de la costa de Somalia con concentraciones que van de 18 a 99 mg m^{-2} (Merino-Ibarra, 1992). Las estaciones cercanas a la costa se mantuvieron uniformes, con concentraciones promedio a 13 mg m^{-2} (Tabla 1). Es importante mencionar que los valores de las estaciones cercanas a la costa y los de la parte sur de la bahía son elevados comparados con otros sistemas como el Golfo de México donde se han

reportado máximos de 8 mg m^{-2} (Signoret *et al.* 2006). Los valores obtenidos en las estaciones costeras y en la zona sur de la bahía se deben a que se trata de estaciones someras, con una mezcla eficiente lo que permite un adecuado suministro de nutrimentos en la columna de agua a partir del fondo. Este proceso de mezcla es importante para promover el desarrollo del fitoplancton; sin embargo, el giro ciclónico de la parte central de la bahía es el principal proceso que promueve las máximas concentraciones de biomasa en el interior de la misma.

Los resultados aquí presentados coinciden con lo obtenido por Saavedra-Rojas (2003) y por Mojica-Ramírez (2008) quienes reportan valores en el interior de la bahía entre 10 y 30 mg m^{-2} y 17 y 33 mg m^{-2} , respectivamente durante el verano. Asimismo, Gaxiola-Castro *et al.* (1995) reportan valores similares para la zona norte y centro del Golfo de California.

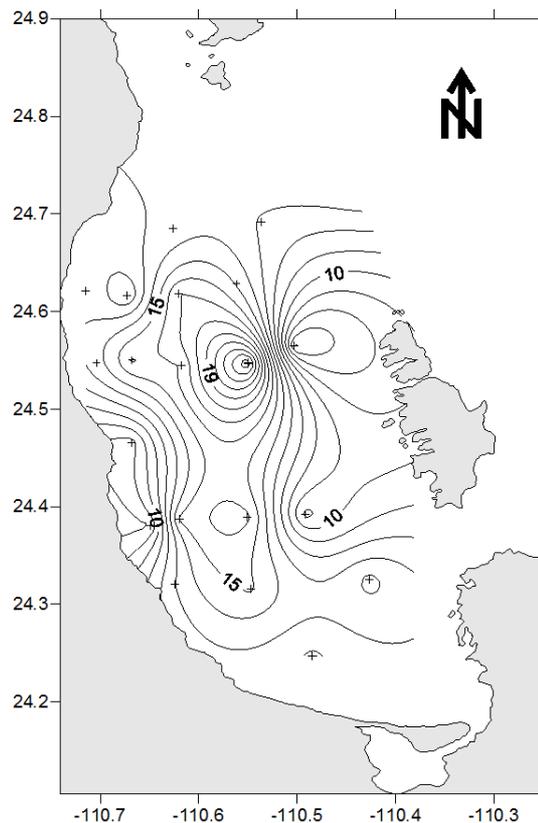


Figura 17. Distribución horizontal de Chla integrada verticalmente (mg m^{-2}) en la Bahía de la Paz en junio de 2004.

Asimismo, los resultados obtenidos en este estudio, concuerdan con los encontrados por Reyes-Salinas (1999), quien reporta que la Bahía de La Paz presenta concentraciones de Chla integrada de 0 a 25 m alrededor de 10-20 mg m⁻² durante el verano y de 90 mg m⁻² el resto del año.

Se ha establecido que la distribución horizontal de la Chla, tiene importantes efectos en la variabilidad del zooplancton. De acuerdo con Roesler y Chelton (1987), la variación de los patrones de distribución del zooplancton, no sólo depende del grado de advección de las masas de agua sino también de la disponibilidad de alimento para los organismos. De esta manera se forman diferentes gradientes tróficos en función de la disponibilidad del alimento. Lo anterior fue analizado por Mojica-Ramírez (2008) durante el verano de 2004 en el interior de la Bahía de la Paz. Dicho análisis mostró que la distribución del zooplancton está dividida en 4 grupos. El primer grupo coincide en que su máxima abundancia se localizó en el centro del giro ciclónico, donde la temperatura presentó valores menores; este grupo tiene en común que los organismos fueron depredadores en cuanto a su nivel trófico se refiere y pertenecen, principalmente, al holoplancton. El segundo grupo estuvo formado en su mayoría por herbívoros y carnívoros; se distribuyó principalmente frente a la costa oeste y en Boca Grande. El tercer grupo estuvo formado en su mayoría por organismos depredadores y su distribución se presentó, principalmente, en Boca Grande.

El cuarto grupo estuvo formado por organismos carnívoros y se distribuyó, principalmente, frente a la Isla Espíritu Santo y Roca Partida.

En general, los patrones de distribución vertical de la biomasa fitoplanctica tienen implicaciones en las redes tróficas asociadas (Signoret *et al.*, 2006). La disponibilidad de alimento para el zooplancton herbívoro es diferente cuando el fitoplancton está concentrado en una capa delgada pero en cantidades altas, a si está disperso en un espesor amplio y en bajas concentraciones. De la misma manera, no es lo mismo si la

mayor cantidad de Chla está en un solo máximo o bien la distribución vertical muestra varias crestas o es homogénea. El zooplancton herbívoro y filtrador tiene que acoplarse a dichos patrones para disponer, en cada caso, del alimento requerido (Gallager *et al.*, 2004).

Ondas internas

Las ondas internas son procesos hidrodinámicos presentes en los océanos con una influencia significativa en los procesos biológicos (como la producción del fitoplancton) de diferentes maneras. Primero, cuando las ondas internas se propagan, transportan nutrientes dentro de la zona eufótica (MacIntyre y Jellison, 2001; Sangra *et al.*, 2001; Gaxiola-Castro *et al.*, 2002); segundo, esta agua rica en nutrientes puede ser transportada a zonas poco profundas cerca de la costa (Pringle y Riser, 2003); tercero, las corrientes horizontales pueden aglomerar fitoplancton sobre el valle de la onda y por debajo de la cresta (Lennert y Franks, 2002); y cuarto, las ondas internas transportan al fitoplancton a través del gradiente vertical de luz, limitándolo en algunas ocasiones (Evans *et al.*, 2008). De acuerdo con Mattias-Green *et al.* (2008), el principal efecto de las ondas internas en un cuerpo de agua es la mezcla vertical, la cual es un importante proceso por diferentes razones, ya que ésta es un mecanismo para forzar el movimiento vertical del fitoplancton a zonas iluminadas. De acuerdo con Kamykowski (1974) y Garrett y Munk (1979), las ondas internas originan la continua elevación del fitoplancton hacia las capas iluminadas en la superficie del océano donde ocurre la fotosíntesis, promoviendo un incremento de la producción primaria.

Una de las maneras de identificar la presencia de ondas internas en un cuerpo de agua, es el uso de imágenes de satélite (Garret y Munk, 1979). En este caso, se obtuvo la imagen de satélite para la Bahía de la Paz (mayo de 2001) de Global Ocean Associates (Fig. 18). La imagen cubre un área aproximada de 60 km por 60 km y muestra la propagación de ondas internas desde Boca Grande hacia el interior de la bahía, abarcando casi su totalidad.

