

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA



U.A.B.C.

Facultad de Ciencias Marinas

**EFFECTO DE LA MEZCLA VERTICAL SOBRE LA DISTRIBUCION
DE FITOPLANCTON, NUTRIENTES Y CLOROFILA a EN DOS
REGIONES DEL GOLFO DE CALIFORNIA EN CONDICIONES DE
VERANO.**



TESIS

Que para obtener el grado de

MAESTRO EN CIENCIAS EN OCEANOGRAFIA COSTERA

presenta

MARIA DEL CARMEN CORTES LARA

Ensenada, Baja California, Abril de 1995

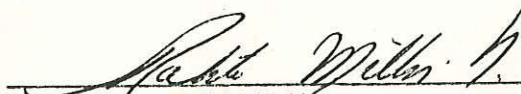
EFFECTO DE LA MEZCLA VERTICAL SOBRE LA DISTRIBUCION DE
FITOPLANCTON, NUTRIENTES Y CLOROFILA a EN DOS REGIONES DEL
GOLFO DE CALIFORNIA EN CONDICIONES DE VERANO

TESIS QUE PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRO EN CIENCIAS
PRESENTA:

MARIA DEL CARMEN CORTES LARA

APROBADA POR:


PRESIDENTE DEL JURADO
DR. SAUL ALVAREZ BORREGO


SINODAL
M.C. ROBERTO MILLAN NUÑEZ


SINODAL
M.C. RENE PINET PLASENCIA

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a la Facultad de Ciencias Marinas de la Universidad Autónoma de Baja California, las facilidades prestadas durante la realización de esta tesis, en la persona del Dr. Jorge de la Rosa V., director de la misma.

Mi mejor agradecimiento al Dr. Saúl Alvarez Borrego, director de tesis, quién muy generoso siempre con su tiempo, me dió grandes y valiosos consejos para poder desarrollar este trabajo. Gracias por todo su apoyo y excelente colaboración.

Especial agradecimiento al M.C. Salvador Galindo Bect, por su amabilidad y fino trato al permitirme usar los datos de las concentraciones de nutrientes del crucero De Steiguer-1990.

Debo reconocer la cooperación desinteresada y sumamente útil de varios amigos. Particularmente agradezco al Dr. Eduardo Santamaría del Angel la invitación a participar en el crucero De Steiguer-1990, asimismo, su incondicional ayuda e interés en la obtención de las muestras hidrológicas y procesamiento de datos.

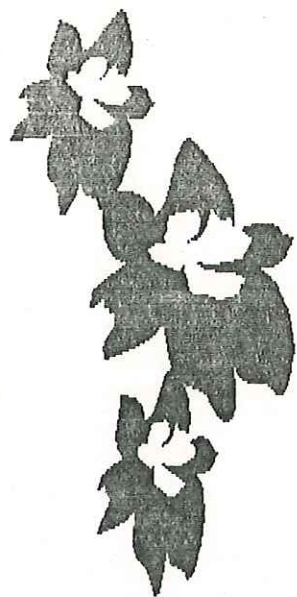
Hago extensivo mi agradecimiento al Oc. Martín Hernández Ayón por dedicada y agradable ayuda al enseñarme las técnicas necesarias para los análisis de nutrientes.

Como siempre la ayuda y el entusiasmo de mi compañero M.C. Amílcar Cupul fué fundamental para que pudiera concluir este trabajo. Agradezco su dedicación en el arreglo de las figuras y manuscrito para darle el presente formato.

También se extiende agradecimiento a los sinodales M.C. Roberto Millán Núñez y M.C. René Pinet Plasencia, por su atenta revisión y sugerencias hechas al manuscrito de esta tesis.

Finalmente y de manera muy especial mi agratitud al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por otorgarme la beca para realizar la maestría en la Facultad de Ciencias Marinas U.A.B.C.

A todos mi agradecimiento sincero.



A Mariana, mi pequeña bebita por ser la bendición
más grande de mi vida.

A los señores Agustín Cortés A. y Carmen L. de
Cortés, mis padres, con gratitud, admiración y
profundo cariño.

A mi hermano Gerardo Cortés L. también con
muchísimo cariño.

Con todo mi amor para Amilcar, por su gran
entusiasmo por ver terminado este trabajo.



INDICE

	página
I.- INTRODUCCION	1
II.- OBJETIVOS	7
III.- MATERIALES Y METODOS	8
IV.- AREA DE ESTUDIO	15
V.- RESULTADOS	24
V.1 Patrón de distribución de Nutrientes.	24
V.2 Patrón de distribución de Clorofila <u>a</u> .	41
V.3 Patrón de distribución de Fitoplancton (diatomeas, dinoflagelados, silicoflagelados, nanoflageladas).	48
VI.- DISCUSION	67
VII.- CONCLUSIONES	85
VIII.- REFERENCIAS	89

INDICE DE FIGURAS

		página
Figura 1	Localización de las estaciones de muestreo en el Golfo de California durante el Crucero De Steiguer (Julio-Agosto de 1990). Mostrando la posición de los transectos E(E1-E10), L(E1-L9) y M (M1-M8).	9
Figura 2	Predicción de la marea en Puerto Peñasco Sonora durante el período de muestreo.	11
Figura 3	Distribución vertical de nitratos (μM) en las estaciones del canal de Ballenas en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	26
Figura 4	Distribución vertical de nitritos (μM) en las estaciones del canal de Ballenas en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	27
Figura 5	Distribución vertical de fosfatos (μM) en las estaciones del canal de Ballenas en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	28
Figura 6	Distribución vertical de silicatos (μM) en las estaciones del canal de Ballenas en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	29
Figura 7	Distribución vertical de nitratos (μM) en las estaciones del canal de San Esteban en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	32
Figura 8	Distribución vertical de nitritos (μM) en las estaciones del canal de San Esteban en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	33
Figura 9	Distribución vertical de fosfatos (μM) en las estaciones del canal de San Esteban en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	34

Figura 10	Distribución vertical de silicatos (μM) en las estaciones del canal de San Esteban en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	35
Figura 11	Distribución vertical de nitratos (μM) en las estaciones de la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	37
Figura 12	Distribución vertical de nitritos (μM) en las estaciones de la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	38
Figura 13	Distribución vertical de fosfatos (μM) en las estaciones de la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	39
Figura 14	Distribución vertical de silicatos (μM) en las estaciones de la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	40
Figura 15	Distribución vertical de clorofila <i>a</i> (mg.m^{-3}) en las estaciones del canal de Ballenas en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	42
Figura 16	Distribución vertical de clorofila <i>a</i> (mg.m^{-3}) en las estaciones del canal de San Esteban en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	43
Figura 17	Distribución vertical de clorofila <i>a</i> (mg.m^{-3}) en las estaciones de la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	44
Figura 18	Distribución vertical de la abundancia de diatomeas (Céls.l ⁻¹) en las estaciones del canal de Ballenas en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	50

Figura 19	Distribución vertical de la abundancia de dinoflagelados (Céls.l ¹) en las estaciones del canal de Ballenas en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	51
Figura 20	Distribución vertical de la abundancia de silicoflagelados (Céls.l ¹) en las estaciones del canal de Ballenas es en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	53
Figura 21	Distribución vertical de la abundancia de nanoflageladas (Céls.l ¹) en las estaciones del canal de Ballenas en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	54
Figura 22	Distribución vertical de la abundancia de diatomeas (Céls.l ¹) en las estaciones del canal de San Esteban en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	56
Figura 23	Distribución vertical de la abundancia de dinoflagelados (Céls.l ¹) en las estaciones del canal de San Esteban en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	57
Figura 24	Distribución vertical de la abundancia de silicoflagelados (Céls.l ¹) en las estaciones del canal de San Esteban en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	58
Figura 25	Distribución vertical de la abundancia de nanoflageladas (Céls.l ¹) en las estaciones del canal de San Esteban en mareas post-muertas y post-vivas. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	59
Figura 26	Distribución vertical de la abundancia de diatomeas (Céls.l ¹) en las estaciones de la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	61
Figura 27	Distribución vertical de la abundancia de dinoflagelados (Céls.l ¹) en las estaciones de la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	62

- Figura 28 Distribución vertical de la abundancia de silicoflagelados
(Céls.l⁻¹) en las estaciones de la Boca del Golfo de
California. Crucero De Steiguer (verano de 1990). 63
- Figura 29 Distribución vertical de la abundancia de nanoflageladas
(Céls.l⁻¹) en las estaciones de la Boca del Golfo de
California. Crucero De Steiguer (verano de 1990). 64

INDICE DE TABLAS

		página
Tabla I	Localización geográfica de las estaciones de muestreo en el Golfo de California y su profundidad máxima.	10
Tabla II	Intervalo de la concentración de nutrientes. Valores máximos y mínimos de NO_3 , NO_2 , PO_4 y SiO_2 en el canal de Ballenas, canal de San Esteban y región de la boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer-verano de 1990.	25
Tabla III	Concentraciones superficiales de nutrientes (NO_3 , NO_2 , PO_4 y SiO_2) en el Canal de Ballenas, Canal de San Esteban y región de la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer-verano de 1990.	31
Tabla IV	Concentraciones superficiales de clorofila <u>a</u> (mg.m^{-3}) en el Canal de Ballenas, Canal de San Esteban y región de la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer-verano de 1990.	46
Tabla V	Máximo de clorofila <u>a</u> (mg.m^{-3}) y su profundidad relativa en el Canal de Ballenas, Canal de San Esteban y región de la Boca del Golfo de California durante el crucero De Steiguer-verano de 1990.	47
Tabla VI	Intervalo de la abundancia de Fitoplancton (diatomeas, dinoflagelados, silicoflagelados y nanoflageladas). Valores máximos y mínimos en el canal de Ballenas, canal de San Esteban y región de la boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer-verano de 1990.	49
Tabla VII	Organismos más abundantes en el canal de Ballenas, Canal de San Esteban y región de la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer (verano de 1990).	66
Tabla VIII	Valores de clorofila <u>a</u> (mg.m^{-3}) estimados por diferentes autores para distintas regiones del Golfo de California	75

RESUMEN

En el verano de 1990, se realizó un crucero en el Golfo de California para observar la secuencia de mezcla turbulenta en mareas vivas y de estratificación en mareas muertas y las características hidrográficas de la columna de agua. El propósito de este trabajo es describir el cambio de la estabilidad de la columna de agua entre mareas post-muertas y mareas post-vivas, sobre la abundancia y distribución del fitoplancton (diatomeas, dinoflagelados, silicoflagelados y nanoflageladas), la concentración de nutrientes inorgánicos disueltos (NO_3 , NO_2 , PO_4 y SiO_2), y la concentración de clorofila *a* a lo largo de tres transectos. Los muestreos se realizaron en un área muy afectada por esta secuencia de eventos como es la región del umbral entre San Esteban y San Lorenzo y el canal de Ballenas, y en un área cercana a la Boca del Golfo en donde esta secuencia tiene efectos prácticamente nulos. En la región de las grandes islas los muestreos se diseñaron con la idea de visitar dos veces las mismas estaciones, una en mareas post-muertas y otra en mareas post-vivas. En general los resultados del crucero De Steiguer presentaron perfiles verticales típicos de verano cuyas características incluyen la presencia de una termoclina bien desarrollada aproximadamente a 100 metros de profundidad y relativamente bajas concentraciones de nutrientes para las aguas superficiales en mareas post-muertas y mareas post-vivas. La distribución vertical de los nutrientes en los canales de Ballenas y San Esteban fué irregular, aún a profundidades mayores de 500 metros. Una característica común, en todas las estaciones de muestreo fué la presencia de máximos subsuperficiales de clorofila *a*. En la región de las grandes islas se observaron importantes incrementos en la concentración de clorofila asociados a mareas post-vivas, como fué en la estación L6 del Canal de Ballenas, en donde los valores del máximo se enriquecieron 3.8 veces con relación a mareas post-muertas. El patrón vertical de distribución de la abundancia del fitoplancton en el canal de Ballenas y canal de San Esteban presentó importantes variaciones de los taxa entre los dois períodos de marea, en donde las diatomeas, dinoflagelados, silicoflagelados y nanoflageladas mostraron las mayores concentraciones de células por arriba de los 100 metros. En el evento de mezcla turbulenta no se presentó una distribución homogénea de los taxa a través de la columna de agua y se observó una muy marcada variabilidad del fitoplancton con la profundidad, caracterizada principalmente por grandes abundancias de células en la superficie. En este trabajo el grupo de las nanoflageladas se presentaron con grandes abundancias en todas las estaciones de muestreo tanto en mareas post-muertas como en post-vivas.

I. INTRODUCCION

En los sistemas acuáticos, la mezcla vertical de la columna de agua requiere de una fuente de energía física ó turbulencia, que proviene principalmente de las corrientes de marea, las surgencias y el forzamiento del viento sobre la superficie del agua. Se sabe que la variación espacial y temporal de alguna de estas fuentes induce a cambios en la distribución del fitoplancton, dado que de alguna manera contribuyen a la organización vertical de la columna de agua (Ignatiades, 1979; Margalef, 1978; Demers *et al.*, 1986).

Otros mecanismos posibles que pueden originar procesos turbulentos y de agitación en la columna de agua, son la presencia de saltos hidráulicos, la disipación de las ondas internas y el efecto de isla, los cuales también pueden contribuir en gran parte a la mezcla vertical del área, ya que propician la inestabilidad de la columna de agua (Mann y Lazier, 1991; y otros citados por ellos).

Por lo general, los procesos intensos de mezcla vertical se caracterizan por la inyección a la zona eufótica de aguas relativamente profundas de alto contenido de nutrientes disueltos (Pingree *et al.*, 1976; Webb y D'Elia, 1980; Demers y Legendre, 1979, 1981, 1982; Demers *et al.*, 1986; Marra *et al.*, 1990; Olaizola *et al.*, 1993). Estos pulsos son importantes para los ciclos de nutrientes y redistribución de organismos, y subsecuentemente pueden inducir a cambios en la abundancia y composición de especies de fitoplancton (Pingree *et al.*, 1976; Margalef, 1978; Webb y D'Elia, 1980; Falkowski, 1983; Levasseur *et al.*, 1984; Olaizola *et al.*, 1993).

Dentro de este contexto, los patrones de mezcla vertical pueden modificar significativamente la profundidad, magnitud y composición del máximo de clorofila (Holligan y Harbour, 1977; Demers y Legendre 1979, 1981, 1982; Olaizola *et al.*, 1993), así como la velocidad de crecimiento de las células, la captación de nutrientes, volumen celular y las tasas de productividad primaria (Savidge, 1981; Falkowski, 1983).

Cuando se discute el efecto de la estabilidad de la columna de agua sobre el fitoplancton, debe tenerse en cuenta que los efectos pueden ser tanto directos como indirectos, a través de la fluctuación de la luz y/o los nutrientes (Hass *et al.*, 1979; Demers *et al.*, 1986). Por lo tanto, la relación entre el movimiento vertical del agua y la velocidad de acoplamiento del fitoplancton a diferentes condiciones de luz-sombra y de nutrientes es primordial para la productividad del fitoplancton.

La estructura vertical de la columna de agua es de vital importancia, ya que controla un número de procesos asociados con la tasa de crecimiento y las tasas de pérdida de la comunidad de fitoplancton dentro de la capa de mezcla (Wasby y Reynolds, 1987; citado por Harris, 1986). Un ejemplo de lo anterior se observa en el estuario del río San Lorenzo, en donde se han reportado bajas capacidades fotosintéticas y bajo contenido de clorofila celular durante mareas vivas, debido al pobre estado fisiológico del fitoplancton al incrementar la mezcla vertical en mareas vivas, reduciendo el tiempo de residencia de las células en la zona eufótica (Demer *et al.*, 1979; Demers y Legendre, 1981; Demers y Legendre, 1982). De igual forma, Webb y D'Elia (1980) concluyeron que en un tributario

de la Bahía de Chesapeake los fenómenos de mezcla fuerte en mareas vivas tienen un efecto sustancial sobre la distribución del oxígeno disuelto y la concentración de nutrientes regenerados en el bentos.

La marea es la fuente principal de mezcla vertical en muchos ambientes costeros. La disipación de la energía de la marea causa cambios en la estabilidad vertical de la columna de agua, los cuales varían en un amplio intervalo de frecuencias, vg.: mensuales (M_m), quincenales (M_p) y semidiurnas (M_2). Por consiguiente, la respuesta de las células del fitoplancton a la mezcla vertical depende de su intensidad y persistencia (Demers *et al.*, 1986). En general, la mayoría de los trabajos de fitoplancton han tratado con los componentes semidiurnos y quincenales mostrando fuertes relaciones con los ciclos de estabilidad e inestabilidad de la columna de agua (Demer y Legendre, 1979, 1981, 1982; Winter *et al.*, 1975; Pingree *et al.*, 1976; Holligan y Harbour, 1977; Sinclair, 1978; Ignatiades, 1979; Hass *et al.*, 1979; Karydis y Moschopoulous, 1982; Santamaria-del-Angel y Millán-Núñez, 1991; Santamaria-del-Angel *et al.*, 1992).

Recientemente, los trabajos en la región de las grandes islas del Golfo de California (Paden *et al.*, 1991; Souza, 1991) también han revelado una fuerte relación entre la secuencia de mezcla turbulenta en mareas vivas y de estratificación en mareas muertas y las características hidrográficas de la columna de agua. Dichos procesos se presentan sobre el umbral entre isla San Esteban e isla San Lorenzo, en el canal de Ballenas y al norte de la isla Angel de la Guarda (Souza, 1991; Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). Se han llegado a reportar corrientes superficiales en el área del umbral de alrededor de 1.5 a

2.75 m·seg⁻¹ durante mareas vivas (Badán-Dangón, 1991; citado por Souza, 1991; Salas-Pérez, 1992).

En esta zona de las grandes islas (Angel de la Guarda y Tiburón), la transición entre estratificación relativamente débil y relativamente fuerte tiene una escala de días (Paden *et al*, 1991; Souza, 1991). Esta corta escala podría resultar apropiada para observar la relación que existe entre los procesos biológicos, químicos y la hidrografía del lugar, de tal forma que los cambios de mezcla en la columna de agua en escala de días, podrían explicar algo de la gran variabilidad del fitoplancton y pigmentos fotosintéticos, en el Golfo de California. La secuencia de las mareas debe tener un efecto más pronunciado en verano cuando la termoclina y nutriclina están más desarrolladas. Aunado a lo anterior, es importante mencionar que los datos de distribución de biomasa de fitoplancton en condiciones de verano son escasos en el Golfo de California. Tales estimaciones son muy importantes ya que los florecimientos de verano podrían contribuir significativamente a las estimaciones de productividad primaria anual del Golfo.

El propósito de este trabajo es describir el efecto del cambio de la estabilidad de la columna de agua entre mareas post-muertas y mareas post-vivas, sobre la abundancia y distribución del fitoplancton, concentración de nutrientes inorgánicos disueltos y concentración de clorofila *a*. Para propósitos de comparación entre dos situaciones extremas dentro del Golfo, se muestreó en verano en una área muy afectada por esta secuencia de eventos, la región del umbral entre San Esteban y San Lorenzo y el canal de

Ballenas, y una área donde esta secuencia tiene efectos prácticamente nulos, el área cercana a la boca del Golfo.

La primera área es altamente dinámica y presenta profundidades mayores de 1600 metros en el canal de Ballenas y de aproximadamente 550 metros en el canal de San Esteban (Alvarez-Borrego, 1983; Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). La configuración topográfica es muy irregular, dada por la presencia de una serie de cuencas, canales y umbrales que inducen a fuertes flujos de marea y facilitan la operación de fuerte mezcla sobre la estratificación profunda del océano, exhibiendo en condiciones de verano, una termoclina bien desarrollada. Estacionalmente se observan amplios intervalos de temperatura y salinidad y las más bajas temperaturas superficiales de todo el Golfo se encuentran aquí de manera persistente (Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). Al sur de esta zona hacia la cuenca de Guaymas, se han reportado abundancias de microfitoplancton hasta con valores mayores de 2×10^6 y 3×10^6 céls. $\cdot$ l $^{-1}$ en época de surgencias de la costa oriental del Golfo (Gylbert y Allen, 1943; Cortés-Lara, 1982).