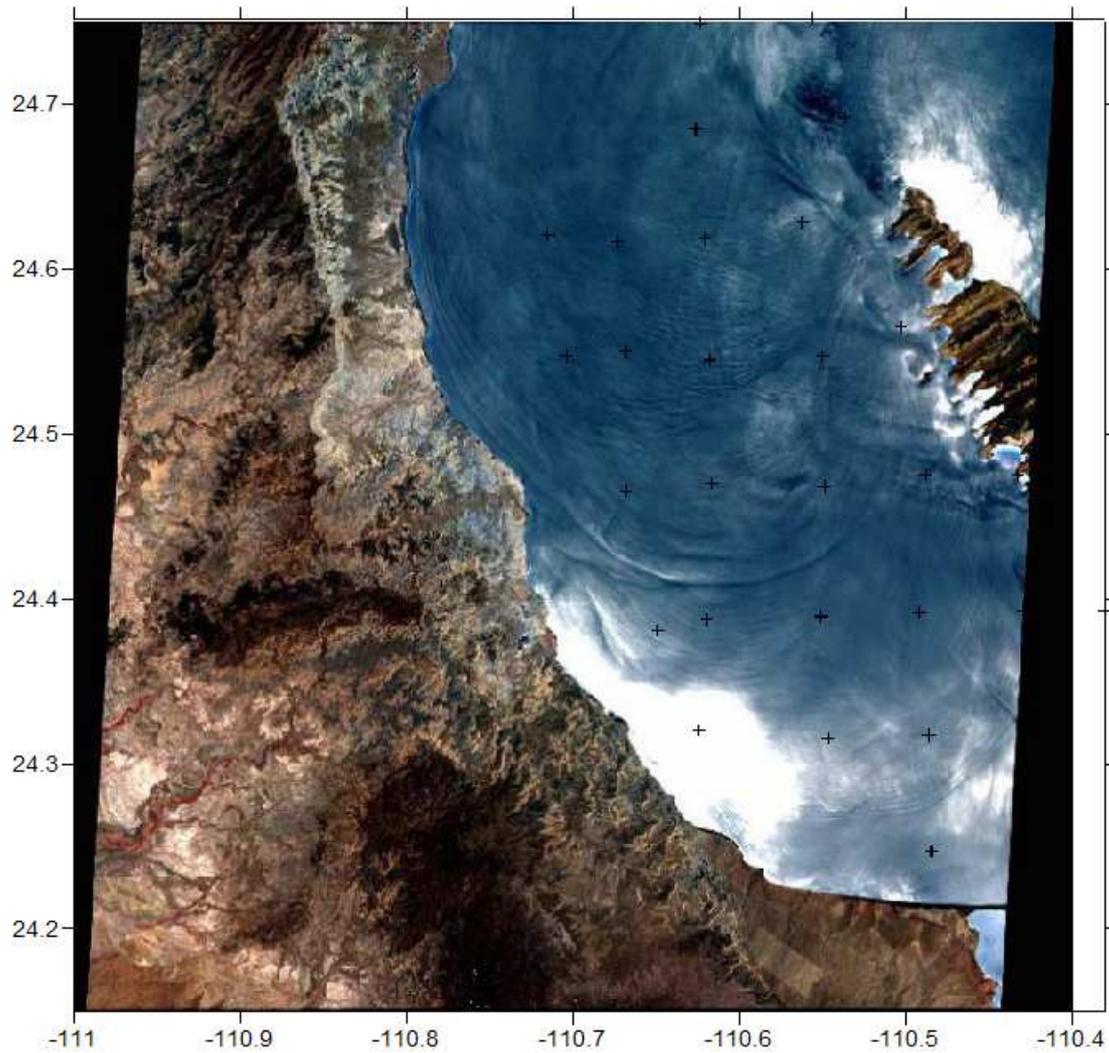
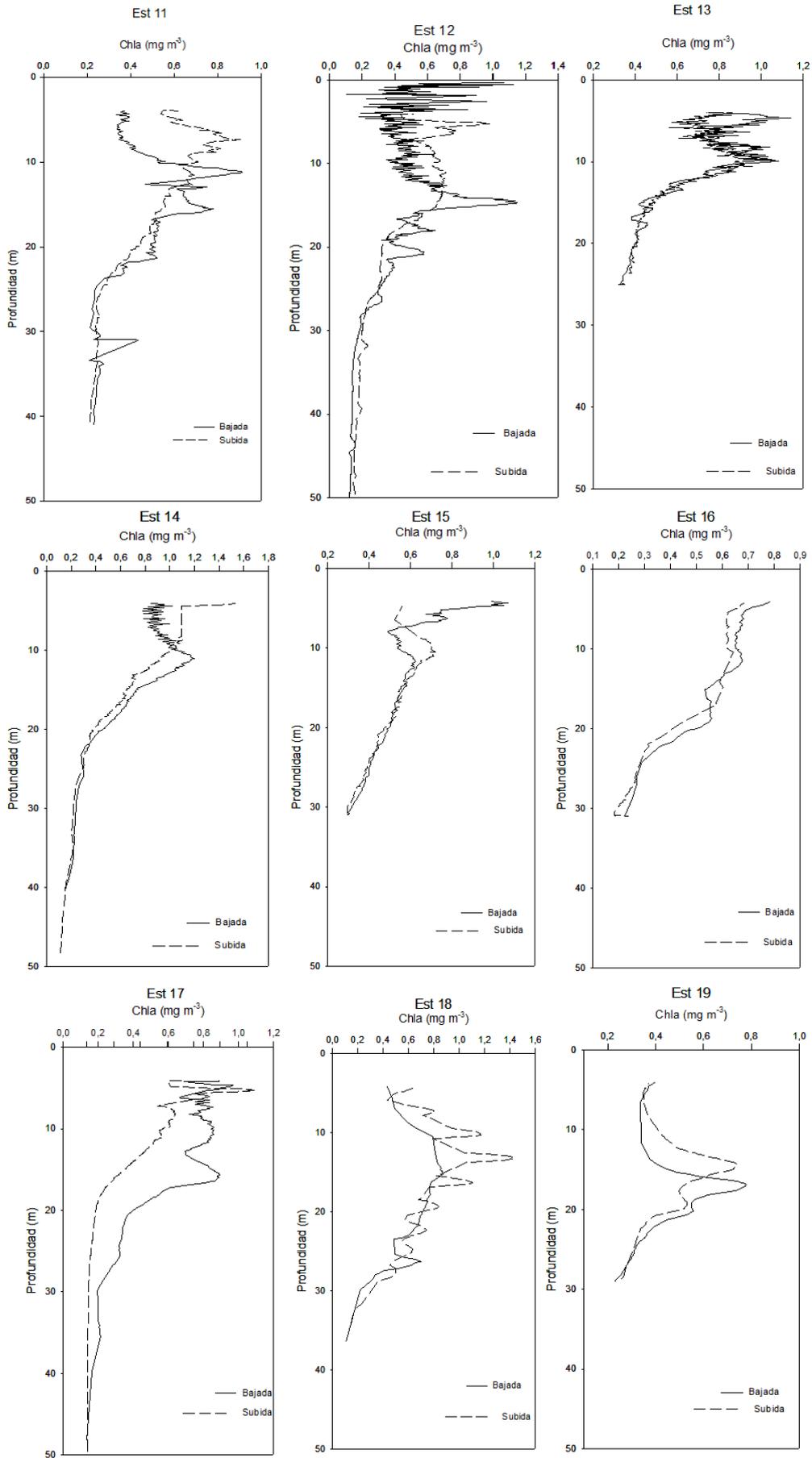
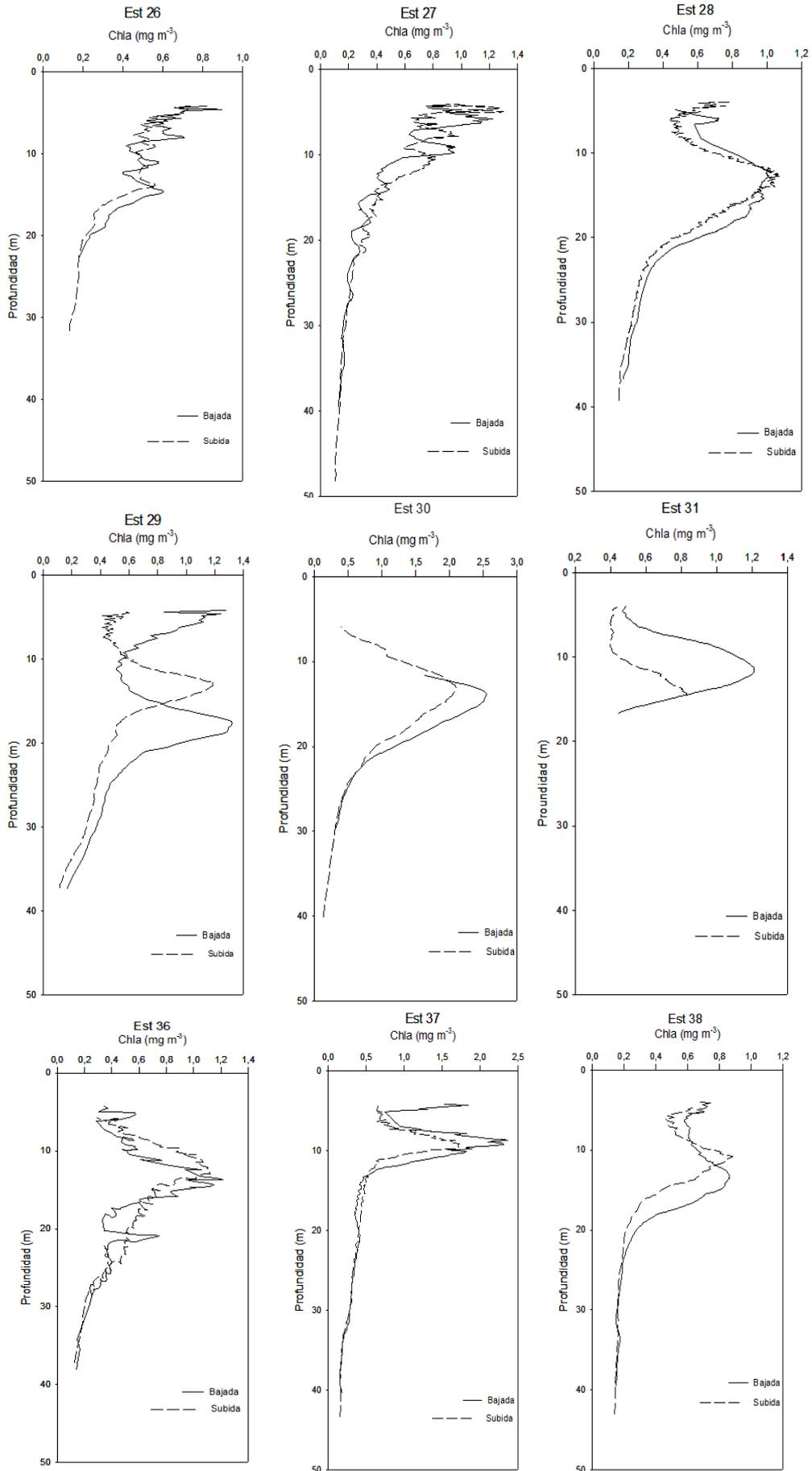