La segunda zona se caracteriza por una configuración topográfica más regular con profundidades mayores de 3000 metros en su parte más profunda. En general, la región de la boca del Golfo de California tiene una distribución de las propiedades del agua similar a la del Pacífico Oriental Tropical (Alvarez-Borrego *et al.*, 1978) y posee una muy complicada estructura termohalina caracterizada por frentes, remolinos e intrusiones debido a la confluencia de tres masas de agua distintas (Alvarez-Sanchez *et al.*, 1978; Alvarez-Borrego, 1983; Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). Una característica común

en la boca del Golfo, es la presencia de regiones definidas de entrada y salida de agua, con cambios muy notables en espacio y tiempo (Alvarez-Sánchez *et al.*, 1978). En el verano también se observa una termoclina bien desarrollada con una diferencia de 16° C de la superficie a los 100 metros de profundidad. Pero a diferencia de la zona anterior, las amplitudes de marea son mucho menores. Esta región se caracteriza por tener las más bajas poblaciones de fitoplancton, y las más bajas concentraciones de clorofila y nutrientes del Golfo entero (Alvarez-Borrego, 1983; Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991).

II. OBJETIVOS

- 1) Describir la abundancia del fitoplancton (diatomeas, dinoflagelados, silicoflagelados y nanoflageladas) a lo largo de tres transectos muestreados en verano de 1990: dos de ellos en la región de las grandes islas, uno durante mareas post-muertas y otro durante mareas post-vivas, y uno en la región de la boca del Golfo de California.
- 2) Describir los patrones de distribución de nutrientes (nitratos, nitritos, fosfatos y silicatos) y clorofila a para los mismos transectos.
- 3) Hacer una comparación de la distribución de las variables anteriores entre la zona de las grandes islas y la boca del Golfo de California con el fin de contrastar una región con alta turbulencia por fenómenos asociados a las mareas con una zona de alta estratificación.

III. MATERIALES Y METODOS.

En verano de 1990, 10 de julio-10 de agosto, se realizó un crucero en el Golfo de California a bordo del B/O USNS De Steiguer del NOSC (Naval Ocean System Center de San Diego, California). Para el propósito del presente trabajo se muestrearon tres transectos (Fig. 1). En la Tabla I se presentan las posiciones geográficas y profundidades máximas a las que se realizaron las colectas.

Los perfiles verticales de temperatura y salinidad se generaron mediante batitermógrafos desechables (XBT's) y un CTD Neil Brown III B. El CTD estaba provisto de una roseta con 10 botellas Niskin de 7 litros de capacidad con las que se colectaron las muestras de agua de mar. Cada botella Niskin contaba con dos termómetros reversibles. El nivel del mar se tomó de los registros de marea de la estación del CICESE de Puerto Peñasco, Sonora (Fig.2) (Souza, 1991).

Los muestreos se hicieron en un total de 23 estaciones, 16 de ellas en la región de las islas y 7 en la región de la boca del Golfo de California. En cada estación se colectaron muestras a diferentes profundidades, para estimar la abundancia de fitoplancton, la concentración de nutrientes inorgánicos disueltos: nitratos (NO_3^-), nitritos (NO_2^-), fosfatos (PO_4^{3-}) y silicatos (SiO_2), y la concentración de clorofila a.

En la región de las grandes islas, los muestreos se diseñaron con la idea de visitar dos veces las mismas estaciones, una durante mareas post-muertas y otra en mareas post-vivas. Para ello, se planearon dos líneas de estaciones longitudinales que parten de

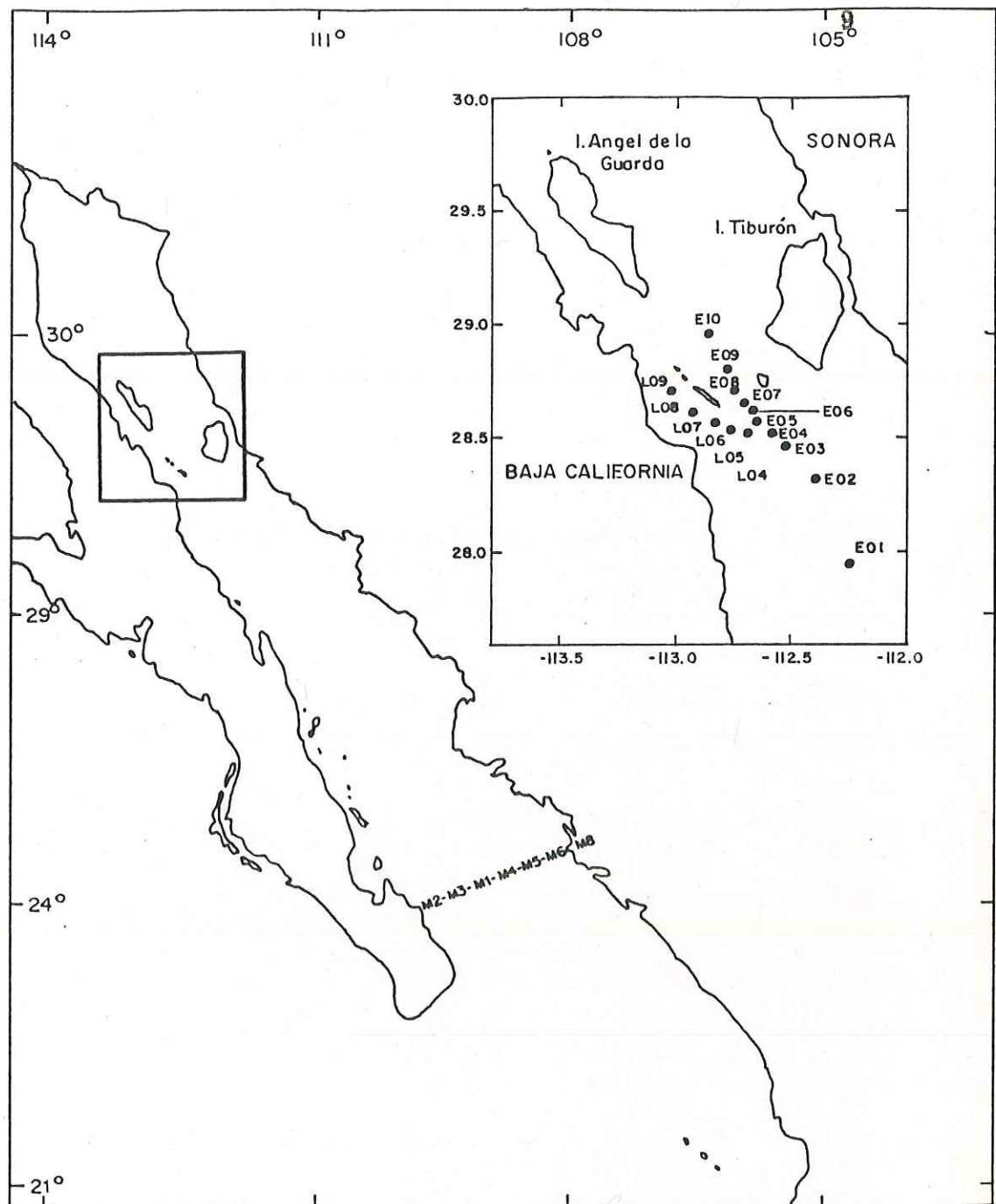


FIG. 1. LOCALIZACION DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO DEL CRUCERO DE -STEIGUER (VERANO DE 1990), GOLFO DE CALIFORNIA.

TABLA 1. LOCALIZACION GEOGRAFICA DE LAS ESTACIONES DE MUESTREO EN EL GOLFO DE CALIFORNIA. CRUCERO DE-STEIGUER (JULIO DE 1990).

MAREAS POST-MUERTAS

Estación de muestreo	Fecha	Prof.Max.CTD	Latitud N.	Longitud W
E-1	Julio/18/90	600	27° 55.2'	112° 13.1'
E-2	Julio/18/90	600	27° 19.5'	112° 21.4'
E-3	Julio/18/90	600	27° 26.0'	112° 31.5'
E-4	Julio/18/90	600	28° 32.3'	112° 35.5'
E-5	Julio/18/90	500	28° 35.5'	112° 39.9'
E-6	Julio/18/90	500	28° 38.0'	112° 41.5'
E-7	Julio/19/90	680	28° 43.0'	112° 45.6'
E-8	Julio/19/90	381	28° 47.9'	112° 47.2'
E-9	Julio/19/90	360	28° 56.0'	112° 52.0'
E-10	Julio/19/90	380	29° 05.6'	112° 55.3'
L-9	Julio/19/90	752	28° 41.0'	112° 01.0'
L-8	Julio/20/90	745	28° 37.5'	112° 55.8'
L-7	Julio/20/90	650	28° 32.9'	112° 50.6'
L-6	Julio/20/90	390	28° 29.8'	112° 45.9'
L-5	Julio/20/90	475	28° 27.9'	112° 36.9'
L-4	Julio/20/90	498	28° 29.1'	112° 34.3'

MAREAS POST-VIVAS

Estación de muestreo	Fecha	Profundidad máxima del CTD	Latitud N	Longitud W
E-1	Julio/25/90	1,000	27° 55.5'	112° 14.9'
E-2	Julio/25/90	600	27° 18.0'	112° 24.0'
E-3	Julio/25/90	767	27° 26.0'	112° 32.5'
E-4	Julio/24/90	450	28° 33.0'	112° 39.4'
E-5	Julio/24/90	588	28° 35.2'	112° 40.4'
E-6	Julio/24/90	692	28° 37.8'	112° 41.5'
E-7	Julio/24/90	446	28° 42.0'	112° 45.3'
E-8	Julio/24/90	415	28° 46.7'	112° 46.5'
E-9	Julio/24/90	373	28° 04.5'	112° 56.8'
E-10	Julio/24/90	388	29° 56.2'	112° 52.0'
L-9	Julio/25/90	600	28° 41.0'	112° 01.9'
L-8	Julio/25/90	755	28° 37.3'	112° 56.5'
L-7	Julio/25/90	755	28° 33.0'	112° 49.7'
L-6	Julio/25/90	650	28° 30.2'	112° 45.5'
L-5	Julio/25/90	125	28° 29.6'	112° 40.1'
L-4	Julio/24/90	619	28° 29.9'	112° 35.1'

REGION DE LA BOCA

Estación de muestreo	Fecha	Profundidad máxima del CTD	Latitud N	Longitud W
M-1	Julio/27/90	68	23° 34.0'	109° 08.0'
M-2	Julio/27/90	500	23° 39.9'	109° 09.4'
M-3	Julio/27/90	500	23° 45.6'	109° 09.4'
M-4	Julio/27/90	47	23° 53.1'	109° 01.2'
M-5	Julio/27/90	63	23° 05.1'	109° 43.3'
M-6	Agosto/01/90	40	23° 29.5'	109° 24.5'
M-8	Agosto/01/90	38	23° 13.6'	109° 09.3'

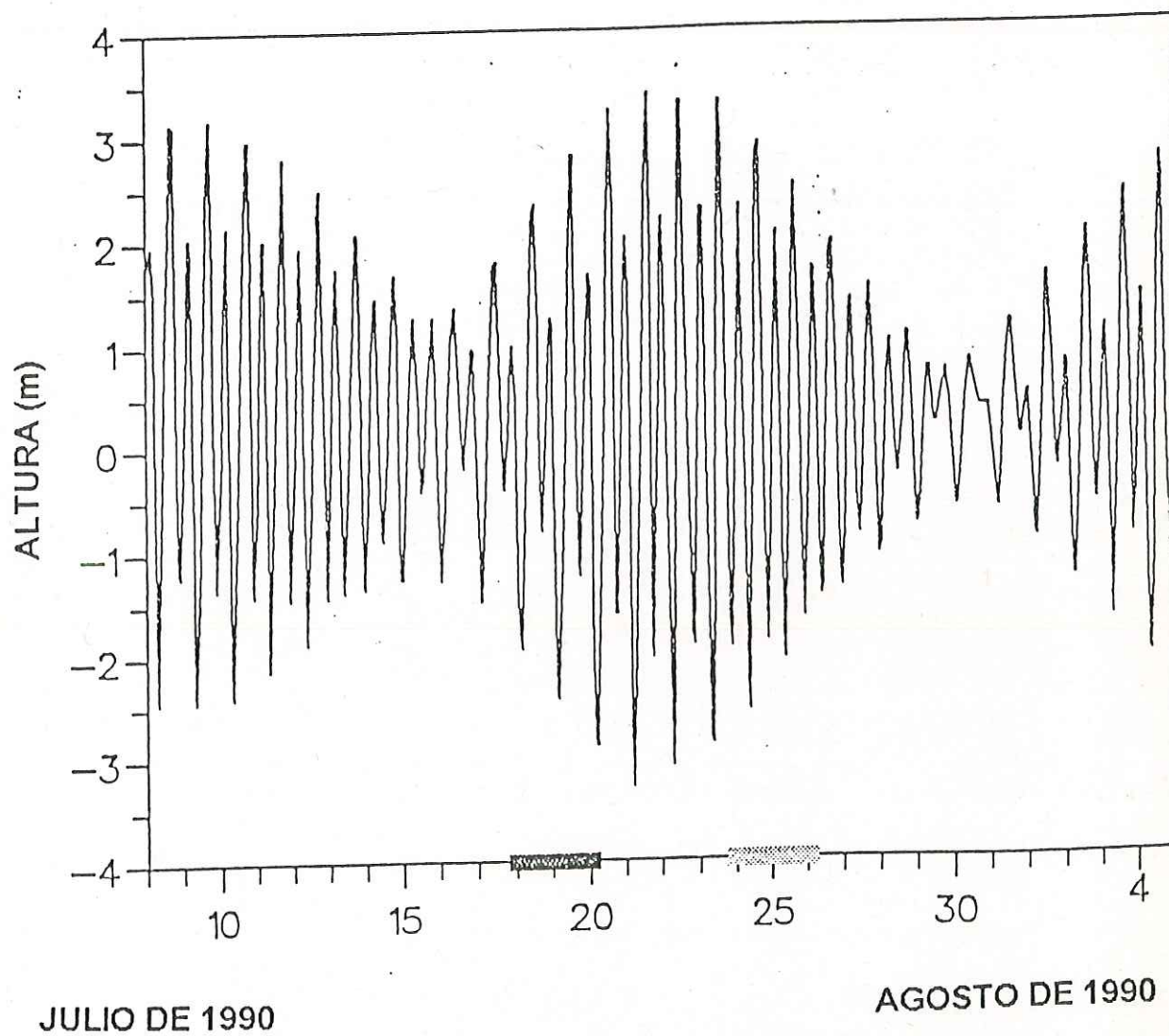


Figura 2. Predicción de la marea en Puerto Peñasco Sonora.
Tomado de Souza (1991).

la cuenca de Guaymas. El primer transecto denominado línea "E" pasa entre la Isla San Lorenzo y la Isla San Esteban y abarca las estaciones E1 - E10. El segundo transecto longitudinal denominado línea "L", pasa por el canal de Ballenas entre la península y la isla San Lorenzo; el cual comienza también en la Estación E1 en la cuenca de Guaymas y se extiende hasta la estación L9 (Fig. 1).

Los transectos "L" y "E" se visitaron 3 días después de la marea de menor amplitud en un ciclo quincenal (18 - 20 de julio) y tres días después de la marea de mayor amplitud (24 - 26 de julio). La idea principal fué la de visitar dos veces las mismas estaciones durante periodos con los efectos acumulativos de mezcla y estratificación en su mayor expresión.

La segunda zona se ubica en la boca del Golfo de California, la cual representa un área con marcada estratificación de la columna de agua principalmente en el verano. Aquí se encuentra el tercer transecto con siete estaciones de muestreo, denominado línea "M" entre La Paz y Mazatlán (Fig. 1).

En total se colectaron 195 muestras para cada variable. Para las muestras de fitoplancton se tomaron 250 ml de agua de la botella Niskin y se conservaron en botellas de plástico oscuro Nalgene. Se preservaron en solución Lugol con base de acetato de sodio como fijador, de acuerdo a Descolas Gross (1978) (citado por Santamaría-del-Angel y Millán-Núñez, 1991), en una proporción de 1 ml por cada 100 ml de muestra.

La abundancia y composición del fitoplancton a nivel de género se estimaron utilizando un microscopio invertido de contraste de fase Carl Zeiss modelo IM, y cámaras tubulares de sedimentación de 100 y 50 cm³, conforme a la técnica Utermohl (Hasle, 1978). Las muestras se agitaron suavemente para homogeneizarlas y se llenaron las cámaras dejando reposar un tiempo de 4 horas por cada centímetro de altura de la cámara. Posteriormente, se realizaron dos cuantificaciones por cada muestra, la primera a 200 aumentos y la segunda, leyendo un transecto horizontal a 400 aumentos con el fin de contar las formas nanoflageladas (Santamaría-del-Angel, comunicación personal). El término nanoflageladas se utilizó para denominar a todos aquellos organismos menores de 10 µm que no pudieron ser identificados a nivel de género. Asimismo, las células que formaron cadenas se contaron en forma individual. Para cada muestra se calculó la abundancia en células por litro, identificando a nivel de género 4 fracciones del fitoplancton: diatomeas, dinoflagelados, silicoflagelados y nanoflageladas.

Para el análisis de la clorofila *a*, se colectaron de 250 a 500 ml de agua de mar, y se les agregó 1 ml de solución saturada de carbonato de magnesio (MgCO₃) la cual retiene la materia particulada y contraresta cualquier acidez que pudiera desarrollarse durante la extracción (la degradación de los pigmentos ocurre en presencia de ácidos de acuerdo con Richards y Thompson, 1952). A bordo del barco se procedió a filtrar las muestras usando una bomba de vacío, un equipo de filtración Millipore y filtros de 0.45 µm de tamaño de poro y 22 mm de diámetro. Los filtros fueron colocados en papel aluminio para evitar la penetración de la luz, y se congelaron por separado en completa oscuridad hasta su

análisis en el laboratorio. La extracción de los pigmentos se realizó de acuerdo al método descrito por Parsons *et al.* (1984) en tubos de centrifuga de 15 ml utilizando una solución de 1:1 en volumen de acetona al 90% y sulfóxido de dimetil para mejorar la extracción. Se colocaron los filtros en los tubos de centrifuga agregándoles 5 ml del solvente, dejando reposar en un lugar oscuro por un tiempo de 2 horas, agitando de vez en cuando para asegurar una mejor extracción. Posteriormente el contenido de los tubos se aforó a 10 ml con solvente y se centrifugó a 3500 - 4000 rpm durante 10 minutos. La determinación se realizó con un espectrofotómetro Milton Roy Spectronic 1001 Plus. Para calcular la concentración del pigmento en la muestra de agua original, se utilizaron las ecuaciones de Parsons *et al.* (1984).

Las muestras para determinar la concentración de los nutrientes inorgánicos (NO_3^- , NO_2^- , SiO_2 y PO_4^{3-}) se guardaron en botellas de plástico Nalgene de 500 ml de capacidad y se congelaron hasta su análisis en el laboratorio del Instituto de Investigaciones Oceanológicas de la U.A.B.C. Los análisis se realizaron de acuerdo a las técnicas espectrofotométricas descritas por Strickland y Parsons (1972) usando el espectrofotómetro mencionado anteriormente.

IV. AREA DE ESTUDIO

El Golfo de California es un mar angosto de forma aproximadamente rectangular, con 1100 km de extensión longitudinal, 150 km de ancho y aproximadamente 210,000 Km² de área superficial (Roden, 1958), ocupando sus aguas un volumen del orden de 123,000 Km³ (Roden y Emilsson, 1979), medido desde la desembocadura del río Colorado hasta el extremo de la Península de Baja California. Se localiza en la costa oeste de México entre los estados de Sonora y Sinaloa y la Península de Baja California orientado en dirección noroeste - sureste (Fig. 1). Al sur, en su porción terminal, tiene una comunicación abierta con el Océano Pacífico (Rusnack y Shepard, 1964).

La batimetría del Golfo lo divide en una serie de cuencas y canales separados por una secuencia de umbrales (Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). Dichas cuencas disminuyen progresivamente de profundidad desde los 3500 metros (cerca de la boca, donde el Golfo se conecta con el Océano Pacífico) hasta los 2000 metros (en la parte central de la cuenca de Guaymas) y disminuyen aún más en el norte del Golfo donde la profundidad excede sólo los 200 metros en algunas cuencas pequeñas. La cuenca de Guaymas tiene un ancho de 160 km y constituye la región media del Golfo de California (Alvarez-Borrego, 1983). Está conectada con el norte del Golfo por medio de una secuencia de canales que se localizan entre las islas de San Lorenzo, San Esteban, Tiburón y Angel de la Guarda.

El más sobresaliente de estos canales es el canal de Ballenas, que es una porción estrecha con 130 km de longitud y un intervalo de profundidades de 1000 a 1600 metros. Está constituido por una separación del orden de 25 kilómetros entre la península y las islas Angel de la Guarda y San Lorenzo. Lo delimita en su parte norte una construcción lateral con una profundidad máxima de 600 metros, cerca del extremo norte de la isla Angel de la Guarda, y en su parte sur, el dintel tiene una profundidad máxima de 450 metros la cual limita la circulación del agua profunda entre el canal de Ballenas y la parte sur del Golfo (Alvarez-Borrego, 1983). Este último, con otros dinteles similares en los demás canales, originan que el Golfo se divida en dos provincias hidrográficas bien definidas como son la porción norte y la porción sur (Gaxiola-Castro *et al.*, 1978).

La topografía del canal de Ballenas es muy irregular y el agua en la cuenca proviene de la mezcla por fuertes corrientes de marea entre la superficie y la profundidad del dintel. Las características más sobresalientes del canal son sus altas temperaturas, salinidades y concentración de oxígeno a grandes profundidades. Durante los meses de invierno la estabilidad de las capas superiores es débil y limita la convección de agua fría y de alta salinidad. En cambio, durante el verano la termoclina en el canal de Ballenas está bien desarrollada como en cualquier localidad del sur del Golfo (Roden, 1964).

Las características hidrográficas de la cuenca Tiburón entre la Isla Angel de la Guarda y la Isla Tiburón son muy simiars a las del canal de Ballenas, con valores de salinidad, oxígeno y temperatura muy similares para las mismas profundidades, sin

embargo la profundidad máxima es de sólo 550 metros, y su comunicación es más abierta con el Golfo sur que la del canal de Ballenas.

El canal de San Esteban se localiza entre las islas San Esteban y San Lorenzo y su profundidad no excede los 800 metros. El tercer canal es angosto y conecta la plataforma continental de Sonora con la cuenca Tiburón. El último canal, llamado Del Infiernillo se sitúa entre la isla Tiburón y la costa de Sonora, es somero y angosto y no participa notablemente en la circulación del Golfo (Badán-Dagón, 1991; citado por Salas-Pérez, 1992).

Las masas de agua se extienden dentro del Golfo hasta donde los procesos de mezcla, evaporación y convección les permiten conservar sus características. En la entrada del Golfo de California se han identificado tres masas de agua superficiales: el Agua de la Corriente de California de baja salinidad (<34.60 ups), la cual fluye hacia el sur a lo largo de la costa oeste de Baja California; el agua superficial del Pacífico Tropical Oriental o Agua Ecuatorial, de salinidad intermedia (34.65 a 34.85 ups), cálida y pobre en nutrientes, la cual fluye dentro del área desde el sureste; y el agua del Golfo de California, que es cálida y altamente salina (> 34.9 ups). Por debajo de estas tres masas de agua, se encuentran: el agua Subtropical Subsuperficial, rica en nutrientes y con un máximo de salinidad de alrededor de 34.80 ups; el agua Intermedia del Antártico, caracterizada por un mínimo de salinidad profundo de alrededor de 34.50 ups; y el agua del Fondo del Pacífico, o agua del Antártico, por debajo del agua Intermedia,

caracterizada por un incremento en la salinidad hasta valores de alrededor de 34.68 ups (Alvarez-Borrego, 1983).

En el Golfo central las principales masas de agua por debajo de los 500 metros son el Agua Intermedia del Pacífico y el Agua Profunda del Pacífico (Robles y Marinone, 1987). Por encima de la primera está el Agua Central del Golfo (Bray, 1989b). Durante el invierno y a principios de primavera el Agua Superficial del Pacífico Tropical Oriental y el Agua Subsuperficial Subtropical están presentes sólo en la boca del Golfo mientras que al final de primavera, durante el verano y principios del otoño estas aguas invaden todo el Golfo al sur de la isla Angel de la Guarda (Alvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979).

En el extremo norte del Golfo se forma una masa de agua durante el invierno (Agua del Golfo Norte, más salina que el Agua Central del Golfo, con un máximo en salinidad decreciendo con la profundidad). Debido a que la densidad del agua superficial se incrementa por evaporación y enfriamiento se induce un movimiento convectivo que produce un desplazamiento de agua profunda hacia la región al norte de isla Angel de la Guarda (Alvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979). Sin embargo, el Agua del Golfo de California se forma por evaporación durante todo el año, aunque no exista hundimiento por incremento de densidad (Torres-Orozco, 1993).

Se han observado procesos diferentes de mezcla en el Golfo de California. Para el Golfo Norte se ha reportado fuerte mezcla por efecto de las corrientes de marea (Simpson *et al.*, 1994). Varios autores han sugerido la presencia de un salto hidráulico interno en la

región del dintel de San Esteban (Badán-Dangón, 1989, citado por Souza, 1991; Paden *et al.*, 1991) el cual podría contribuir en gran parte con la mezcla del área, trabajando como un generador de ondas internas. El rompimiento de ondas internas con una amplitud del orden de 50 metros, son una fuente importante en los procesos de mezcla en el Golfo de California en cada ciclo de marea (Souza, 1991). Paden *et al.* (1991) observaron procesos de mezcla sobre el dintel de San Esteban, en el canal de la Isla Tiburón y sobre el dintel del canal de Ballenas, entre las islas Angel de la Guarda y San Lorenzo. Dentro del canal de Ballenas, las observaciones en base a imágenes de satélite indican la presencia permanente de agua relativamente fría en la superficie, particularmente cerca del dintel, como una lengüeta de agua de menor temperatura que se extiende fuera del canal y un frente bien definido que a menudo se forma al sur del dintel de San Esteban (Badán-Dangón *et al.*, 1985).

Los mecanismos para transportar el agua profunda a la zona eufótica son principalmente las surgencias y la mezcla por fenómenos asociados a las mareas. Simpson *et al.* (1994) indicaron que la agitación vigorosa que se presenta bajo condiciones de mareas post-vivas en la región de las grandes islas en las proximidades del umbral, promueve la mezcla del agua salina del norte del Golfo con las aguas subyacentes, incluyendo una componente del Agua Intermedia del Pacífico que es fría, de baja salinidad y alta concentración de nutrientes, que está justo por debajo de la profundidad del umbral. Esto constituye un vigoroso mecanismo natural de fertilización de las aguas del Golfo central con una periodicidad quincenal. Santamaría-del-Angel *et*

al., (1994a) indicaron que la zona de las grandes islas, principalmente el canal de Ballenas, se presenta en las imágenes de concentración de pigmentos fotosintéticos derivadas de datos de satélite siempre como una zona bien distinta, con valores relativamente altos de biomasa fitoplanctónica aún en verano. Tershby *et al.* (1991) expresaron que en el canal de Ballenas la productividad primaria se basa grandemente en la mezcla por fenómenos asociados a las mareas y que no se ve afectada por los eventos El Niño-Oscilación del Sur (ENSO). Estos últimos autores reportaron que el canal de Ballenas es un refugio para aves y mamíferos marinos durante eventos ENSO, ya que allí encuentran alimento que es escaso en otras zonas del sur del Golfo durante estos eventos.

La circulación en el Golfo de California es inducida por el régimen de vientos, las mareas y el campo termohalino. El régimen de vientos presenta fuertes variaciones estacionales que inducen a la formación de surgencias, prevaleciendo los del noroeste de Noviembre a Mayo (condiciones de "invierno"), y los del sureste durante el resto del año (condiciones de "verano"). Dichas surgencias ocurren en la costa este durante el invierno y primavera con los vientos del noroeste y en la costa oeste durante el verano con los vientos del sureste (Roden, 1964).

Las corrientes en los canales son fuertes, con velocidades superficiales en el canal de Ballenas y el umbral de San Lorenzo del orden de 1.5 a $2.75 \text{ m}\cdot\text{seg}^{-1}$. Muy cerca del umbral se reportan velocidades verticales del orden de $0.5 \text{ m}\cdot\text{seg}^{-1}$ (Salas-Pérez, 1992). Cuando la velocidad se vuelve internamente supercrítica se forman ondas internas, que al romper son una importante fuente de mezcla. Esta mezcla opera como un mecanismo para

la introducción de agua fría (11°C) rica en nutrientes que proviene de los 400 - 500 metros de profundidad de la cuenca de Guaymas hacia las capas superficiales (Paden *et al.*, 1991; Salas-Pérez, 1992).

En base a la distribución de la abundancia fitoplanctónica, Gilbert y Allen (1943) postularon que la circulación general del agua del centro y norte del Golfo está caracterizada por un flujo entrante de agua profunda y un flujo saliente de agua superficial. Como consecuencia de esta circulación, agua profunda rica en nutrientes se transporta a la zona eufótica en donde los nutrientes pueden ser utilizados por el fitoplancton. Granados-Gallegos y Schwartzlose (1974) usaron botellas de deriva para estudiar las corrientes superficiales del Golfo, reportando que existe un patrón general de flujo hacia el sur en el invierno a través del Golfo entero, un flujo hacia el norte en el verano al sur de la Isla Tiburón y un flujo hacia el norte en el Golfo Norte con cierta circulación en forma de remolinos. Durante la primavera y el otoño, el flujo puede ser en muchas direcciones.

Analizando corrientes geostroficas, Bray (1989a) encontró una circulación ciclónica en la cuenca de Guaymas durante el verano y un débil flujo anticiclónico durante primavera y verano. En el norte del Golfo, la estructura vertical del flujo consiste de un flujo saliente principalmente entre 50 y 250 metros, un flujo entrante entre 250 y 500 metros, y una capa superficial en la cual la dirección del transporte cambia estacionalmente con los vientos (Bray, 1988a). Este modelo de circulación también implica una entrada neta de nutrientes inorgánicos del Océano Pacífico al Golfo en

condiciones de invierno (Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). El intenso forzamiento de las mareas, el viento, el calentamiento solar y las interacciones con el Océano Pacífico crean una vigorosa circulación en el Golfo, la cual interactúa con la batimetría variable, creando un espectro complejo de energía cinética en el tiempo y en el espacio (Badán-Dangón *et al.*, 1985).

Grijalva (1972) y Stock (1976) calcularon las corrientes de marea para diferentes puntos en el Golfo de California y encontraron que las elipses de la corriente para el componente semidiurno (M_2) tiene su eje mayor incrementando de la boca ($3 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$) a la cabeza ($60 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$). Las corrientes de marea entre los canales de las islas y la costa son muy fuertes (hasta $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) y variables dependiendo del estado de la marea y de los vientos prevalecientes (Roden, 1964). La marea M_2 en el Golfo de California es resultado de la oscilación de la marea del Océano Pacífico, la cual se modifica de manera particular por una mezcla de efectos friccionales y de resonancia. Las mareas en el Golfo han sido descritas y modeladas por varios autores entre ellos Hendershott y Speranza (1971), Grijalva (1972), Filloux (1973), Morales y Gutierrez (1989; citados por Souza, 1991). En donde se menciona que la marea semidiurna entra al Golfo con una moderada amplitud de 30 cm. La velocidad de la onda decrece dentro del Golfo y la amplitud decrece a un tercio de su valor original cerca del centro del Golfo, posteriormente se acelera y su amplitud se incrementa en la cabeza con valores de 165 cm (Filloux, 1973).

Hidalgo-González (1993) estudió la presión parcial del bióxido de carbono (pCO_2) en las aguas superficiales del Golfo de California. Sus resultados muestran una clara

variación espacial de $p\text{CO}_2$ con un gradiente con valores en general aumentando de la boca hacia el interior del Golfo y con máximos en el canal de Ballenas. El canal de Ballenas se presenta como una área con valores excepcionalmente altos de $p\text{CO}_2$, hasta 1200 atm en 1984 y más normalmente hasta 600 atm. Aún en condiciones de "verano" el flujo de CO_2 en la región de las grandes islas es del agua hacia la atmósfera, por lo cual esta zona es una fuente continua de CO_2 hacia la atmósfera. Se aprecia una variación estacional, con valores de $p\text{CO}_2$ claramente mayores bajo condiciones de "invierno" que bajo condiciones de "verano". Con una estratificación fuerte en "verano" los valores de $p\text{CO}_2$ tienden a ser similares a los del aire, pero con condiciones de "invierno", con una termoclina ausente o muy débil, la $p\text{CO}_2$ se incrementa grandemente. Hidalgo-González (1993) utilizó datos del mismo crucero De Steiguer del presente trabajo y encontró que en la región de las grandes islas, el enfriamiento superficial asociado a las condiciones de mareas post-vivas, con relación a las de mareas post-muertas, se presenta con un incremento de $p\text{CO}_2$ y de flujo de CO_2 hacia la atmósfera (de $<2 \text{ mM}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ en mareas post-muertas hasta $10 \text{ mM}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ en mareas post-vivas). En esta región existe una modulación quincenal de las variables del CO_2 por el efecto de la mezcla por fenómenos asociados a las mareas. Esta mezcla es una "bomba física" que acarrea eficientemente CO_2 del agua al aire en esta región del Golfo. Los valores altos superficiales de $p\text{CO}_2$ están asociados a valores también altos de nutrientes inorgánicos, porque ambos aumentan con la profundidad en el océano.

V. RESULTADOS

V. 1. Patrón de distribución de nutrientes

Los resultados de la distribución de nutrientes se agruparon en perfiles verticales correspondientes al canal de Ballenas (Figs. 3-6), canal de San Esteban (Figs. 7-10) y boca del Golfo (Figs. 11-14) para ilustrar su distribución con la profundidad de 0 a 600 metros. Con esta configuración se tiene una descripción de los nutrientes en la región de las grandes islas, de un lado al otro del dintel, y en la boca del Golfo.

En el canal de Ballenas las concentraciones de nutrientes se presentaron con los siguientes intervalos: 69.68 - 0.17 μM para NO_3^- ; 1.08 - 0.02 μM para NO_2^- ; 5.90 a 0.40 μM para PO_4^{3-} ; y 147.85 - 4.8 μM para SiO_2 (Tabla 2). Existen marcadas diferencias en la distribución vertical de los cuatro nutrientes, entre el período de mareas post-muertas y post-vivas, aunque tales diferencias son más notables a partir de los 100 metros de profundidad aproximadamente (Figs. 3, 4, 5 y 6). En este transecto la profundidad de la capa de mezcla varió desde muy somera hasta unos 60 metros.

La distribución vertical de los nutrientes es muy irregular, con máximos y mínimos a diferentes profundidades. En general, las mayores concentraciones de NO_3^- , PO_4^{3-} y SiO_2 se presentaron durante mareas post-vivas a excepción de las estaciones L8 y L9 en que ocurrió lo inverso (Figs. 3, 5 y 6 respectivamente). En el caso de los NO_2^- no hubo claramente valores mayores bajo un tipo de mareas con respecto al otro (Fig. 4). Las concentraciones menores de nutrientes en este canal se observaron en la superficie, con

TABLA II. Intervalo de la concentración de nutrientes. Valores máximos y mínimos de NO_3 , NO_2 , PO_4 y SiO_2 en el Golfo de California (Crucero De Steiguer, verano de 1990).

TRANSECTO	NO_3 (μM)	NO_2 (μM)	PO_4 (μM)	SiO_2 (μM)
Canal de Ballenas.	0.17 - 69.68	0.02 - 1.08	0.40 - 5.90	4.8 - 147.85
Canal de San Esteban.	2.82 - 39.84	0.08 - 0.59	0.86 - 5.94	8.4 - 113.63
Boca del Golfo de California.	0.81 - 41.13	0.04 - 0.51	0.34 - 3.44	0.42 - 70.42

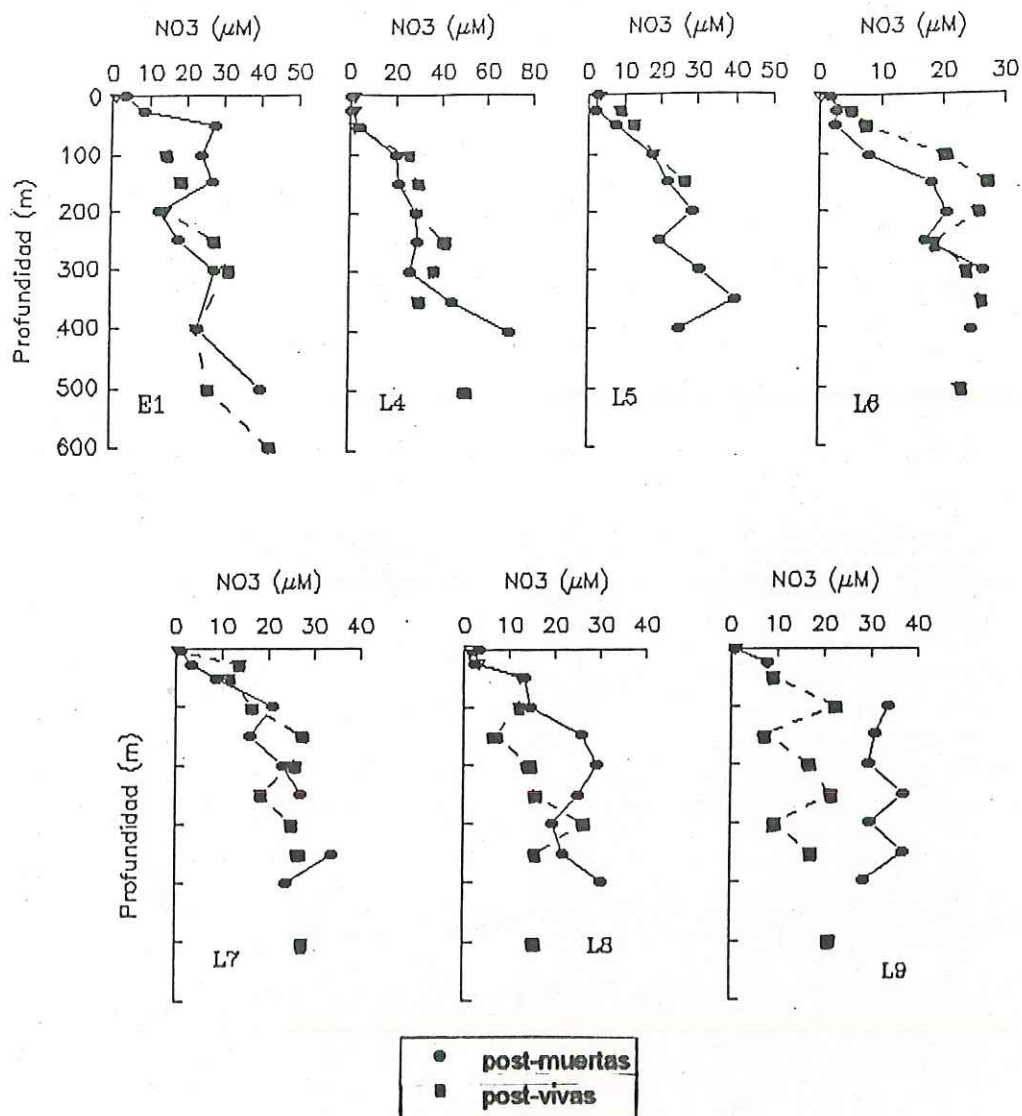


Figura 3. Distribución vertical de nitratos en el canal de Ballenas. Crucero De Steiguer-verano de 1980. ● post-muertas ■ post-vivas.