Figura 18. Ondas internas en la Bahía de la Paz (mayo de 2001) (Modificada de “An Atlas of internal solitary-like waves and their properties” de Global Ocean Associates)

Ondas internas y la distribución vertical de la Chla y de la temperatura

Con la finalidad de analizar la posible presencia de ondas internas en la zona durante el periodo de muestreo, se graficaron en un solo perfil los registros tanto de bajada como de subida del perfilador PNF-300. Los resultados se muestran en la figura 19.





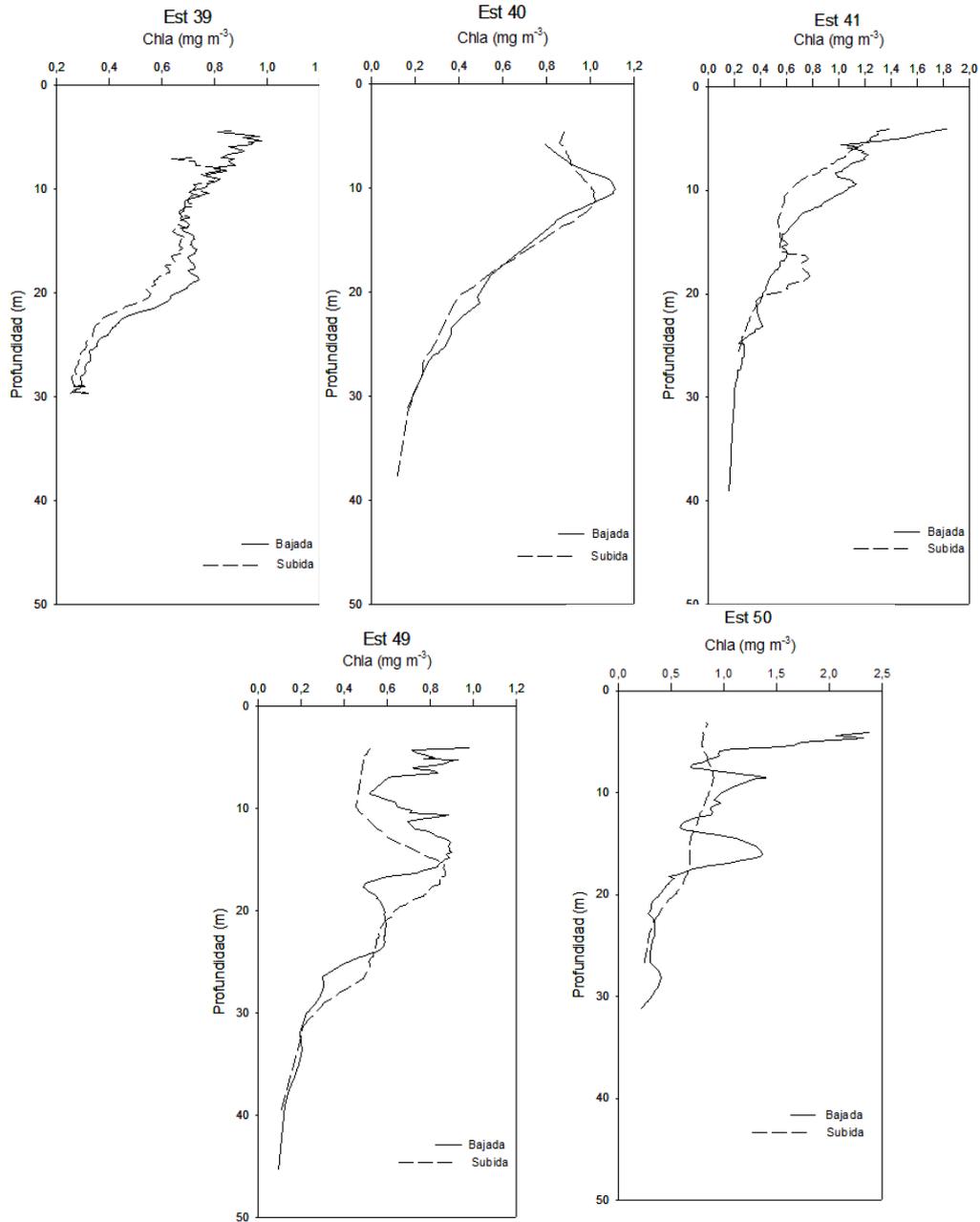
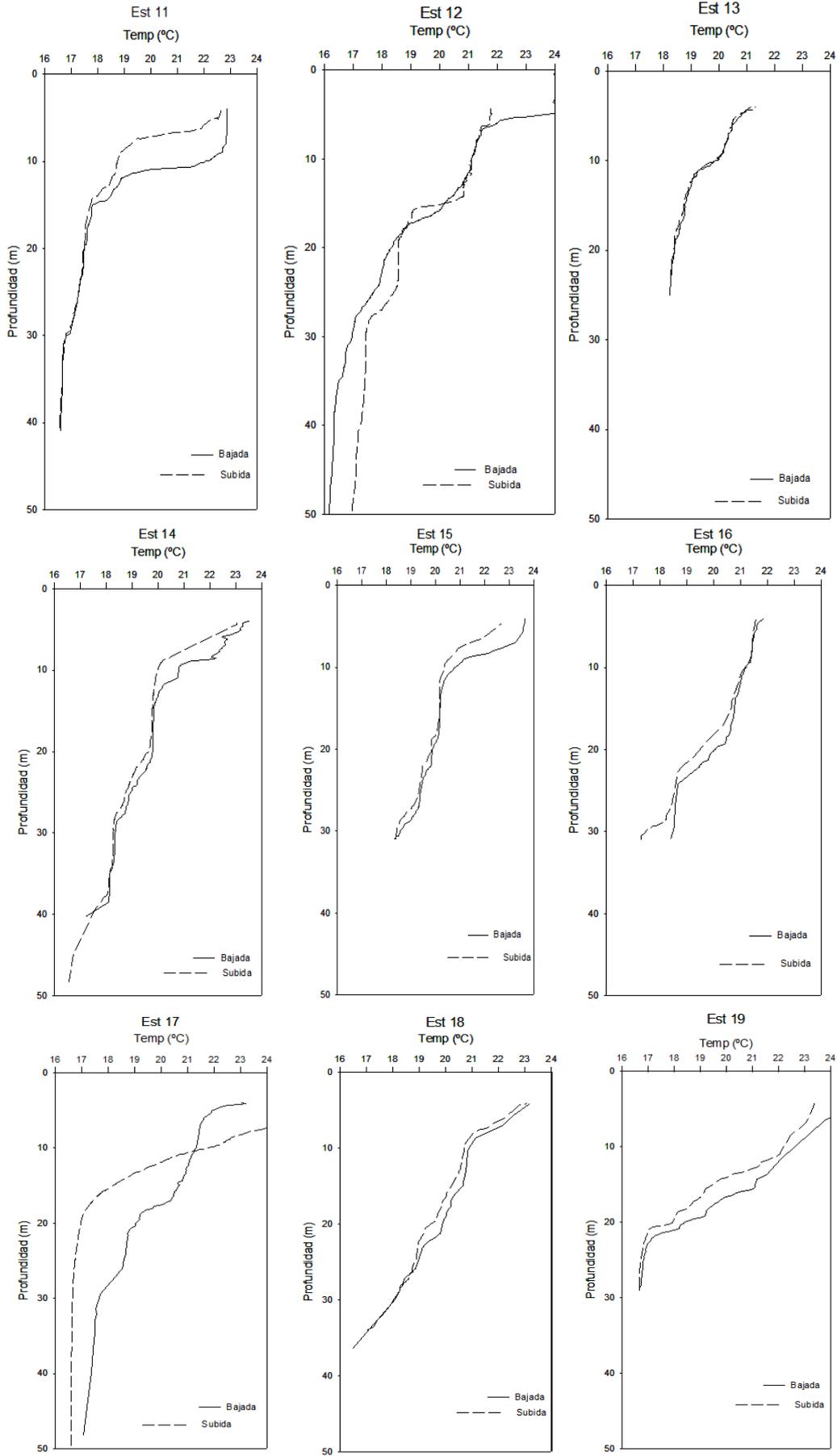
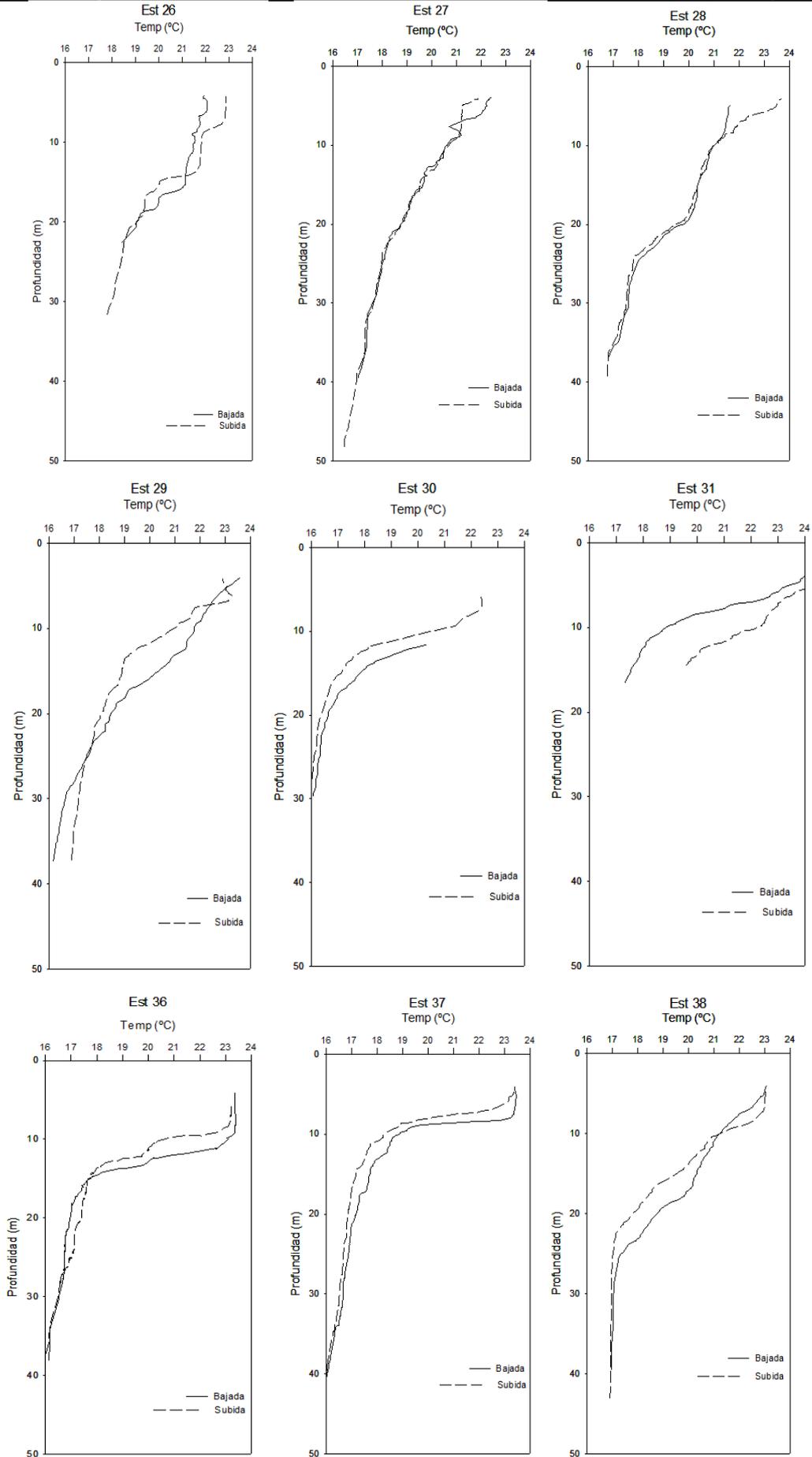


Figura 19. Perfiles de Chla en mg m^{-3} en junio de 2004.

Igualmente, con los datos de temperatura, obtenidos con el PNF-300, se graficó en un solo perfil el registro de bajada y subida con la finalidad de identificar si existe un desplazamiento de la termoclina entre cada uno de los registros (Fig. 20).