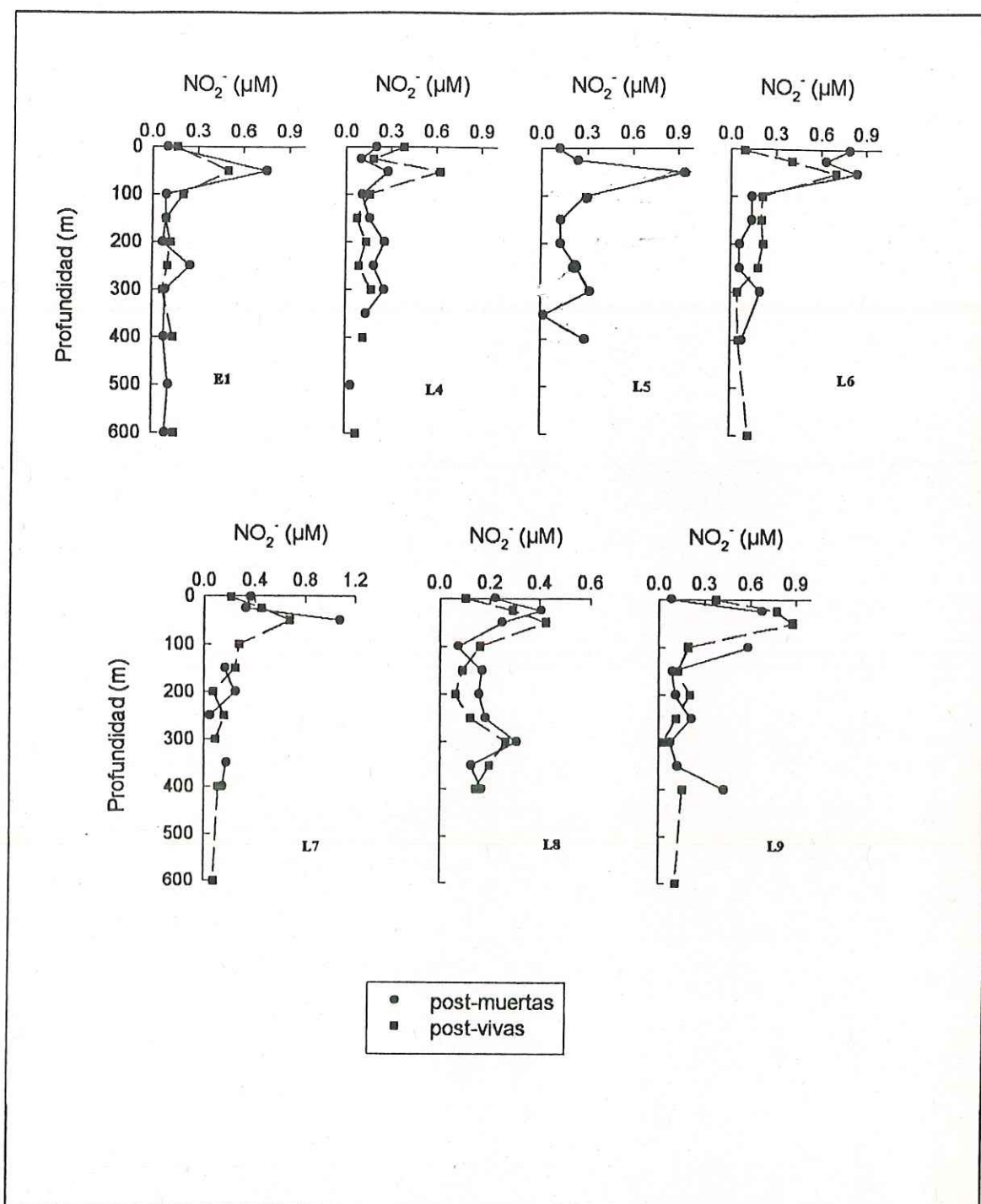


Figura 4. Distribución vertical de nitritos en el canal de Ballenas. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

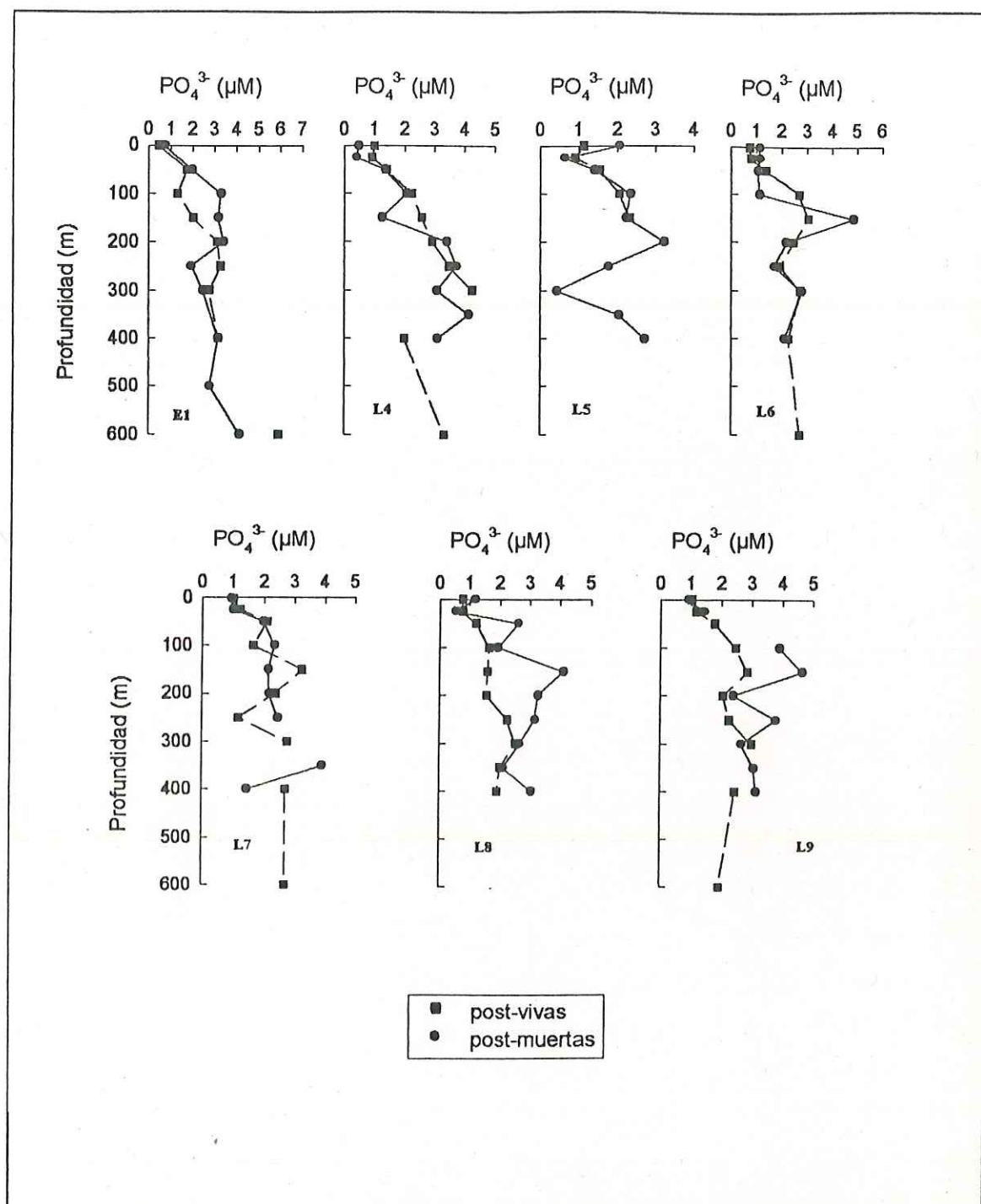


Figura 5. Distribución vertical de fosfatos en el canal de Ballenas. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

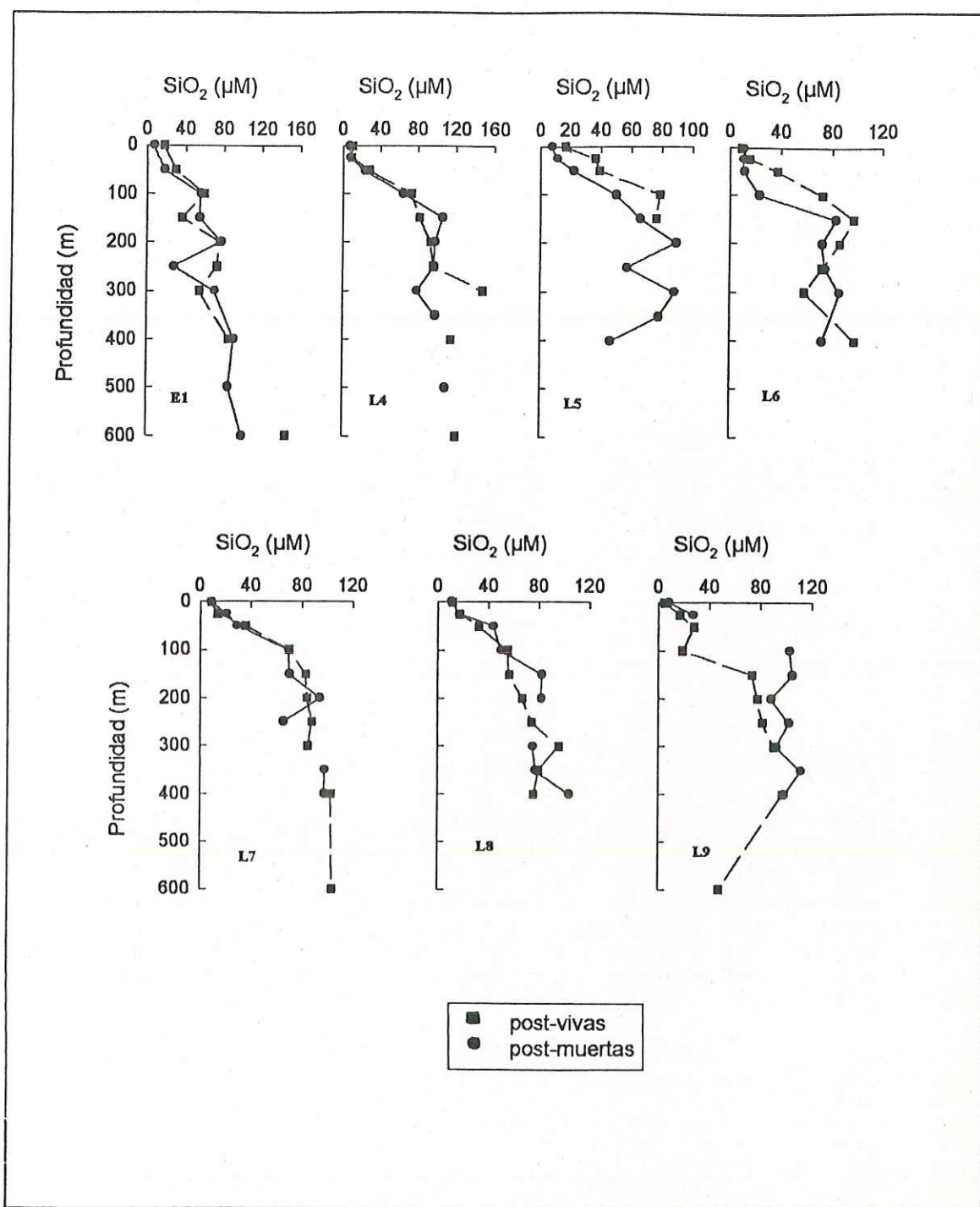


Figura 6. Distribución vertical de silicatos en el canal de Ballenas. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

excepción de NO_2^- que presentó los más bajos valores a profundidades mayores a 100 m. Los valores superficiales fueron: $< 3.43 \mu\text{M}$ de NO_3^- , $< 0.79 \mu\text{M}$ de NO_2^- , $< 2.05 \mu\text{M}$ de PO_4^{3-} y $< 17.78 \mu\text{M}$ para SiO_2 (Tabla 3).

Los perfiles verticales de NO_2^- en el canal de Ballenas, presentaron máximos subsuperficiales muy pronunciados, de 0-100 metros de profundidad, en todas las estaciones de muestreo, en los dos períodos de marea (Fig. 4). Por debajo de este máximo, los valores de NO_2^- continúan disminuyendo con la profundidad en todo el perfil, aunque se presentaron ciertas irregularidades con picos en los dos sentidos. A diferencia del NO_2^- , los perfiles verticales de NO_3^- , PO_4^{3-} y SiO_2 presentan una tendencia con aumento gradual de sus concentraciones con la profundidad a través de la columna de agua.

Las concentraciones de nutrientes en el canal de San Esteban se observaron con un intervalo de 39.84 a $2.82 \mu\text{M}$ para NO_3^- , 0.59 a $0.08 \mu\text{M}$ para NO_2^- , 5.94 a $0.86 \mu\text{M}$ para PO_4^{3-} y 113.63 a $8.4 \mu\text{M}$ para SiO_2 (Tabla 2). En este canal también se presentaron diferencias muy marcadas en la distribución de los cuatro nutrientes, durante mareas post-muertas y post-vivas (Figuras 7, 8, 9 y 10). Tales diferencias son más notables por debajo de los 100 metros de profundidad. De una manera similar al canal de Ballenas, en general la distribución vertical de nutrientes en el canal San Esteban fué muy irregular con la profundidad, con los perfiles de mareas post-vivas cruzándose en diferentes profundidades, en un sentido y otro, con los de mareas post-muertas. Las concentraciones superficiales de nutrientes se presentaron en esta zona con valores $< 13.06 \mu\text{M}$ de NO_3^- , $< 0.40 \mu\text{M}$ de NO_2^- , $< 2.66 \mu\text{M}$ de PO_4^{3-} y $< 17.78 \mu\text{M}$ de SiO_2 (Tabla 3). En los perfiles

TABLA III. Concentraciones superficiales de nutrientes en el Golfo de california (Crucero De Steiguer- verano de 1990).

TRANSECTO	NO ₃ (μM)	NO ₂ (μM)	PO ₄ (μM)	SiO ₂ (μM)
Canal de Ballenas.	< 3.43 (pm) < 3.31 (pv)	< 0.79 (pm) < 0.38 (pv)	< 2.05 (pm) < 1.13 (pv)	< 11.07 (pm) < 17.78 (pv)
Canal de San Esteban.	< 3.92 (pm) < 13.06 (pv)	< 0.40 (pm) < 0.34 (pv)	< 1.27 (pm) < 2.66 (pv)	< 17.40 (pm) < 17.78 (pv)
Boca del Golfo de California.	< 1.88	< 0.17	< 0.58	< 6.6

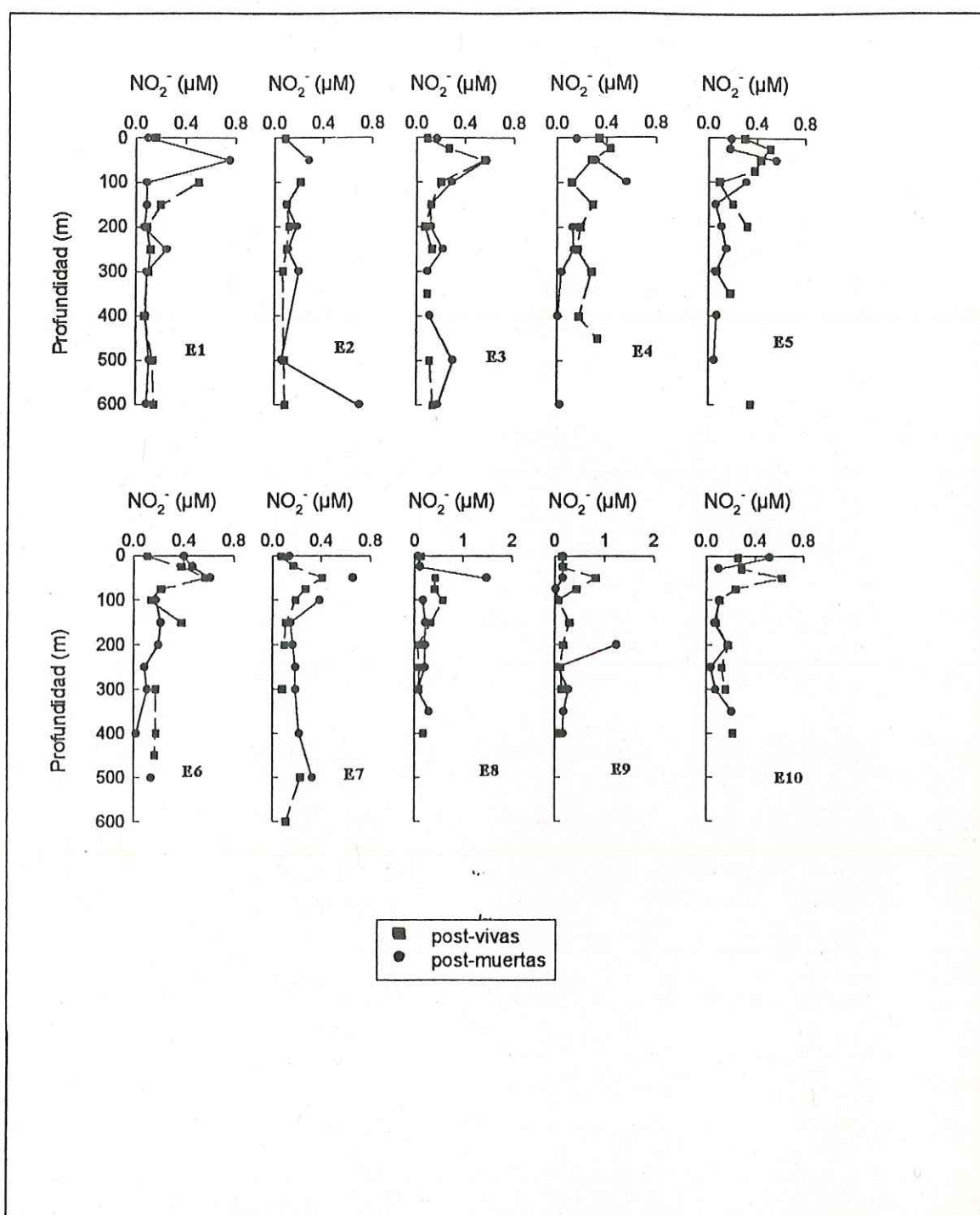


Figura 8. Distribución vertical de nitritos en el canal de San Esteban. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