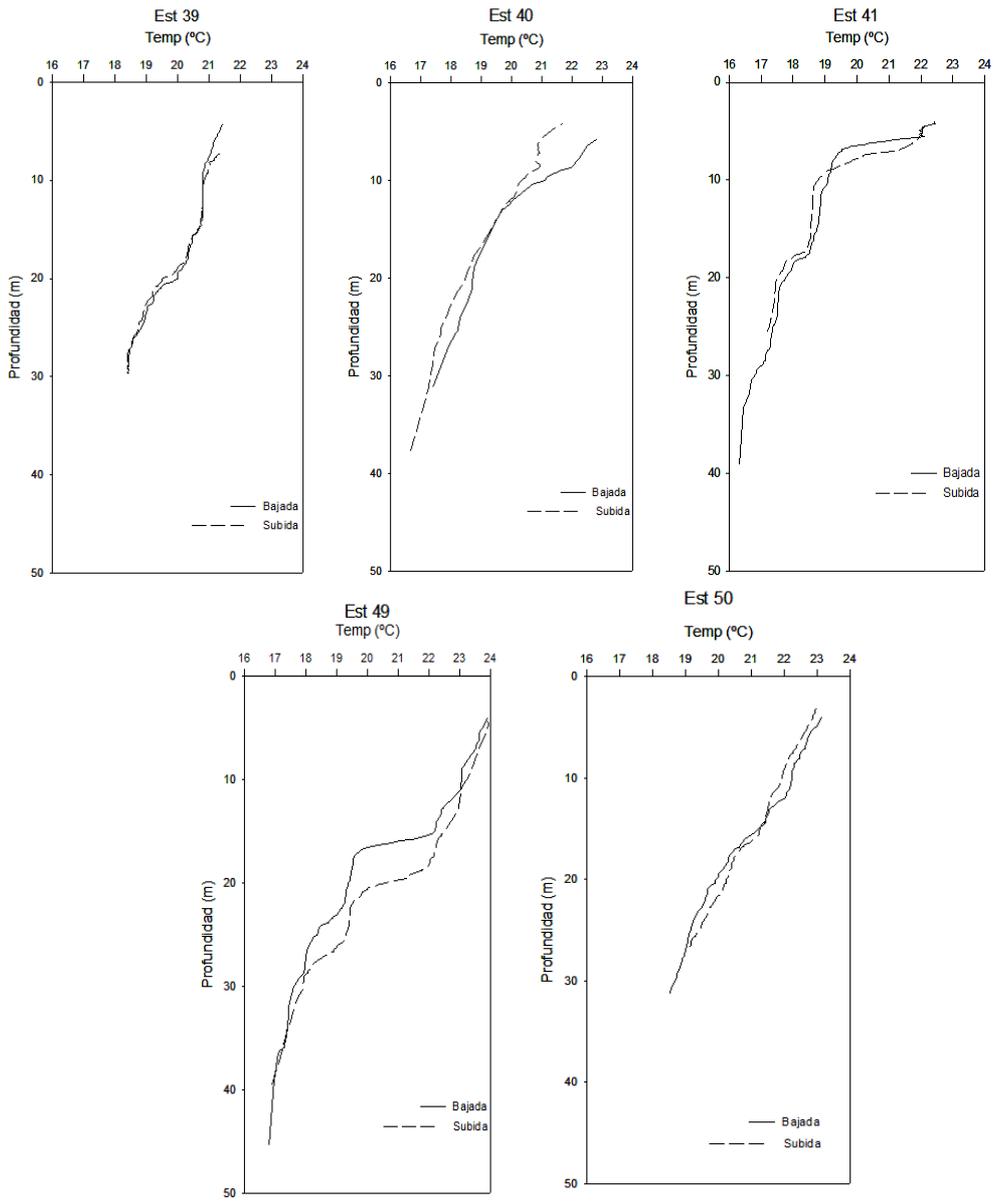


Figura 20. Perfiles de temperatura en junio de 2004.

La tabla 2 resume los valores de Chla durante el registro de bajada y de subida, así como, las diferencias entre cada registro, se marca en negritas las diferencias máximas.

Tabla 2. Valores de Chla (junio de 2004)

Estación	Máximo de Chla Bajada		Máximo de Chla Subida		Diferencia		Tiempo transcurrido (min)
	valor (mg m ⁻³)	prof (m)	Valor (mg m ⁻³)	prof (m)	valor (mg m ⁻³)	prof (m)	
11	0.92	11.3	0.90	7.0	0.02	4.3	14
13	1.14	4.3	0.91	4.1	0.23	0.2	8
15	1.07	4.3	0.70	10.9	0.37	6.6	10
17	0.89	15.4	0.98	5.2	0.09	10.2	16
19	0.77	16.7	0.72	14.5	0.05	2.2	9
27	1.22	5.7	1.29	4.9	0.07	0.8	13
28	1.31	17.3	1.18	12.9	0.13	4.4	12
29	1.31	17.3	1.18	12.9	0.13	4.4	12
30	2.52	13.1	2.09	13.5	0.43	0.4	9
31	1.21	11.7	0.82	14.4	0.39	2.7	5
36	1.21	13.6	1.11	12.6	0.10	1.1	12
37	2.36	8.6	1.73	9.1	0.63	0.4	13
38	0.85	13.0	0.87	10.8	0.02	2.2	13
39	0.98	5.3	0.83	8.2	0.15	2.9	9
40	1.11	9.8	1.01	11.3	0.09	1.5	10
49	0.88	13.7	0.86	16.1	0.02	2.3	13

En todas las estaciones resulta evidente que existe una diferencia entre el registro de subida y el de bajada. En general, se observan marcados ascensos y descensos en la profundidad del máximo de la Chla durante el tiempo del muestreo.

La tabla 3 indica la profundidad a la que se presentó la termoclina durante el registro de bajada y de subida. En este caso, sólo se muestra la información de los perfiles en los que hubo mayor diferencia entre cada registro y se marca en negritas las diferencias máximas.

Tabla 3. Profundidad de la termoclina (junio de 2004)

Estación	Bajada Profundidad de la Termoclina (m)	Subida Profundidad de la Termoclina (m)	Diferencia (m)	Tiempo transcurrido (min)
11	10	8.1	1.9	14
14	9.1	8.7	0.4	16
15	7.9	7.5	0.4	10
17	16.7	14.4	2.3	16
26	15.6	13.8	1.8	7
30	11.6	11	0.6	9
36	10.7	8.6	2.1	12
37	8.4	7.3	1.1	13
38	17.3	8.5	8.8	13
48	19.8	23	3.2	14
49	16.4	20.3	3.9	15

En cuanto a la termoclina, se presenta el mismo patrón que el observado en los datos de clorofila; es decir, la profundidad de la termoclina muestra marcados ascensos y descensos. Esto conlleva a detectar perturbaciones ondulatorias dentro de la columna de agua que se están desplazando en forma vertical. Dichas perturbaciones sugieren el paso de ondas internas, las cuales modifican la estructura vertical de la columna de agua y originan un cambio en los registros tanto de la temperatura como de la clorofila. Tomando en cuenta la información presentada en la tabla anterior, se observa que la profundidad de la termoclina muestra diferencias que van desde los 0.4 m en las estaciones 14 y 15 hasta diferencias de 8.8 m en la estación 38. Además, es notable que en la mayoría de las estaciones, el máximo de clorofila (tabla 2) estuviera más profundo durante el registro de bajada y más somero durante la subida, e incluso, los valores de la misma se modificarán entre cada registro, esto sugiere el ascenso o descenso de organismos durante el paso de la onda lo cual origina que sean llevados a zonas mejor iluminadas en la columna de agua de acuerdo a lo mencionado por Evans *et al.*, 2008 y por Lennert y Franks, 2002.

Con el objeto de inferir los periodos de dichas ondas se analizaron los minutos transcurridos durante el registro de bajada y de subida del perfilador. Los resultados se muestran en la tabla 4.

Tabla 4. Tiempo total transcurrido entre registro de bajada y subida del perfilador

Estación	Profundidad del perfil (m)	Tiempo transcurrido (min)
11	41	14
12	60	20
13	24	8
14	50	16
15	30	10
16	30	10
17	50	16
18	34	11
19	29	9
26	22	7
27	39	13
28	36	12
29	37	12
30	29	9
31	16	5
36	38	12
37	40	13
38	39	13
39	29	9
40	31	10
41	39	13
49	45	15
50	31	10

De acuerdo a la tabla anterior, el tiempo promedio transcurrido entre los registros de bajada y subida es de 11 minutos; esto permite sugerir que las ondas internas presentes en el interior de la Bahía de la Paz son de periodo corto. De acuerdo a Roberts (1975) el periodo de este tipo de ondas puede ser desde 2.5 minutos hasta de 5 horas, sin embargo, las más comunes tienen periodos entre 5 y 20 minutos como los que sugieren las observaciones de este trabajo. Con respecto a la amplitud, las ondas internas de periodo corto pueden variar en un intervalo que va desde 0.2 a 40 m. Tomando en cuenta los desplazamientos verticales en los registros de la Chla y temperatura presentados

anteriormente se sugiere que las ondas internas encontradas en este trabajo están dentro de ese intervalo. A pesar de que no se cuentan con mediciones recientes, numerosas y precisas de ondas internas alrededor de la Península de Baja California, Lafond (1963) y Lafond y Lafond (1967) reportan periodos de ondas internas de entre 3 minutos a 4 horas con una amplitud de 1 a 12 metros; estos resultados son coincidentes con los encontrados en este trabajo

Una característica importante de las ondas internas de periodo corto es que tienden a propagarse en forma de “paquetes o trenes” (Ivanov *et al.*, 1969); de acuerdo a la figura 18 se identifica que la propagación de las mismas se presenta de esa forma iniciando por la región de Boca Grande. Al respecto, se ha mencionado que los principales mecanismos de generación de este tipo de ondas son la presencia de montañas submarinas, umbrales y cambios en la topografía de fondo (Reid, 1962). En este trabajo se propone que el mecanismo generador de estas ondas es la presencia del umbral presente en la Boca Grande de la bahía.