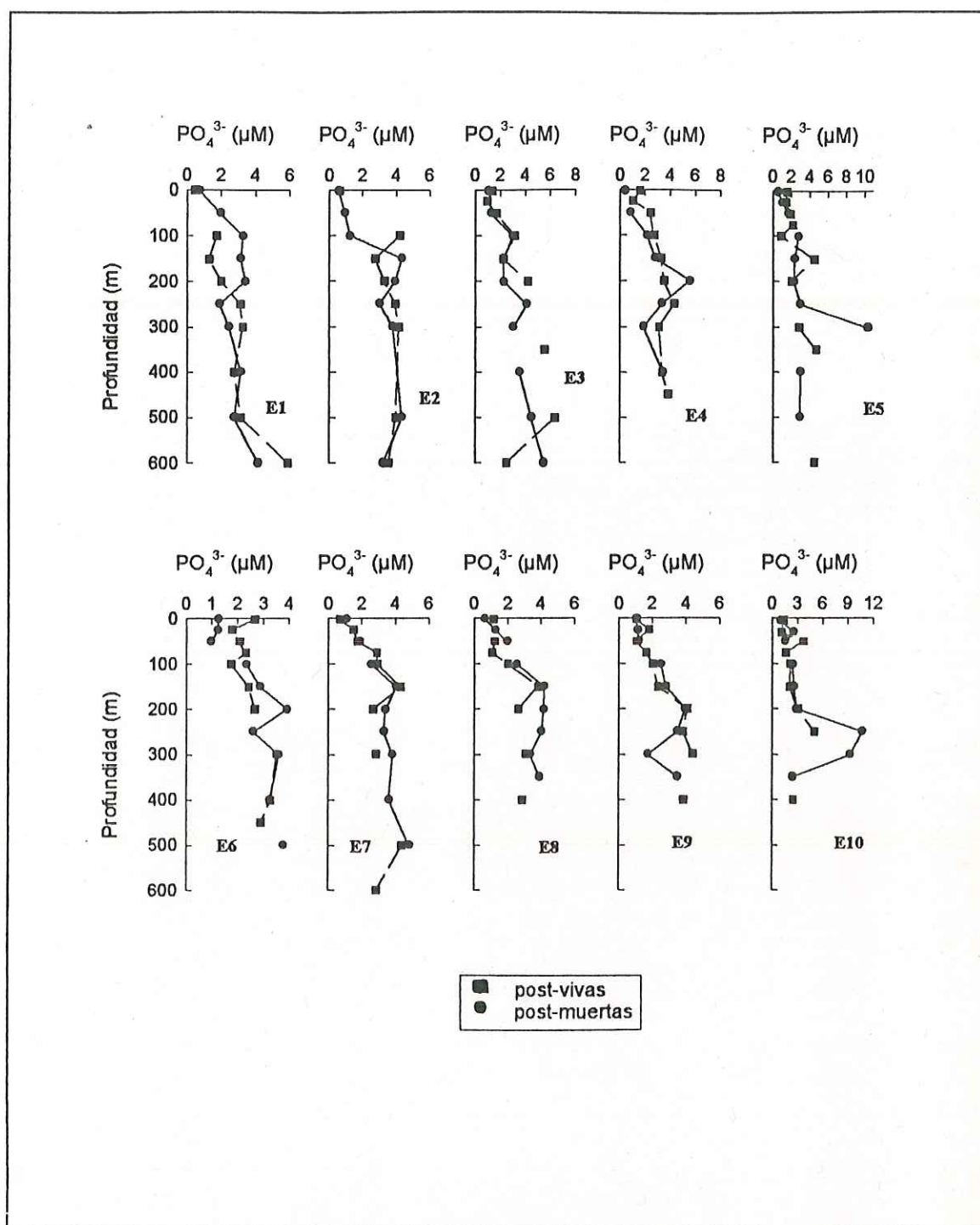


Figura 9. Distribución vertical de fosfatos en el canal de San Esteban. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

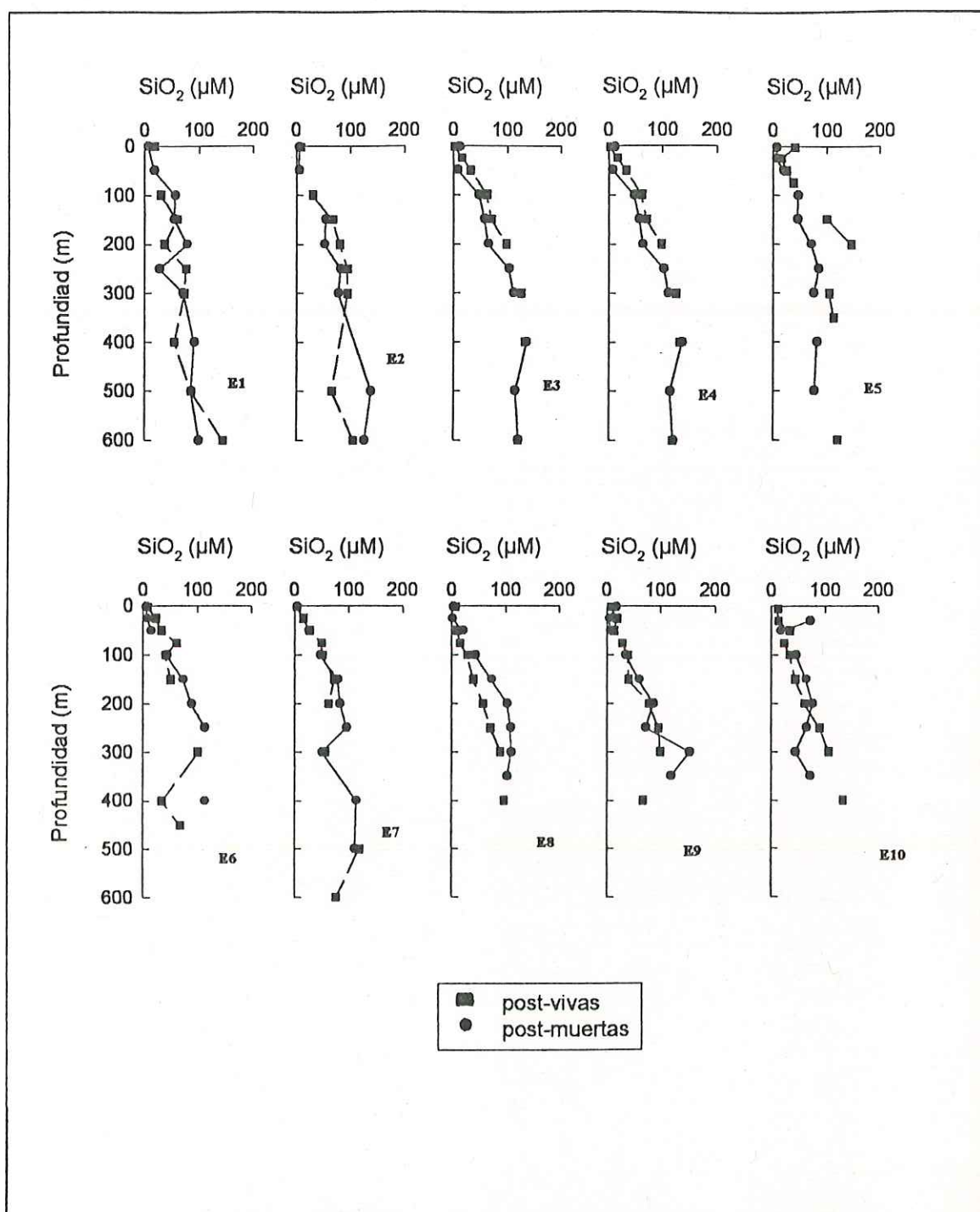


Figura 10. Distribución vertical de silicatos en el canal de San Esteban. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

verticales de NO_2^- , también se observa el máximo subsuperficial en los dos periodos de marea, entre 50 y 60 m (Fig. 8), en todas las estaciones de muestreo. Por debajo de este máximo las concentraciones de NO_2^- disminuyen hasta valores menores a $0.1 \mu\text{M}$, aunque de nuevo con irregularidades. NO_3^- , PO_4^{3-} y SiO_2 presentaron una tendencia general a incrementarse gradualmente con la profundidad, en ambos periodos de marea.

En la mayoría de las estaciones de muestreo de la boca del Golfo de California, sólo se tienen valores de la concentración de nutrientes de los 50 metros superiores. En general, la concentración de nutrientes en esta zona se observó con un intervalo de 41.13 a $0.81 \mu\text{M}$ para NO_3^- , 0.51 a $0.04 \mu\text{M}$ para NO_2^- , 3.44 a $0.34 \mu\text{M}$ para PO_4^{3-} y 70.42 a $0.42 \mu\text{M}$ para SiO_2 (Tabla 2). En los perfiles verticales de los cuatro nutrientes, claramente se observa una distribución irregular con la profundidad en la zona eufótica, con un gradual aumento de los nutrientes con la profundidad, excepto en el caso de los NO_2^- , los cuales disminuyen su concentración hasta valores alrededor de $0.15 \mu\text{M}$ a 500 m (Figs. 11 a 14). En la estación M6, se presentaron valores excepcionalmente altos de NO_3^- , PO_4^{3-} y SiO_2 a 10 m, lo cual podría indicar que la botella muestreadora se cerró a otra profundidad más grande por una falla en el mecanismo electromecánico. En dichos perfiles, se observan además, concentraciones superficiales relativamente bajas con valores $<$ de $1.88 \mu\text{M}$ de NO_3^- , $<$ de $0.17 \mu\text{M}$ de NO_2^- , $<$ de $0.58 \mu\text{M}$ de PO_4^{3-} y $<$ de $6.6 \mu\text{M}$ de SiO_2 (Tabla 3). Se observaron máximos subsuperficiales de NO_2^- en 40-80 metros de profundidad (Fig. 12).

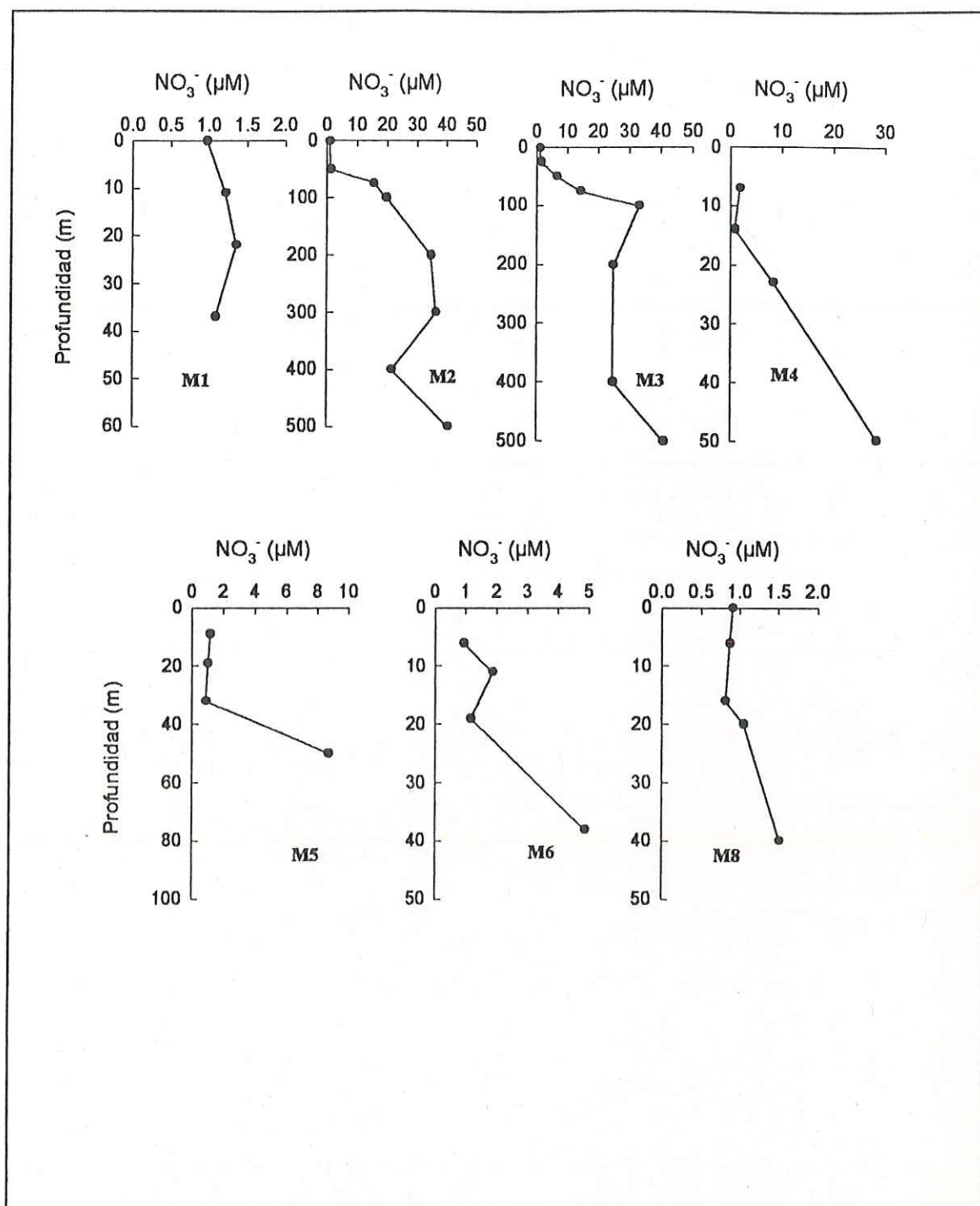


Figura 11. Distribución vertical de nitratos en la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

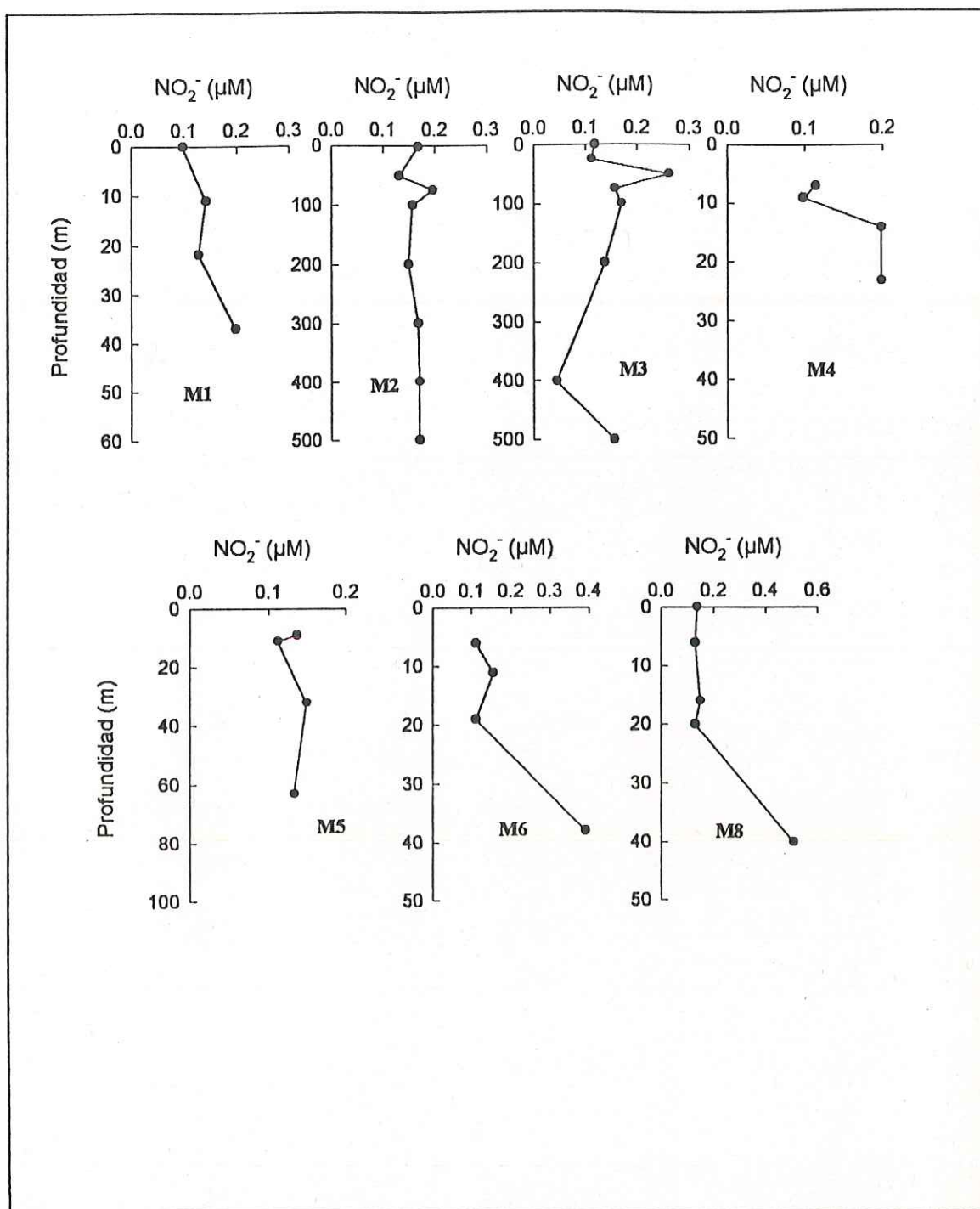


Figura 12. Distribución vertical de nitritos en la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

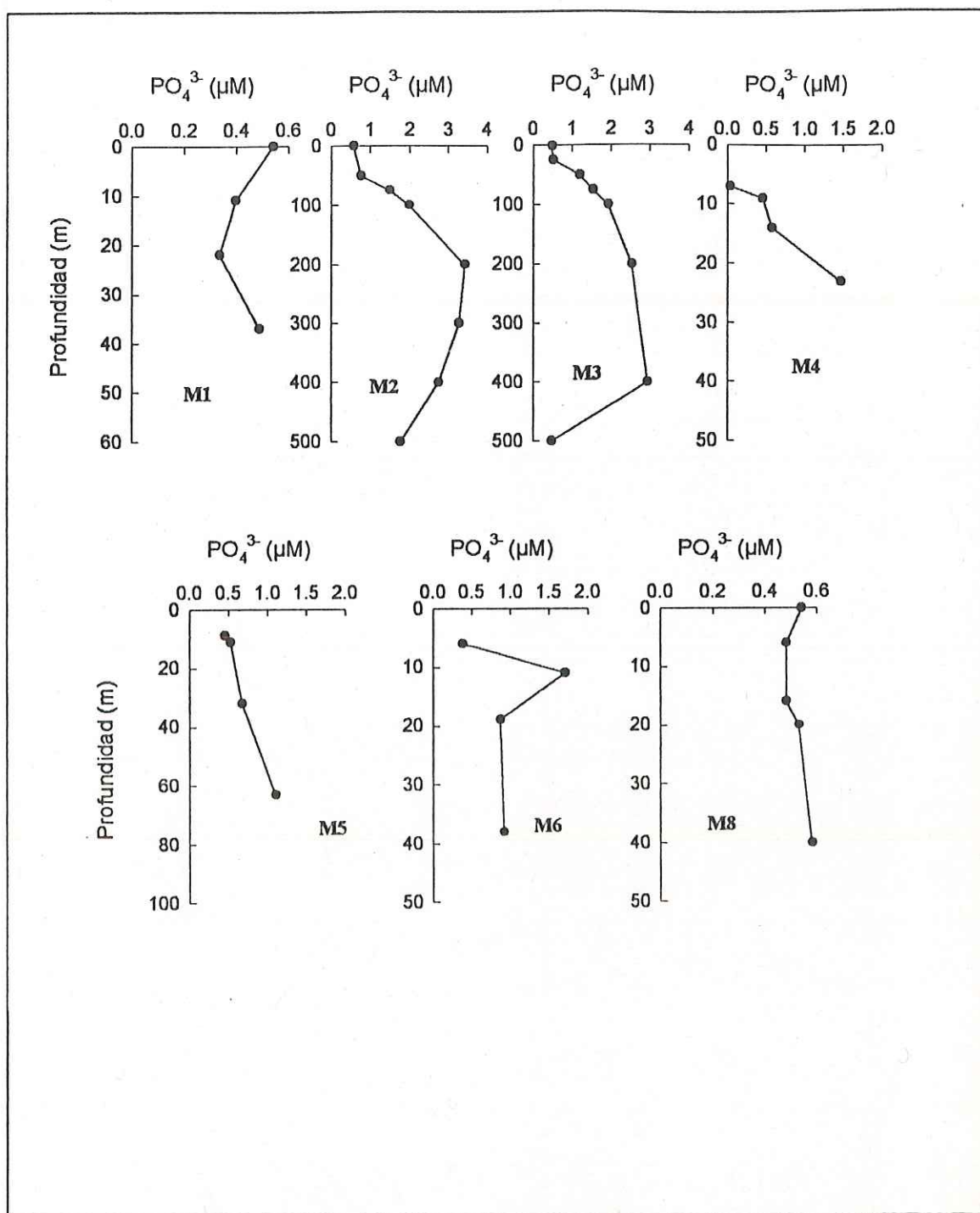


Figura 13. Distribución vertical de fosfatos en la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

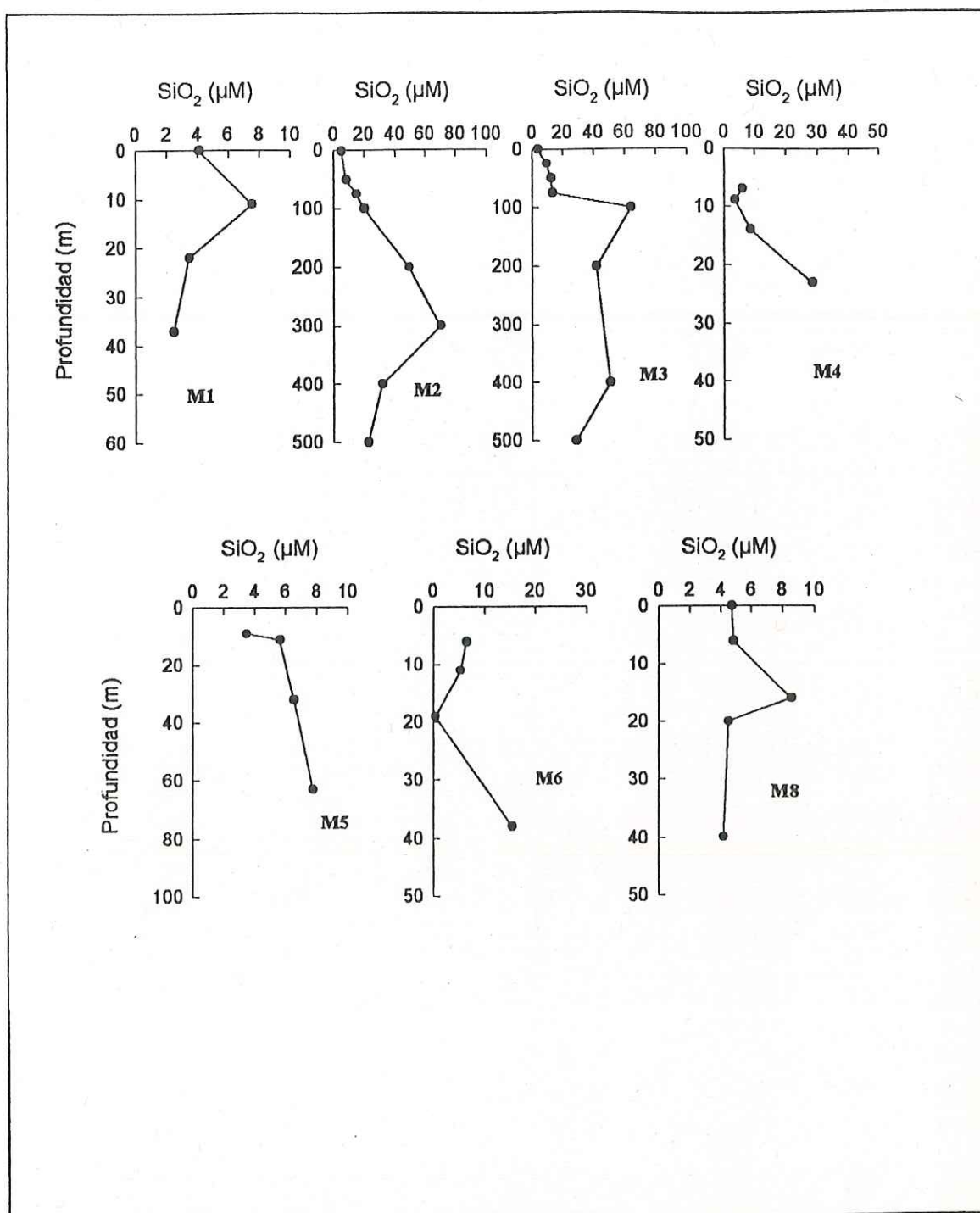


Figura 14. Distribución vertical de silicatos en la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

V. 2. Patrón de distribución de clorofila a.

En el canal de Ballenas, la concentración de clorofila a presentó una variación vertical muy marcada a lo largo de todo el transecto (Fig. 15). Las concentraciones superficiales de clorofila a presentaron un intervalo de 0.01 a 0.82 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ en mareas post-muertas y de 0.48 a 4.62 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ en mareas post-vivas (Tabla 4). Se aprecia una distribución muy irregular a través de la columna de agua en todas las estaciones de muestreo, para ambos periodos de marea, con un máximo de clorofila que varió en magnitud y profundidad entre condiciones de marea y de estación a estación.

En el canal de Ballenas, se observaron dos máximos subsuperficiales de clorofila a pronunciados, el primero fué de 4.62 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ en la estación L6 en mareas post-vivas a 2 metros de profundidad, y el segundo fué 2.73 $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$ a 50 metros de profundidad en la estación L8, también con mareas post-vivas (Tabla 5).

El primero de ellos caracterizado por una abundancia de nanoflageladas de 2.47×10^6 $\text{céls}\cdot\text{l}^{-1}$, y 2.82×10^5 $\text{céls}\cdot\text{l}^{-1}$ de diatomeas con *Chaetoceros sp.* como diatomea dominante, y 3,300 $\text{céls}\cdot\text{l}^{-1}$ de dinoflagelados, con *Gymnodinium sp.* y *Oxitoxum sp.* como géneros sobresalientes y 500 $\text{céls}\cdot\text{l}^{-1}$ de silicoflagelados. El segundo máximo de clorofila a también se caracterizó por grandes abundancias de nanoflageladas con 1.31×10^5 $\text{céls}\cdot\text{l}^{-1}$, 2,100 $\text{céls}\cdot\text{l}^{-1}$ de diatomeas, con *Nitzschia sp.*, *Chaetoceros sp.* y *Leptocilindrus sp.*, como géneros más sobresalientes, y 890 $\text{céls}\cdot\text{l}^{-1}$ de dinoflagelados solamente con *Prorocentrum sp.*, y 140 $\text{céls}\cdot\text{l}^{-1}$ de silicoflagelados.

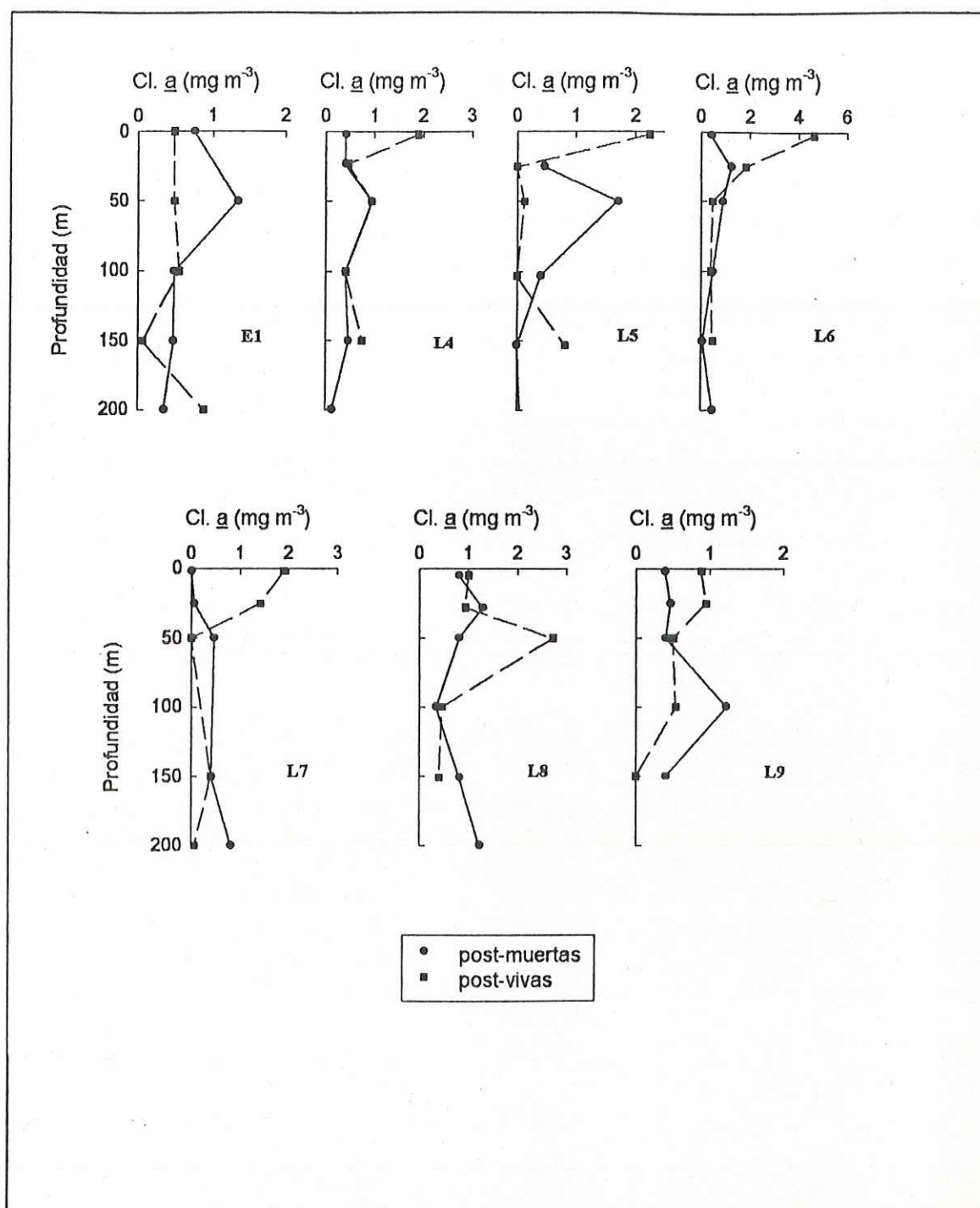


Figura 15. Distribución vertical de Clorofila *a* en el canal de Ballenas. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

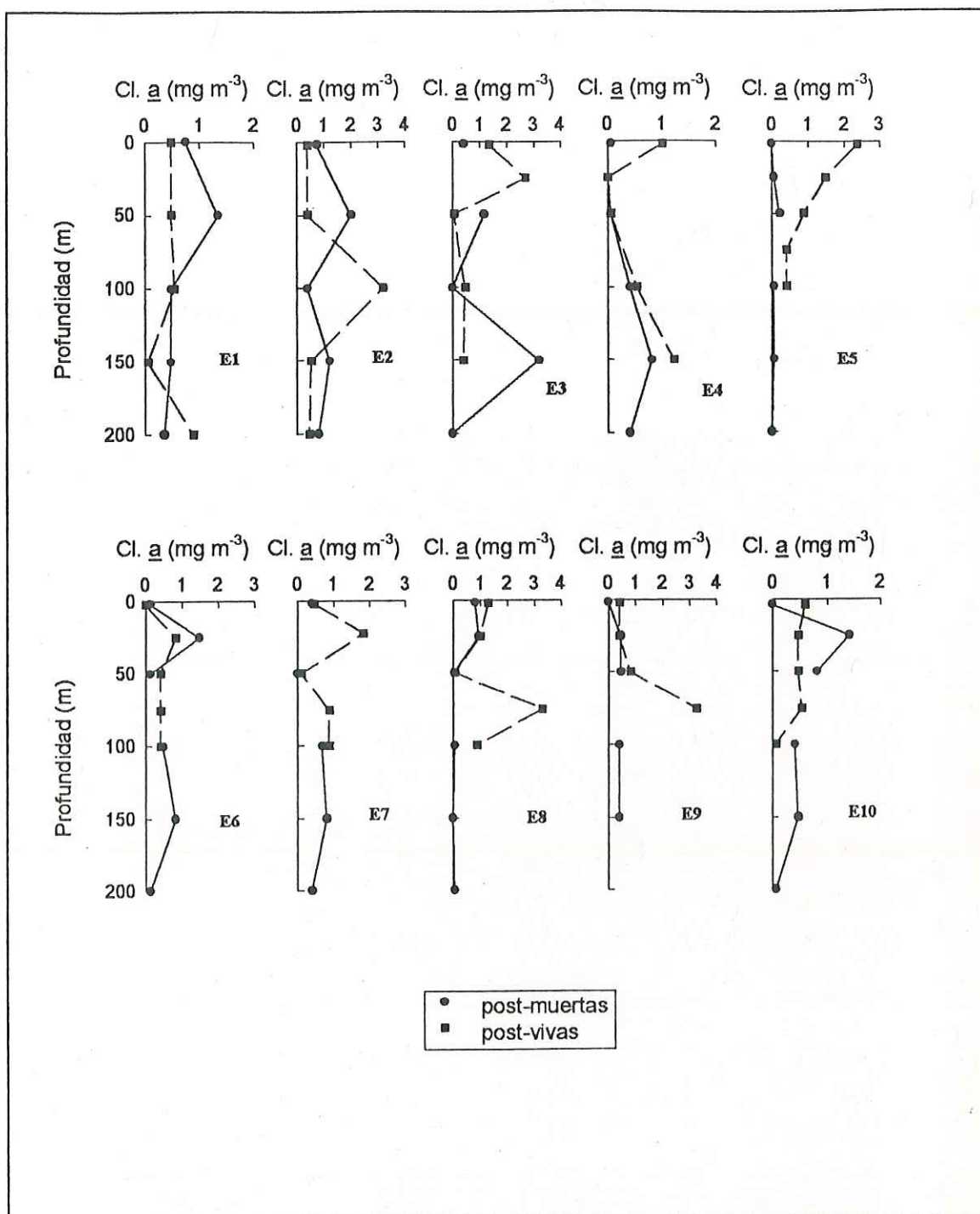


Figura 16. Distribución vertical de Clorofila a en el canal de San Esteban. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

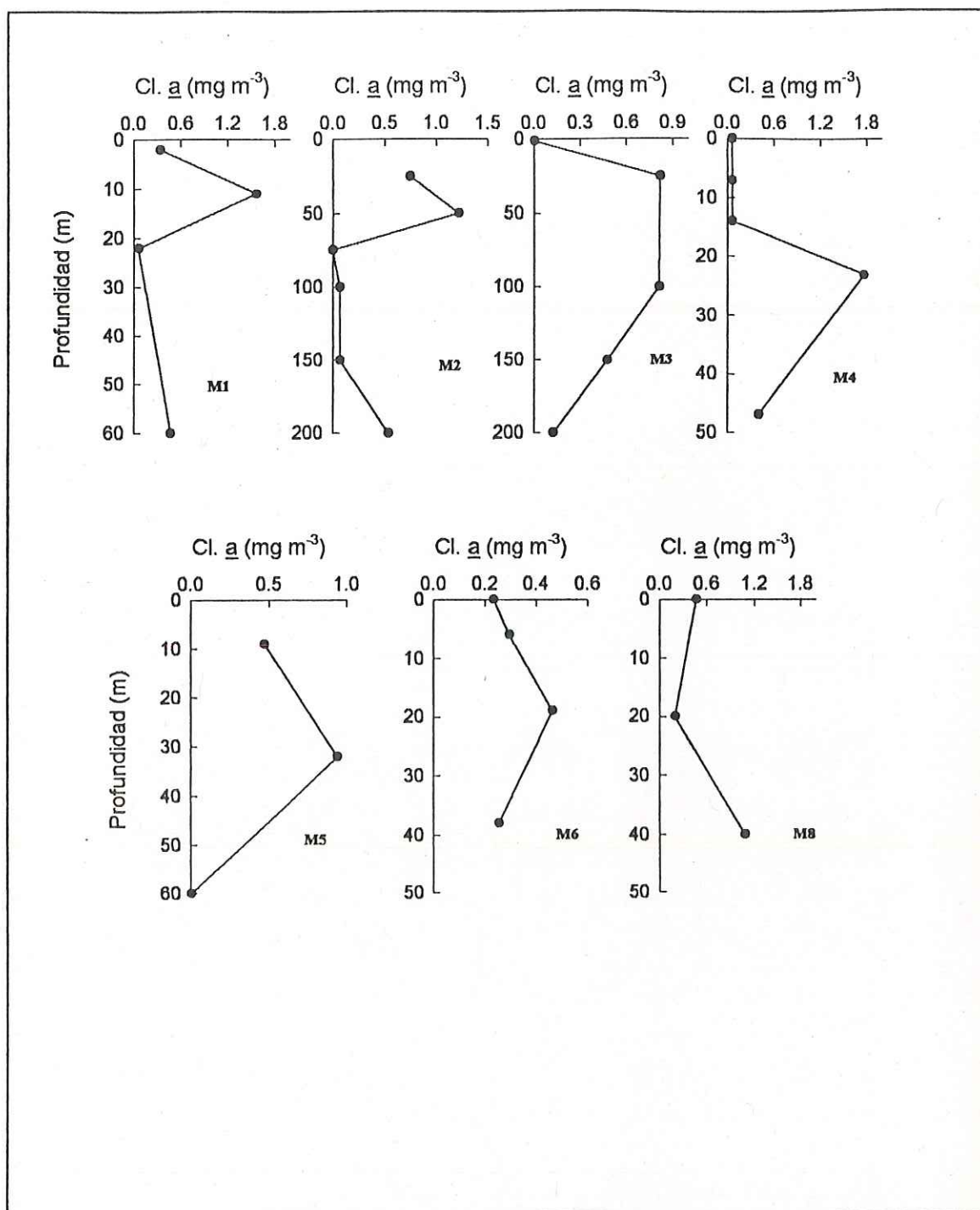


Figura 17. Distribución vertical de Clorofila *a* en la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

En el canal San Esteban, las concentraciones superficiales de clorofila a fluctuaron de $0.01 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ a $0.82 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ en mareas post-muertas, y de $0.41 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ a $2.37 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ en mareas post-vivas (Tabla 4). Al igual que en el canal de Ballenas, la distribución vertical fué muy irregular con un máximo que varió de profundidad temporal y espacialmente (Fig. 16). Los máximos subsuperficiales más pronunciados fueron de $3.27 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ y $3.31 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ ambos a 75 metros de profundidad en las estaciones E8 y E9 respectivamente, en mareas post-vivas (Tabla 5). El primero de ellos caracterizado por una abundancia de nanoflageladas de $1.78 \times 10^5 \text{ céls}\cdot\text{l}^{-1}$, $4,860 \text{ céls}\cdot\text{l}^{-1}$ de diatomeas, $880 \text{ céls}\cdot\text{l}^{-1}$ de dinoflagelados y $50 \text{ céls}\cdot\text{l}^{-1}$ de silicoflagelados. El segundo máximo con $6.4 \times 10^5 \text{ céls}\cdot\text{l}^{-1}$ de nanoflageladas, $2,030 \text{ céls}\cdot\text{l}^{-1}$ de diatomeas, $1,340 \text{ céls}\cdot\text{l}^{-1}$ de dinoflagelados y $10 \text{ céls}\cdot\text{l}^{-1}$ de silicoflagelados.

En la región de la boca del Golfo de California, los valores subsuperficiales de clorofila a se presentaron con un intervalo de $1.57 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$, en la estación M1, a 11 metros, a $0.8 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ en la estación M3, a 20 m (Tabla 5, Fig. 17). El máximo subsuperficial de clorofila a en esta zona se presentó en la estación M4 y fué de $1.77 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$, a 23 metros de profundidad (Tabla 5). Dicho máximo estuvo caracterizado por una abundancia de nanoflageladas de $2.24 \times 10^5 \text{ céls}\cdot\text{l}^{-1}$, mientras que las diatomeas ($10,800 \text{ céls}\cdot\text{l}^{-1}$), los dinoflagelados ($4,600 \text{ céls}\cdot\text{l}^{-1}$) y los silicoflagelados ($500 \text{ céls}\cdot\text{l}^{-1}$) se hicieron presentes en este máximo sólo con abundancias pobres. El segundo máximo se presentó en la estación M1 con $1.57 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ a 11 metros y se caracterizó por una

TABLA IV. Concentraciones superficiales de clorofila a en el Golfo de California. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

TRANSECTO	Clorofila <u>a</u> (mg.m⁻³)
Canal de Ballenas	0.82 - 0.01 (post-muertas) 0.48 - 4.62 (post-vivas).
Canal de San Esteban	0.01 - 0.82 (post-muertas) 0.41 - 2.37 (post-vivas).
Boca del Golfo	0.006 - 1.57

TABLA V. Máximo de clorofila $\bar{g}$ ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) y su profundidad relativa en el Golfo de California. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

Canal de Ballenas		
Estaciones de muestreo	mareas post-muertas	mareas post-vivas
E1	1.34 (150 m)	0.88 (200 m)
L4	0.95 (150 m)	1.9 (2 m)
L5	1.7 (150 m)	2.24 (2 m)
L6	1.23 (150 m)	4.62 (2 m)
L7	0.82 (150 m)	1.9 (2 m)
L8	1.29 (150 m)	2.73 (50 m)
L9	1.22 (150 m)	0.95 (25 m)

Canal de San Esteban		
Estaciones de muestreo	mareas post-muertas	mareas post-vivas
E1	1.34 (150 m)	0.88 (200 m)
E2	2 (150 m)	0.55 (150 m)
E3	1.16 (50 m)	2.71 (25 m)
E4	0.82 (150 m)	1.22 (150 m)
E5	0.22 (50 m)	2.37 (2 m)
E6	1.48 (25 m)	0.82 (25 m)
E7	0.82 (150 m)	1.83 (25 m)
E8	0.95 (25 m)	3.31 (75 m)
E9	0.47 (50 m)	2.27 (75 m)
E10	1.42 (25 m)	0.59 (4 m)

Boca del Golfo	
Estaciones de muestreo	clorofila $\bar{g}$ ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$)
M1	1.57 (11 m)
M2	1.22 (50 m)
M3	0.82 (25 m)
M4	1.77 (23 m)
M5	0.94 (32 m)
M6	0.47 (19 m)
M8	1.09 (40 m)

abundancia de nanoflageladas de 1.12×10^5 céls·l⁻¹, 180 céls·l⁻¹ de diatomeas y 800 céls·l⁻¹ de dinoflagelados.