Si bien es cierto que los resultados presentados anteriormente no permiten concluir la presencia de ondas internas en el interior de la bahía, las perturbaciones mostradas sugieren, en gran medida, la presencia de las mismas. Estas diferencias tan marcadas no pueden ser producto de la deriva o cabeceo del buque.

Históricamente se ha empleado el uso de termistores, datos de temperatura-salinidad y otras herramientas para identificar la presencia de ondas internas en un cuerpo de agua, sin embargo, en este trabajo se muestra una aproximación de cómo a partir de datos derivados de procesos biológicos se pueden inferir procesos físicos a diferente escala, en este caso de ondas internas de periodo corto.

El efecto que este tipo de procesos físicos tiene sobre la distribución de la Chla ha sido analizado por diversos autores. Kahru (1983), usó un modelo para investigar la interacción entre las ondas internas y la biomasa fitopláctica en el Mar Báltico; este autor

reporta que el paso de ondas internas genera un desplazamiento vertical en o cerca de la zona eufótica, lo que modifica la disponibilidad de luz y nutrimentos para los productores primarios. Sangra *et al.* (2001), evidenciaron la mezcla que genera la formación de ondas internas en la región de la Isla de Gran Canaria y la intermitente elevación de nutrimentos hacia la zona eufótica con importantes efectos en la concentración de Chla; ellos postulan que la mezcla originada por las ondas internas es un mecanismo fundamental que contribuye al enriquecimiento biológico. En el Golfo de California, Gaxiola-Castro *et al.* (2002), analizaron el efecto de las ondas internas en la distribución de fitoplancton; reportan que las ondas internas cambiaron significativamente la columna de agua a profundidades mayores a 20 m. Las concentraciones de nutrimentos aumentaron hasta el doble y la concentración de la Chla aumentó hasta en un 40 % entre la superficie y el máximo profundo por efecto del paso de las ondas internas. Los resultados obtenidos en este trabajo muestran el posible efecto que la propagación de ondas internas de periodo corto tiene en la distribución vertical del fitoplancton llevándolo, probablemente, a diferentes zonas de la columna de agua.

CONCLUSIONES

Con base en los resultados obtenidos en este trabajo se concluye lo siguiente:

- Se encontró la presencia de tres masas de agua en el interior de la bahía (Agua del Golfo de California, Agua Ecuatorial Superficial y Agua Subtropical Subsuperficial). Su distribución vertical mostró que los primeros 50 metros de la columna de agua estuvieron ocupados por agua muy caliente y salina con características del Agua del Golfo de California; por debajo de ésta se encontró al Agua Ecuatorial Superficial y al Agua Subtropical Subsuperficial.
- De acuerdo al índice de Simpson-Hunter, se encontró una columna de agua estratificada en la parte central y norte con valores por arriba de los 150 Jm^{-3} . La parte sur de la bahía y la parte cercana a la costa presentaron los valores menores de este índice.
- Se observó la presencia de un giro ciclónico subsuperficial a una profundidad de 58 metros en la parte central de la bahía. No se encontraron elementos para reportar la presencia de giros anticiclónicos.
- La distribución horizontal de la Chla mostró que las máximas concentraciones se presentaron en la parte central de la Bahía en coincidencia del giro ciclónico reportado lo cual confirma la importancia de este proceso hidrodinámico.

- La distribución vertical de la Chla mostró que la mayor concentración se encuentra localizada en una capa de aproximadamente 10 metros a una profundidad entre 10 y 20 metros.
- Con base en las concentraciones máximas de Chla encontradas en este trabajo (0.66-2.53 mg m⁻³) se cuestiona el carácter oligotrófico que se le ha atribuido a la bahía y se propone como una región altamente productiva. Incluso, dichas concentraciones pueden ser comparadas con otros ambientes altamente productivos como algunas zonas de surgencias.
- Se muestra evidencia de la posible propagación de ondas internas de periodo corto en el interior de la bahía a partir de la información generada con el PNF-300.
- Los resultados obtenidos en este trabajo muestran la aplicabilidad y bondades del método de fluorescencia natural. Asimismo, se muestra una primera aproximación de cómo a partir de datos derivados de procesos biológicos, se pueden inferir algunos procesos hidrodinámicos.
- La información presentada en este trabajo respalda lo previamente reportado para la Bahía de la Paz en la misma época. Asimismo, este trabajo colabora y enriquece la información acerca de esta región.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Álvarez, A. y A. Molina. 1986. Aspectos paleoceanográficos cuaternarios del Golfo de California evidenciados por conjunto de radiolarios. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. UNAM* 13(2): 67-94.
- Álvarez, S. y G. Gaxiola-Castro. 1988. Photosynthetic parameters of the northern Gulf of California phytoplankton. *Continental Shelf Research* 8(1): 37-47.
- Arístegui, J., Tett, A., Hernández, G., Basterretxea, M., Montero, K., Wild P., Sangra, E., Hernández-León, M., Cantón, J., García, M., Pacheco, E. y D. Barton. 1997. The influence of island-generated eddies on chlorophyll distribution: a study of mesoscale variation around Gran Canaria. *Deep-Sea Research* 44: 71-96.
- Castro, R., Mascarenhas, A., Durazo R. y C. Collins. 2000. Seasonal variation of the temperature and salinity at the entrance to the Gulf of California, México. *Ciencias Marinas* 26(4): 561-583.
- Cervantes-Duarte, R., Verdugo, G. y J.E. Valdez. 2005. Modelo estacional de producción primaria estimada mediante fluorescencia natural en una región costera del Golfo de California, México. *Hidrobiológica* 15 (1): 79-87.
- Chamberlain, W., Booth, C., Kiefer, D., Morrow, J. y R. Murphy. 1990. Evidence for a simple relationship between natural fluorescence, photosynthesis and chlorophyll in the sea. *Deep-Sea Research* 37 (6):951-973.
- Colling, A. 2001. *Ocean circulation*. The Open University. 2da Ed. England.
- Cowles, T. J, Desiderio R.A. y S. Neuer, 1993. *In situ* characterization of phytoplankton from vertical profiles of fluorescence emission spectra. *Marine Biology*, 115: 217-222.
- Cullen, J.J. 1982. The deep chlorophyll maximum: comparing vertical profiles of chlorophyll a. *Canadian Journal of Aquatic Science* 39: 791-803.