V. 3. Abundancia y distribución de Fitoplancton (diatomeas, dinoflagelados, silicoflagelados y nanoflageladas)

En el canal de Ballenas las diatomeas se presentaron con un intervalo de 2.91×10^5 céls·l⁻¹ en la estación L6, a 25 m durante mareas post-vivas, a 170 céls·l⁻¹ en la estación L4, a 150 m durante mareas post-muertas (Tabla 6). En mareas post-vivas hubo un máximo claro en la superficie, aunque a veces hubo otro a profundidad, como en las estaciones L4 y L8. A menudo las diferencias entre los dos estados de marea fueron notables, con las mayores abundancias en mareas post-vivas que en las post-muertas por arriba de 100 m (Fig. 18). De manera particular, la estación L6 al norte del dintel de San Lorenzo, fué la más sobresaliente por su gran abundancia superficial de diatomeas con mareas post-vivas (2.82×10^5 céls·l⁻¹).

Con respecto a la abundancia de los dinoflagelados en el canal de Ballenas presentaron un máximo de 8,620 céls·l⁻¹, en la estación L9 a 50 m, y un mínimo de 180 céls·l⁻¹, en la estación L4 a 150 m, ambos con mareas post-muertas (Tabla 6). En general, las mayores abundancias de dinoflagelados se observaron por arriba de los 100 m, a menudo con máximos en la superficie, aunque también se presentaron máximos profundos, como en las estaciones E1 y L5 al sur del dintel (Fig. 19).

TABLA VI. Intervalo de la abundancia de fitoplancton (diatomeas, dinoflagelados, silicoflagelados y nanoflageladas). Valores máximos y mínimos en el Golfo de California. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

TRANSECTO	Diatomeas (céls.l ⁻¹)	Dinoflagelados (céls.l ⁻¹)	Silicoflagelados (céls.l ⁻¹)	Nanoflageladas (céls.l ⁻¹)
Canal de Ballenas.	2.9×10^6 (pv) - 170 (pm)	8.6×10^3 (pm)- 180 (pv)	1×10^3 (pv) - 0	3.54×10^6 - 16×10^3 (pv)
Canal de San Esteban.	76×10^3 - 120 (pv)	7.3×10^3 - 101 (pm)	350 - 0	2.29×10^6 (pm) 21×10^3 (pv)
Boca del Golfo de California.	10×10^3 - 30	6×10^3 - 80	200 - 0	3×10^6 - 14×10^3

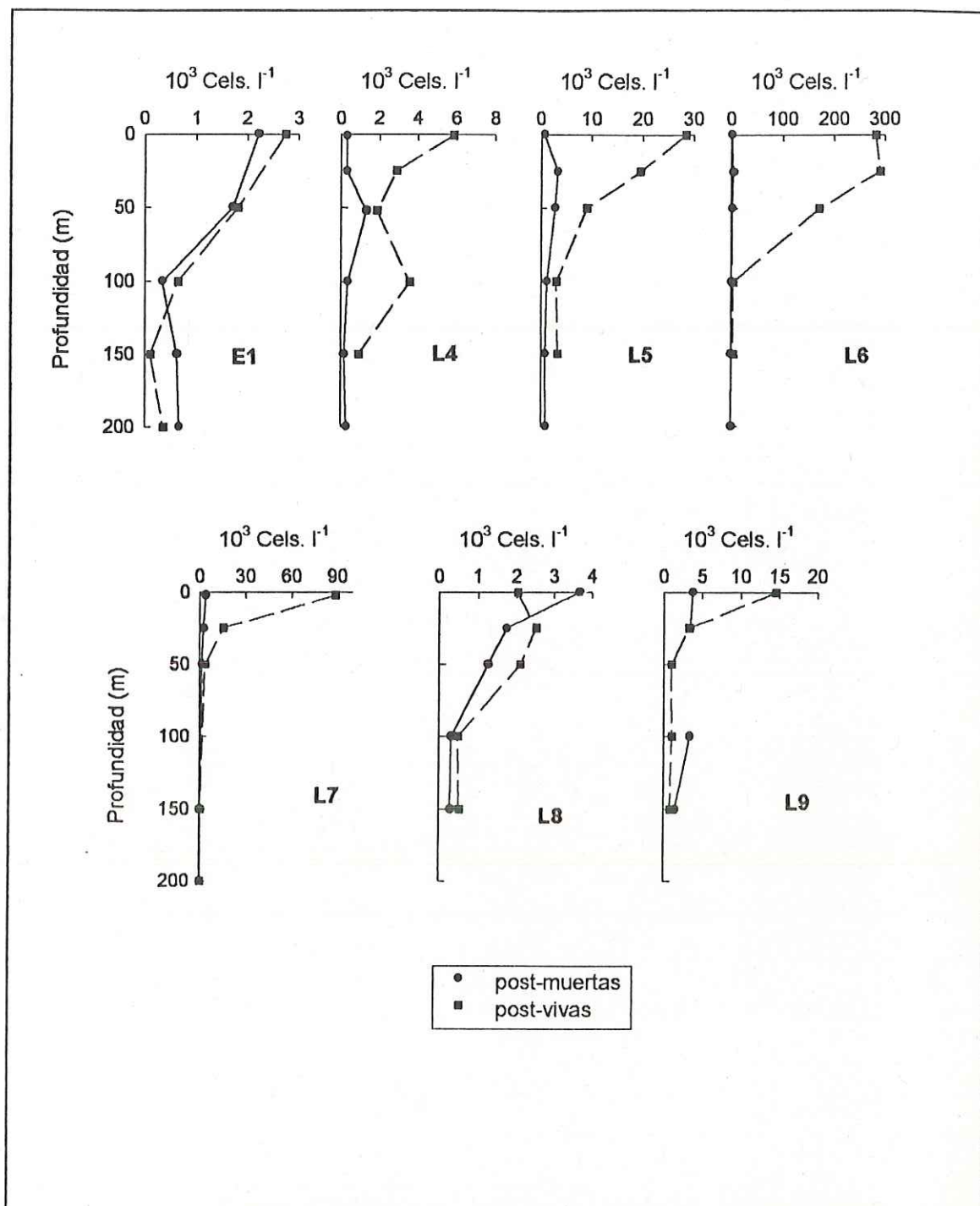


Figura 18. Distribución vertical de la abundancia de diatomeas en el canal de Ballenas. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

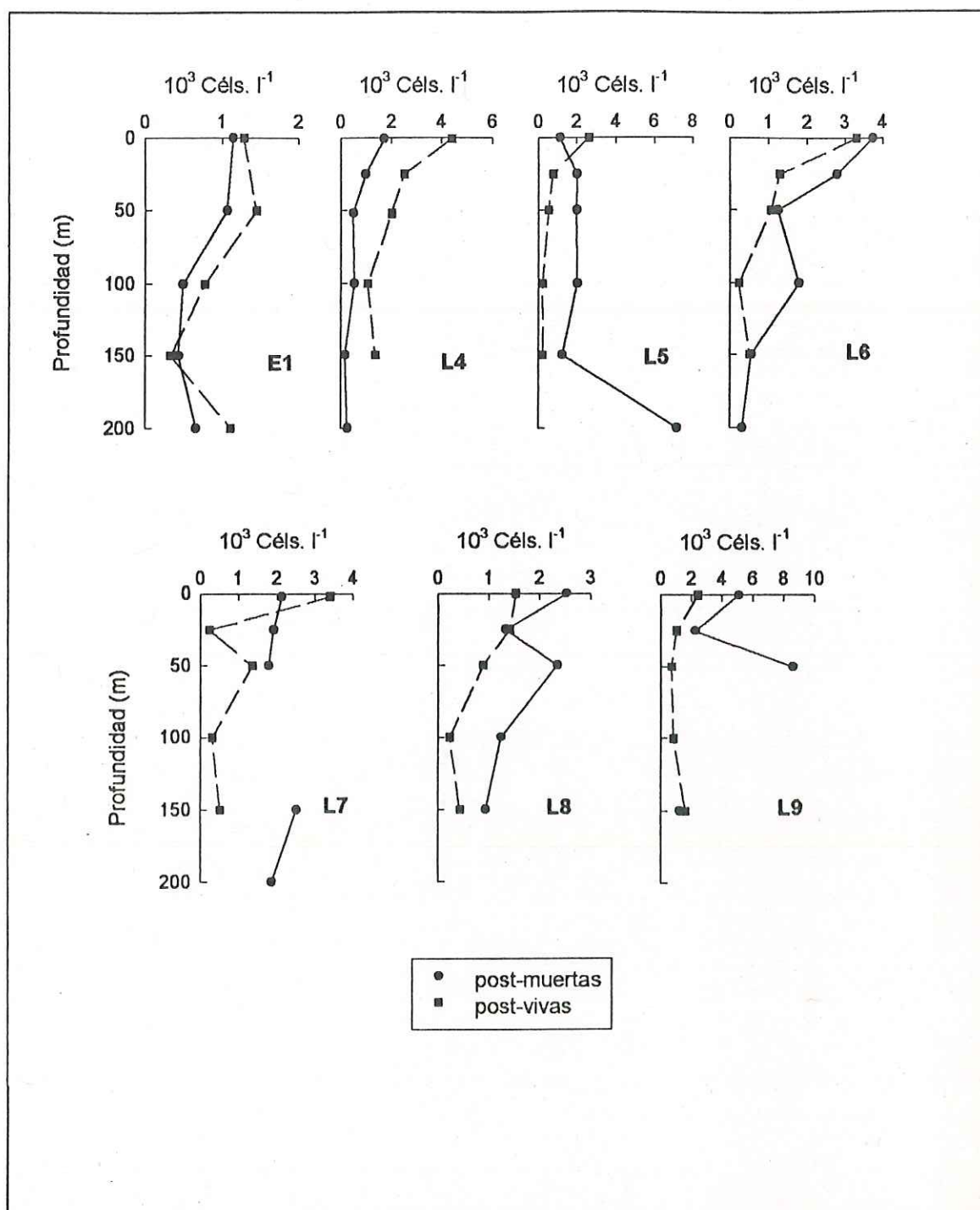


Figura 19. Distribución vertical de la abundancia de dinoflagelados en el canal de Ballenas. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

El grupo de los silicoflagelados en el canal de Ballenas se presentaron con abundancias muy pobres en casi todas las estaciones de muestreo. El máximo fué de $1,000 \text{ céls} \cdot \text{l}^{-1}$, en la estación L6 a 25 m en el período de mareas post-vivas y el mínimo fué cero en las estaciones E1, L4 y L6 en mareas post-muertas y E1 y L9 en post-vivas (Tabla 6). Los valores máximos también tendieron a presentarse a menudo en la superficie y con valores mayores en mareas post-vivas (Fig. 20).

En el canal de Ballenas, las nanoflageladas fueron muy abundantes en todas las estaciones de muestreo. En esta zona, el intervalo de nanoflageladas fué de $3.54 \times 10^6 \text{ céls} \cdot \text{l}^{-1}$ en la estación L6, a 25 m, a $16,597 \text{ céls} \cdot \text{l}^{-1}$ en la estación L7, a 50 m, ambos con mareas post-vivas (Tabla 6). En las gráficas de distribución vertical de nanoflageladas (Fig. 21) se observan diferencias entre los dos períodos de marea, con las mayores abundancias en mareas post-vivas, hacia la superficie, con excepción de la estación L5.

En el canal de San Esteban, la abundancia de las diatomeas presentó un máximo de $76,820 \text{ céls} \cdot \text{l}^{-1}$ en la estación E3, en la superficie, y un mínimo de $120 \text{ céls} \cdot \text{l}^{-1}$ a 150 m en la estación E1, ambos valores durante mareas post-vivas (Tabla 6). De nuevo, en general, las mayores abundancias de diatomeas se presentaron en la superficie y con mareas post-vivas, pero hubo excepciones como el máximo de la estación E2 a 150 m y los valores superficiales mayores en las estaciones E9 y E10 con mareas post-muertas. En el canal de San Esteban la abundancia de diatomeas presentó un intervalo de 76,820 a $120 \text{ céls} \cdot \text{l}^{-1}$ en mareas post-vivas (Tabla 6). Las estaciones E5 y E6 también presentaron altas

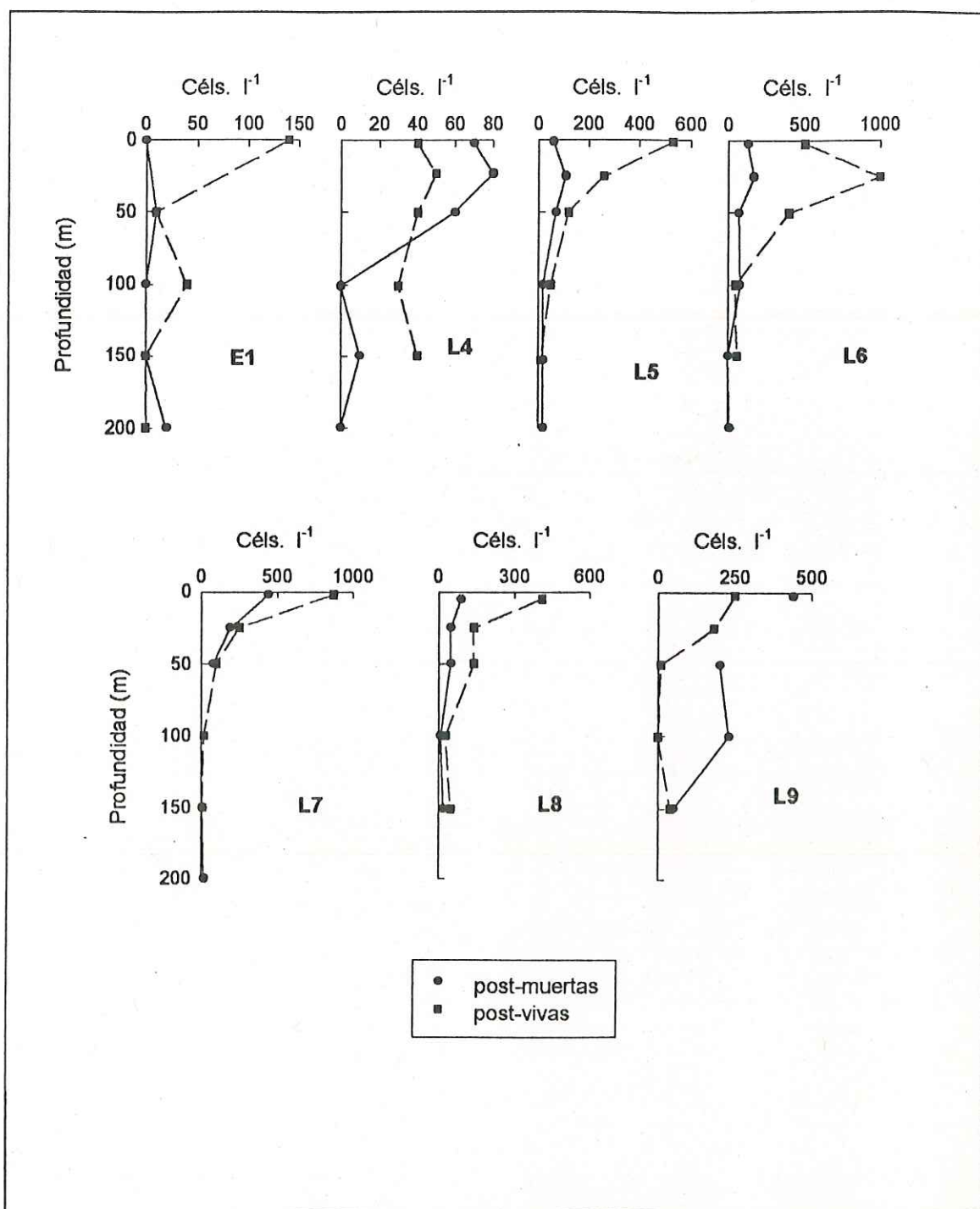


Figura 20. Distribución vertical de la abundancia de silicoflagelados en el canal de Ballenas. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

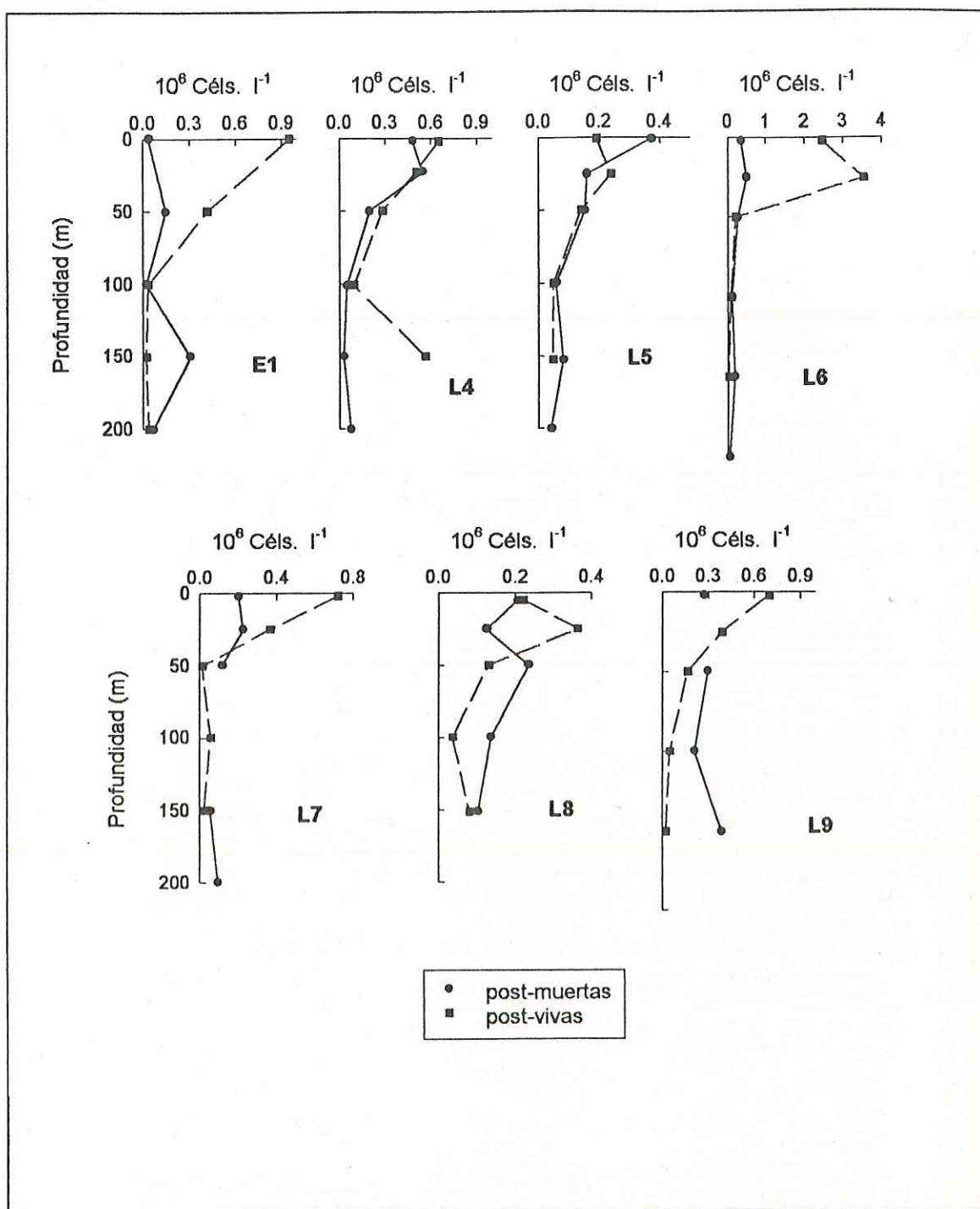


Figura 21. Distribución vertical de la abundancia de nanoflageladas en el canal de Ballenas. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

abundancias superficiales de diatomeas con valores de 55,720 y 38,690 céls·l⁻¹, respectivamente, también con mareas post-vivas (Fig. 22).