- De Silva-Davila, R. 1997. *Abundancia y distribución de eufásidos y producción larvaria de Nyctiphanes simplex (Hanes), en la Bahía de la Paz, B.C.S.* Tesis de Maestría. CICIMAR-IPN, México. 157 p.
- Evans, M., MacIntyre, S. y G. Kling. 2008. Internal wave effects on photosynthesis: experiments, theory and modelling. *Limnology and Oceanography* 53(1): 339-353.
- Falkowski, P. 1988. Ocean productivity from space. *Nature* 335: 205.
- Fofonoff, N. y Jr. Millard. 1983. *Algorithms for computations of fundamental properties of seawater*. UNESCO 44, 53p.
- Gallagher, S.M., Yamazaki, H. y C. Davis. 2004. Contribution of fine-scale vertical structure and swimming behaviour to formation of plankton layers on George Bank. *Marine Ecology Progress Series* 267: 27-43.
- Gárate, I. y A. Martínez. 1997. Red tides of the protozoan *Mesodinium rubrum* (Lohmann) Kahk in Bahía de la Paz. *Boletín No. 53*, CICIMAR-IPN.
- Garrett, C. y W. Munk. 1979. Internal waves in the ocean. *Annual Review of Fluid Mechanics* 11: 339-369.
- Gaxiola-Castro, G. 1994. *Efectos de algunos procesos físicos sobre la fisiología y productividad del fitoplancton marino*. Tesis Doctoral CICESE, México, 145p.
- Gaxiola-Castro, G., García, J., Valdez, J. y M. Botello. 1995. Spatial distribution of chlorophyll a and primary productivity in relation to winter physical structure in the Gulf of California. *Continental Shelf Research* 15(9): 1043-1059.
- Gaxiola-Castro, G., Álvarez, S., Najera, S. y A. Zirino. 2002. Efecto de las ondas internas en el fitoplancton del Golfo de California. *Ciencias Marinas* 28(3): 297-309.
- Gendrop-Funes, V., Acosta, M. y R. Schwartzlose. 1978. Distribución horizontal de clorofila a durante la primavera en la parte norte del Golfo de California. *Ciencias Marinas* 5: 126-134.

- Herbland, A. y B. Voituriez. 1979. Hydrological structure analysis for estimating the primary production in the Atlantic Ocean. *Journal of Marine Research* 31 (1): 87-101.
- Hernández-Becerril, D.U. 1987. Vertical distribution of Phytoplankton in the central and Northern part of the Gulf of California (June 1982). *Marine Ecology* 8(3): 237-251.
- Hernández-Becerril, D.U., García-Reséndiz, J., Salas de León, D., Monreal-Gómez, M.A., Signoret, M. y J. Aldeco. 2008. Nanoplankton fraction in the phytoplankton structure in the southern Gulf of Mexico (April 2000). *Ciencias Marinas* 34(1): 77-90.
- Ivanov, Y., Smirnov, A., Tareev, A. y B. Filyushkin. 1969. Experimental investigation of temperature fluctuations in the sea in the range of frequencies of internal gravity waves. *Izvestiya atmospheric and oceanic physics* 5(4): 230-235.
- Jeffrey, S. y G. Humphrey. 1975. New spectrophotometric equations for determining chlorophylls a, b, c1 and c2 in higher plants. *Physiologic Pflanz* 167:191-194.
- Jiménez-Illescas, A., Obeso-Nieblas, M., Alatorre, D., Troyo, D. y E. García. 1994. Hidrología de la Bahía de La Paz. *Oceanología* 1(2): 115-131.
- Jiménez-Illescas A. 1996. *Análisis de procesos barotrópicos y baroclínicos en la Bahía de La Paz, B.C.S.* Tesis de Doctorado. UNAM. 212 p.
- Jiménez-Illescas, A., Obeso-Nieblas, M. y D. Salas de León. 1997. *Oceanografía física de la Bahía de La Paz, B.C.S.* En: Urbán R y M. Ramírez (Eds). *La Bahía de La Paz, investigación y conservación*. UABCS-CICIMAR-SCRIPPS, 345 pp.
- Jyothibabu, R., Asha Devi, C., Madhu, N., Sabu, P., Jayalakshmy, K., Jacob, J., Habeebrehman, H., Prabhakaran, M., Balasubramanian, T. y K. Nair. 2008. The response of microzooplankton (2-20 μm) to coastal upwelling and summer

- stratification in the southeastern Arabian Sea. *Continental Shelf Research* 28:653-671.
- Kahru, M. 1983. Phytoplankton patchiness generated by long internal waves: a model. *Marine Ecology Progress Series* 10: 111-117.
 - Kamykowski, D. 1974. Possible interactions between phytoplankton and semidiurnal internal tides. *Journal of Marine Research* 32: 67-89.
 - Kiefer, D. y W. Chamberlain. 1989. Natural fluorescence of chlorophyll a: relationship to photosynthesis and chlorophyll concentration in the western South Pacific gyre. *Limnology and Oceanography*, 35 (5): 868-888.
 - Kirk, J. 1983. *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. Cambridge University Press, Cambridge, 401 pp.
 - Klausmeier, C. y E. Litchman. 2001. Algal games: the vertical distribution of phytoplankton in poorly mixed water columns. *Limnology and Oceanography* 46: 1998-2007.
 - Klausmeier, C., Litchman, E., Daufresne, T. y S. Levin. 2004. Optimal nitrogen to phosphorus stoichiometry of phytoplankton. *Nature* 429: 171-174.
 - Koblentz-Mishke, O. y V.I. Vedernikov. 1977. *Primary Production*. En: Vinogradov, M.E. (Ed.) *Oceanology* 2. Biological Productivity, Nauka, Moscú, 399pp.
 - Kristiansen, S. y M.T. Schaanning. 2002. Denitrification in the water column of an intermittently anoxic fjord. *Hydrobiologia* 469(1-3): 77-86.
 - Lafond, E. 1963. Detailed temperature structure of the sea off Baja California. *Limnology and Oceanography* 8(4): 417-425.
 - Lafond, E. y K. Lafond. 1967. Internal thermal structures in the ocean. *Journal of Hydronautics* 1(1): 48-53.

- Lambert, C.D., Bianchi T.S y P.H. Santschi. 1999. Cross-shelf changes in phytoplankton community composition in the Gulf of Mexico (Texas shelf/slope): use of plant pigments as biomarkers. *Continental Shelf Research* 19 (1): 1-21.
- Lavaniegos, B.E. y D. López. 1997. Fatty acid composition and community structure of plankton from de San Lorenzo channel, Gulf of California. *Estuarine Coastal and Shelf Science* 45: 845-854.
- Lavín, M.F., Beier, E. y A. Badan. 1997. *Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual*. En: M.F. Lavín (Comp.) *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*. Monografía No.3. Unión Geofísica Mexicana, 141-171 pp.
- Lennert, C.E. y P.J. Franks. 2002. Fluorescence patches in high-frequency internal waves. *Marine Ecology Progress. Ser.* 235: 29-42.
- Li, X., Clemente P. y K. Friedman. 2000. Estimating oceanic mixed layer depth from internal wave evolution observed from Radarsat-1 SAR. *Johns Hopkins APL technical digest* 21(1): 130-135.
- Lohrenz, S.E., Fahnenstiel, G.L., Redalje, D.G., Lang, A.G., Dagg, M.G., Withledge, T.E. y Q. Dortch. 1999. Nutrients, irradiance and mixing as factor regulating primary production in costal waters impacted by the Mississippi river plume. *Continental Shelf Research* 19: 1113-1142.
- Longhurst, A. y W. Harrison. 1989. The biological pump: profiles of plankton production and consumption in the upper ocean. *Progress in Oceanography* 22: 47-123.
- López-Verdín, H. 1999. *Variabilidad de la productividad orgánica primaria en el Golfo de California*. Tesis de licenciatura en Química. Universidad de Sonora. 80 p.
- Lorenzen, C, J. 1966. A method for continuous measurement of *in vivo* chlorophyll concentration. *Deep Sea Research* 13: 223-227.

- MacIntyre, S. y R. Jellison. 2001. Nutrient fluxes from upwelling and enhanced turbulence at the top of the pycnocline in Mono Lake, California. *Hydrobiologia* 466: 13-29.
- Mann, K. y J. Lazier. 1991. *Dynamics of marine ecosystems, biological-physical interactions in the oceans*. Blackwell Scientific Publications, 466 pp.
- Margalef, R. 1978. Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment. *Oceanologica Acta* 1: 493-509.
- Martínez-López, A., Cervantes-Duarte R., Reyes-Salinas, A. y J. Valdez. 2001. Cambio estacional de clorofila a en la Bahía de La Paz, B.C.S., México. *Hidrobiológica* 11 (1): 45-52.
- Marty, J., Garcia, N. y P. Raimbault. 2008. Phytoplankton dynamics and primary production under late summer conditions in the NW Mediterranean Sea. *Deep-Sea Research* 55:1131-1149.
- Mattias-Green, J., Simpson, J., Legg, S. y M. Palmer. 2008. Internal waves, baroclinic energy fluxes and mixing at the European shelf Edge. *Continental Shelf Research* 28: 937-950.
- Merino-Ibarra, M. 1992. *Afloramiento en la plataforma de Yucatán: estructura y función*. Tesis de Doctorado. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM. México. 248 pp.
- Mojica-Ramírez, E. 2008. *Estructura del zooplancton de la Bahía de la Paz, B.C.S. y su relación con la hidrografía durante el verano del 2004*. Tesis de Maestría. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM. México. 74 pp.
- Molina-Cruz, A., Pérez-Cruz, L. y M. A. Monreal-Gómez. 2002. Laminated sediments in the Bay of La Paz, Gulf of California: A depositional cycle regulated by pluvial flux. *Sedimentology* 49: 1401-1410.

- Monreal-Gómez, M.A., Molina-Cruz A. y D. Salas de León. 2001. Water masses and cyclonic circulation in Bay of La Paz, Gulf of California, during June 1998. *Journal of Marine Systems* 30(3):305-315.
- Muggli, D., Lecourt, M. y P. Harrison. 1996. Effects of iron and nitrogen source on the sinking rate, physiology and metal composition of an oceanic diatom from the subarctic Pacific. *Marine Ecology Progress Series* 132: 215-227.
- Nava, E. 1997. *Modern fan delta of the west coast of the Gulf of California, Mexico*. Ph. D. thesis. University Southern California. 221 p
- New, A. 1998. Internal tidal mixing in the Bay of Biscay. *Deep Sea Research* 35:691-697.
- Obeso-Nieblas, M., Jiménez, A. y S. Diéguez. 1993. Modelación de la marea en la Bahía de la Paz, B.C.S. *Investigaciones Marinas de CICIMAR* 8(1): 15-21.
- Obeso-Nieblas, M., Gaviño, J., Jiménez-Illescas, A. y B. Shirasago. 2002. Simulación numérica de la circulación por marea y viento del noroeste y sur en la Bahía de La Paz, B.C.S. *Oceánides* 17(1): 1-12.
- Obeso-Nieblas, M., Shirasago, B., Sánchez-Velasco, L. y J. Graviño. 2004. Hydrographic variability in Bahia de la Paz, B.C.S., Mexico, during the 1997-1998 El Niño. *Deep-Sea Research II* 51: 689-710
- Onituska, G., Morimoto, A., Takikawa, T., Watanabe, A., Moku, M., Yoshikawa, Y. y T. Yanagi. 2009. Enhanced chlorophyll associated with island-induced cyclonic eddies in the Eastern channel of the Tsushima Straits. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 81: 401-408.
- Pringle, J.M. y K. Riser. 2003. Remotely forced nearshore upwelling in southern California. *Journal of Geophysical Research-Oceans* 108: 3131.
- Redfield, A.C. 1958. The biological control of chemical factors in the environment. *American Scientist* 46: 205-221.

- Reid, J. 1962. Observations of inertial rotation and internal waves. *Deep Sea Research* 9: 283-289.
- Reyes-Salinas, A., Cervantes-Duarte, R., Morales, R. y J. Valdez. 2003. Variabilidad estacional de la productividad primaria y su relación con la estratificación vertical en la Bahía de la Paz, BCS. *Hidrobiológica* 13(2): 103-110.
- Roberts, J. 1975. *Internal gravity waves in the ocean*. Marcel Dekker Inc, vol. 2. Nueva York, 274 pp.
- Robinson, I.S. 1981. Tidal vorticity and residual circulation. *Deep-Sea Research I* 28(3): 195-212.
- Roesler, C.S. y D.B. Chelton. 1987. Zooplankton variability in the California Current, 1951-1982. *CaLCOFI Reports* 28: 59-96.
- Saavedra-Rojas, N. 2003. *Estructura hidrográfica, nutrientes y pigmentos fotosintéticos de la Bahía de la Paz, Golfo de California, en febrero y noviembre del 2000*. Tesis de Maestría. Facultad de Ciencias. UNAM. 79p
- Salas de León, D.A., Monreal-Gómez, M.A., Signoret, M. y J. Aldeco. 2004. Anticyclonic-cyclonic eddies and their impact on near-surface chlorophyll stocks and oxygen supersaturation over the Campeche canyon, Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research* 119, C05012, doi: 10.1029/2002JC001614.
- Salinas-González, F., Zaytsev, O. y V. Makarov. 2003. Formación de la estructura termohalina del agua en la Bahía de la Paz de verano a otoño. *Ciencias Marinas* 29(1): 51-65.
- Sánchez-Velasco, L., Jiménez-Rosenberg, P., Shirasago, B. y M. Obeso-Nieblas. 2004. Distribution and abundance of fish larvae in Bahía de la Paz (Gulf of California) and their relation to hydrographic variability during summer (1997-1998). *Deep-Sea Research II* 51: 723-737.

- Sánchez-Velasco, L., Beier, E., Ávalos-García, C. y M.F. Lavín. 2006. Larval fish assemblages and geostrophic circulation in Bahía de la Paz and the surrounding region of the Gulf of California. *Journal of Plankton Research* 28(11): 1081-1098.
- Sangra, P., Basterretxea, G., Pelegri, J. y J. Arístegui. 2001. Chlorophyll increase due to internal waves on the shelf break of Gran Canaria (Canary Islands). *Scientia Marina* 65(1):89-97.
- Seitzinger, S. 1988. Denitrification in freshwater and coastal marine ecosystems: Ecological and geochemical significance. *Limnology and Oceanography* 33(4): 702-724.
- Signoret, M. y H. Santoyo. 1980. Aspectos ecológicos del plancton de la Bahía de La Paz, Baja California. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM* 7(2): 217-248.
- Signoret, M., Aldeco, J. y T. Barreiro. 2006. Variabilidad de perfiles de clorofila *a* obtenidos por fluorescencia natural en el oeste y centro del Golfo de México en junio de 1999. *Hidrobiológica* 16(3): 221-232.
- Silverberg, N., Aguirre, F., Aguíñiga, S. y N. Romero. 2006. Flujo vertical particulado en la cuenca Alfonso, Bahía de la Paz, durante 2002. *Ciencias Marinas* 32(1): 73-82.
- Simmons, H., Hallberg, R. y B. Arbic. 2004. Internal wave in a global baroclinic tidal model. *Deep-Sea Research II* 51:3043-3068.
- Simpson, J. y J.R. Hunter. 1974. Fronts in the Irish Sea. *Nature* 250: 404-406.
- Simpson, J., D.G. Huges y H. Morris. 1977. The relation of seasonal stratification to tidal mixing on the continental shelf. In: Angel, M. (Ed). A voyage to discovery. *Deep sea research Supplement*, 327-340 pp.

- Strom, S. y K. Fredrickson. 2008. Intense stratification leads to phytoplankton nutrient limitation and reduced microzooplankton grazing in the southeastern Bering Sea. *Deep-Sea Research II* 55: 1761-1774.
- Torres-Orozco, E. 1993. *Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California*. Tesis de Maestría. CICESE. Ensenada B.C., México.
- Tyrrell, T. 1999. The relative influences of nitrogen and phosphorus on oceanic primary production. *Nature* 400: 525-531.
- Warsh, C.E. y K.L. Warsh. 1971. Water interchange at the mouth of the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research* 76: 8098-8106.
- Warsh, C.E., Warsh, K.L. y R. Staley. 1973. Nutrients and water masses at the mouth of the Gulf of California. *Deep-Sea research* 20: 561-570.
- Zaytsev, O., Salinas, F. y S. Troyo. 1998. *Water dynamics and mixing Studies in the coastal zone of the Gulf of California*. Proceedings of Canadian Hydrographic Conference. Canadá. 267-276 pp.