El grupo de los dinoflagelados, en el canal de San Esteban, presentó abundancias con un máximo de 7,360 céls·l⁻¹ en la estación E4, a 100 m, con mareas post-muertas, y un mínimo de 101 céls·l⁻¹ en la estación E9, a 150 m, también durante mareas post-muertas (Tabla 6). En la mayoría de los casos se presentaron mayores abundancias en mareas post-muertas que en mareas post-vivas (Fig. 23).

Con respecto al grupo de los silicoflagelados en el canal de San Esteban, el intervalo de abundancia fué de 350 céls·l⁻¹ como máximo en la estación E3, a 25 m, y valores de cero células por litro en gran parte de las muestras (Tabla 6). De igual forma se observaron diferencias en la distribución vertical del grupo de los silicoflagelados durante los dos periodos de mareas, con mayores abundancias en general en post-vivas (Fig. 24).

Finalmente el grupo de las nanoflageladas en esta zona se presentó de nuevo con las más altas abundancias. Su máximo fué 2.29×10^6 céls·l⁻¹ en la estación E4 en la superficie, y su mínimo fué 21,401 céls·l⁻¹ en la estación E1 a 150 m (Tabla 6). Dentro de esta misma área, las estaciones E3 (1.96×10^6 céls·l⁻¹), E5 (1×10^6 céls·l⁻¹) y E8 (1.36×10^6 céls·l⁻¹) sobresalieron por sus grandes abundancias de este grupo (Fig. 25). La distribución vertical de este grupo no revela una clara mayor abundancia bajo condiciones de un tipo de marea con respecto al otro.

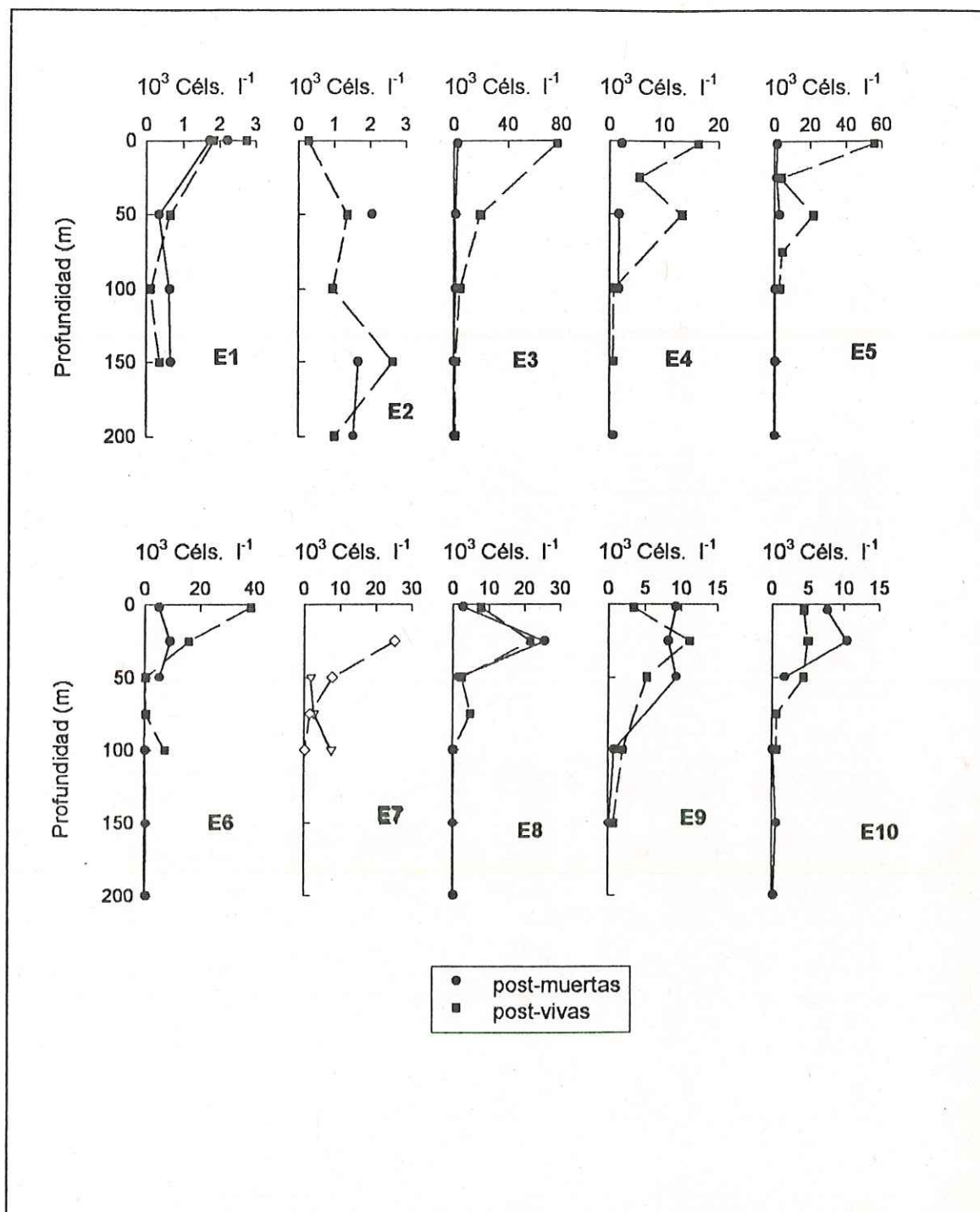


Figura 22. Distribución vertical de la abundancia de diatomeas en el canal de San Esteban. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

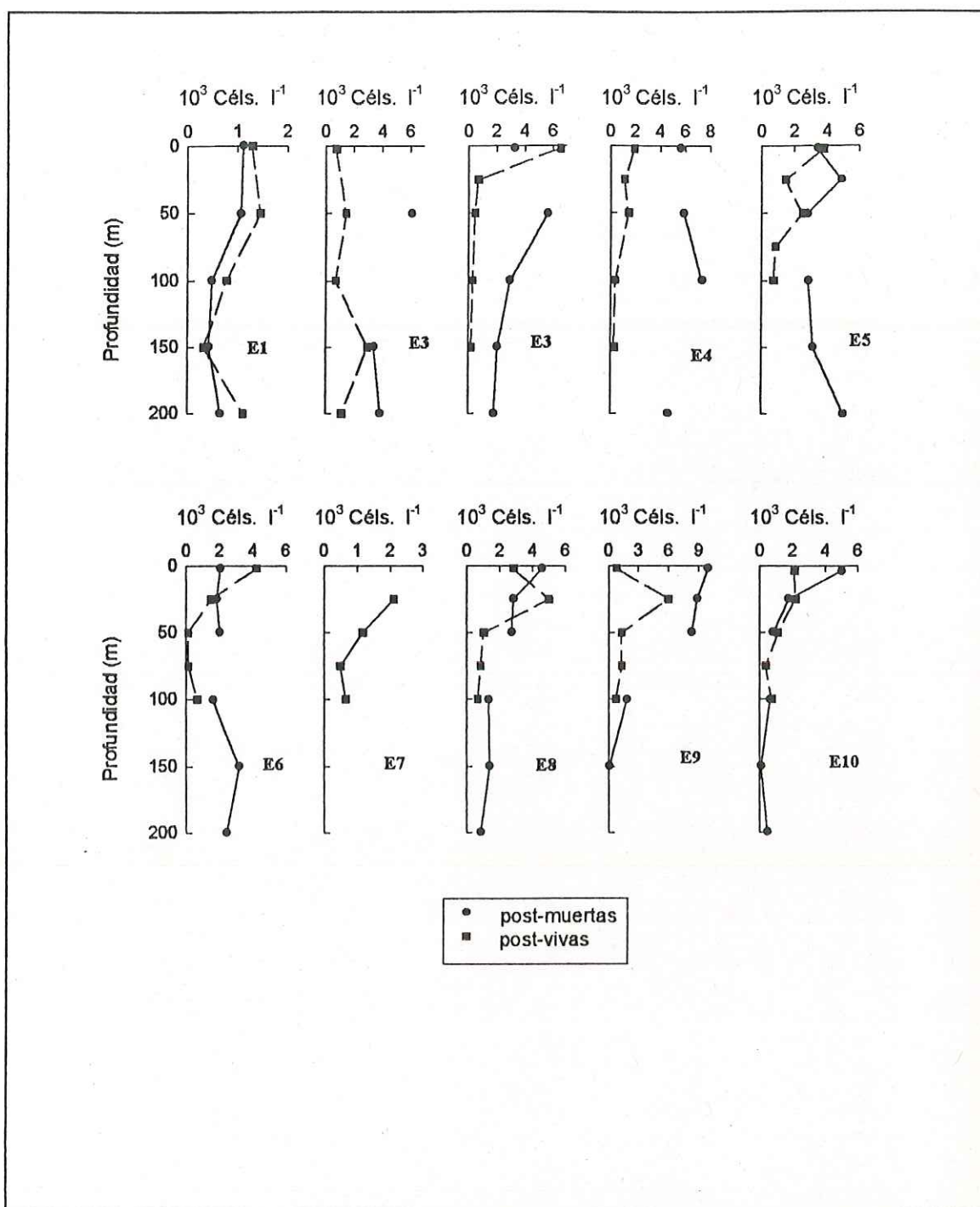


Figura 23. Distribución vertical de la abundancia de dinoflagelados en el canal de San Esteban. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

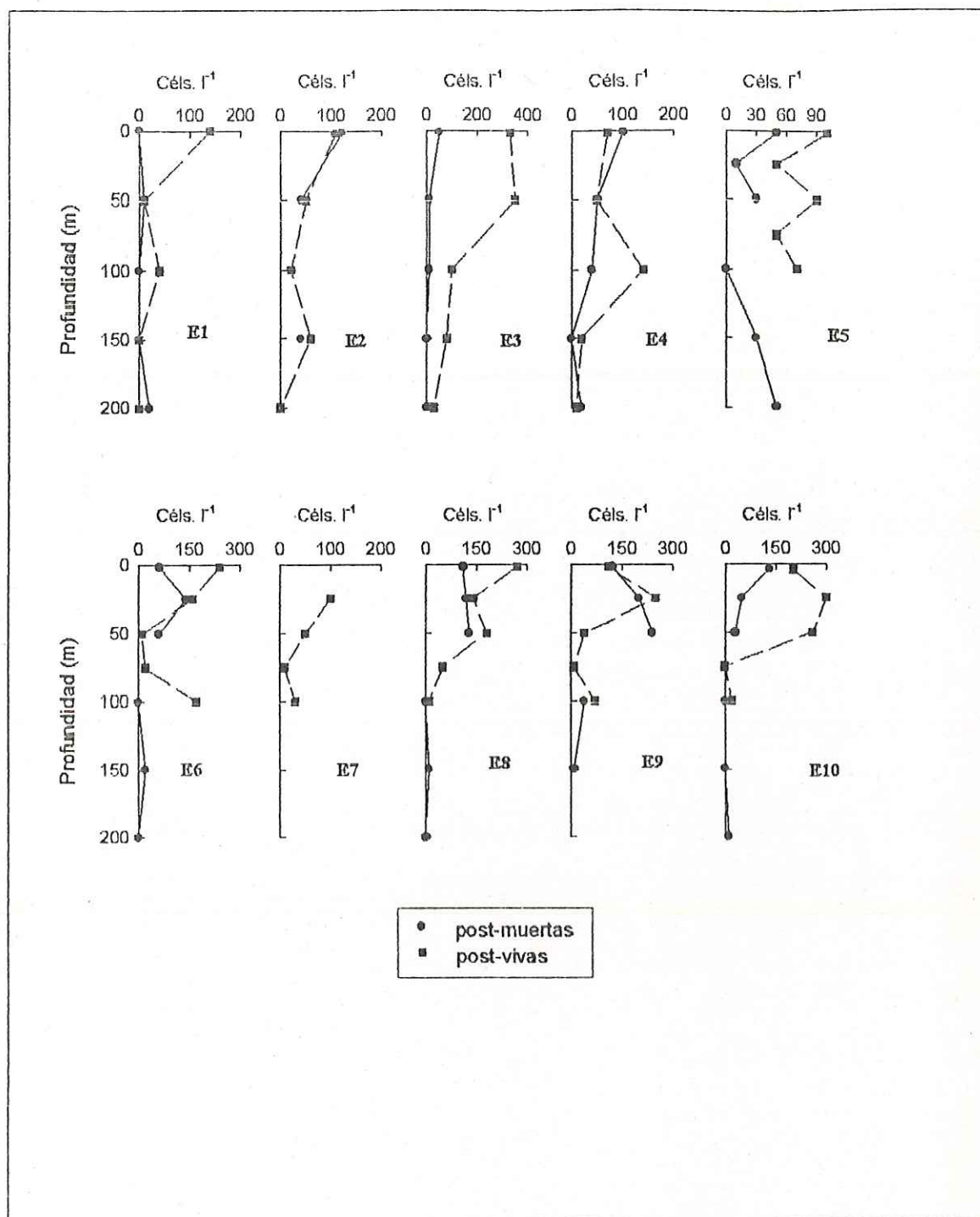


Figura 24. Distribución vertical de la abundancia de silicoflagelados en el canal de San Esteban. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

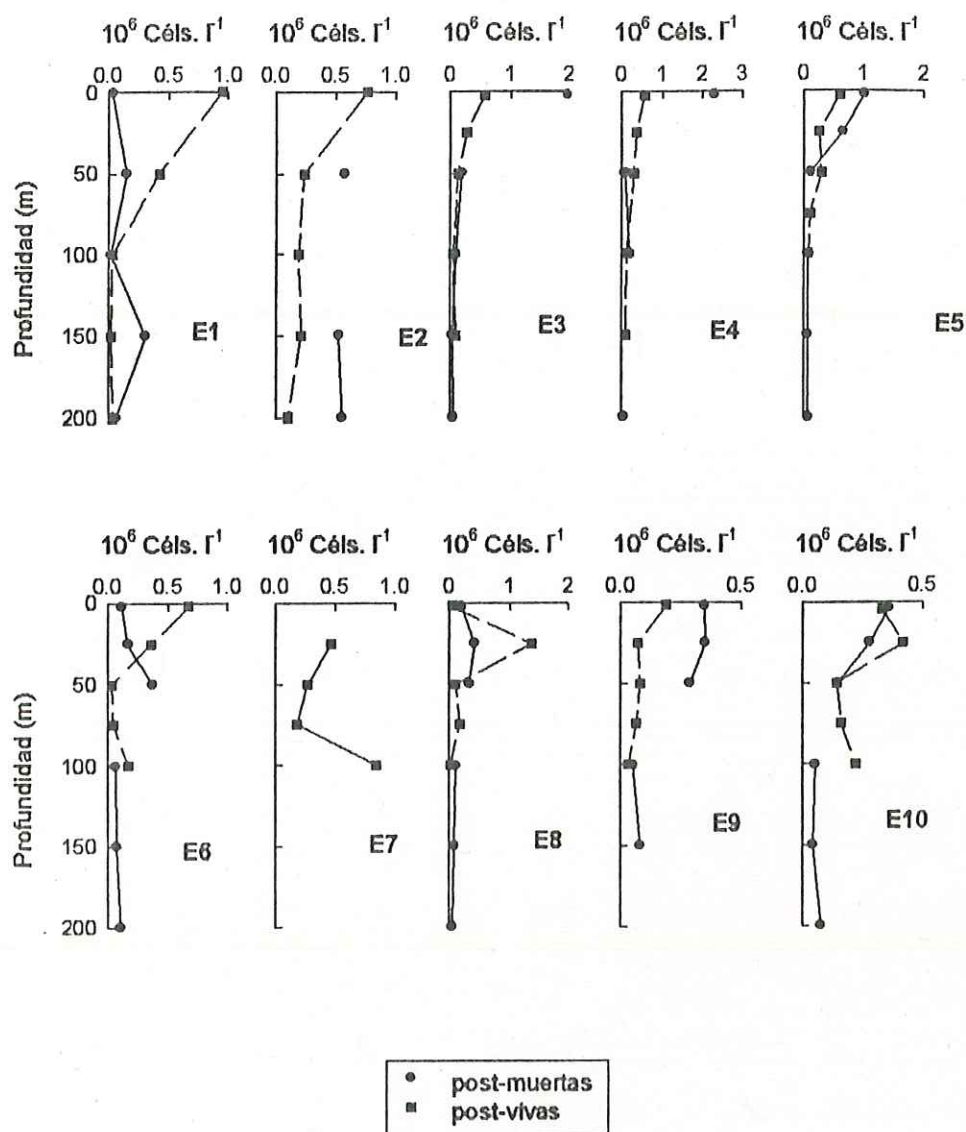


Figura 25. Distribución vertical de la abundancia de nanoflageladas en el canal de San Esteban. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

En la región de la boca, el grupo de las diatomeas presentó una abundancia máxima de 10,800 céls·l⁻¹ en la estación M4, a 23 m, que es un orden de magnitud menor que el máximo de la región de los canales del centro del Golfo. El mínimo fué 30 céls·l⁻¹ en la estación M2 (Tabla 6; Figura 26). A su vez, los dinoflagelados presentaron un máximo de 6,900 céls·l⁻¹ en la estación M4, en la superficie, y un mínimo de 80 céls·l⁻¹ en las estaciones M2 y M3, a 150 y 75 metros, respectivamente (Tabla 6; Figura 27). Los silicoflagelados fueron escasos, presentaron una abundancia máxima de 200 céls·l⁻¹ en las estaciones M4 y M5, entre 7 y 23 m, y estuvieron ausentes en la gran mayoría de las muestras (Fig. 28). Finalmente, las nanoflageladas presentaron de nuevo abundancias elevadas con valores de hasta 3×10^6 céls·l⁻¹ en la estación M3, a 25 m, y un mínimo de 14,319 céls·l⁻¹ a 200 m en la estación M2 (Tabla 6; Fig.29). En general, en la boca del Golfo las mayores abundancias de los cuatro grupos se observaron subsuperficialmente, entre 20 y 50 m.

La composición taxonómica del fitoplancton comprende un total de 64 géneros distribuidos en 44 diatomeas, 18 dinoflagelados y 2 silicoflagelados. De las nanoflageladas únicamente se logró identificar a *Pyramommona* sp., a causa de su diminuta talla, enorme variedad de formas y deformaciones las cuales hacen difícil su identificación. Dentro de los géneros de diatomeas observadas en el transecto del canal de Ballenas, *Climacodium* sp. (1,390 céls·l⁻¹ en post-muertas), *Leptocylindrus* sp., (6,170 céls·l⁻¹ en post-vivas), *Chaetoceros* sp. (1.84×10^5 céls·l⁻¹, en post-vivas), *Rhizosolenia* sp. (10,800 céls·l⁻¹ en post-vivas), *Nitzschia* sp. (24,000 céls·l⁻¹, en post-vivas) y

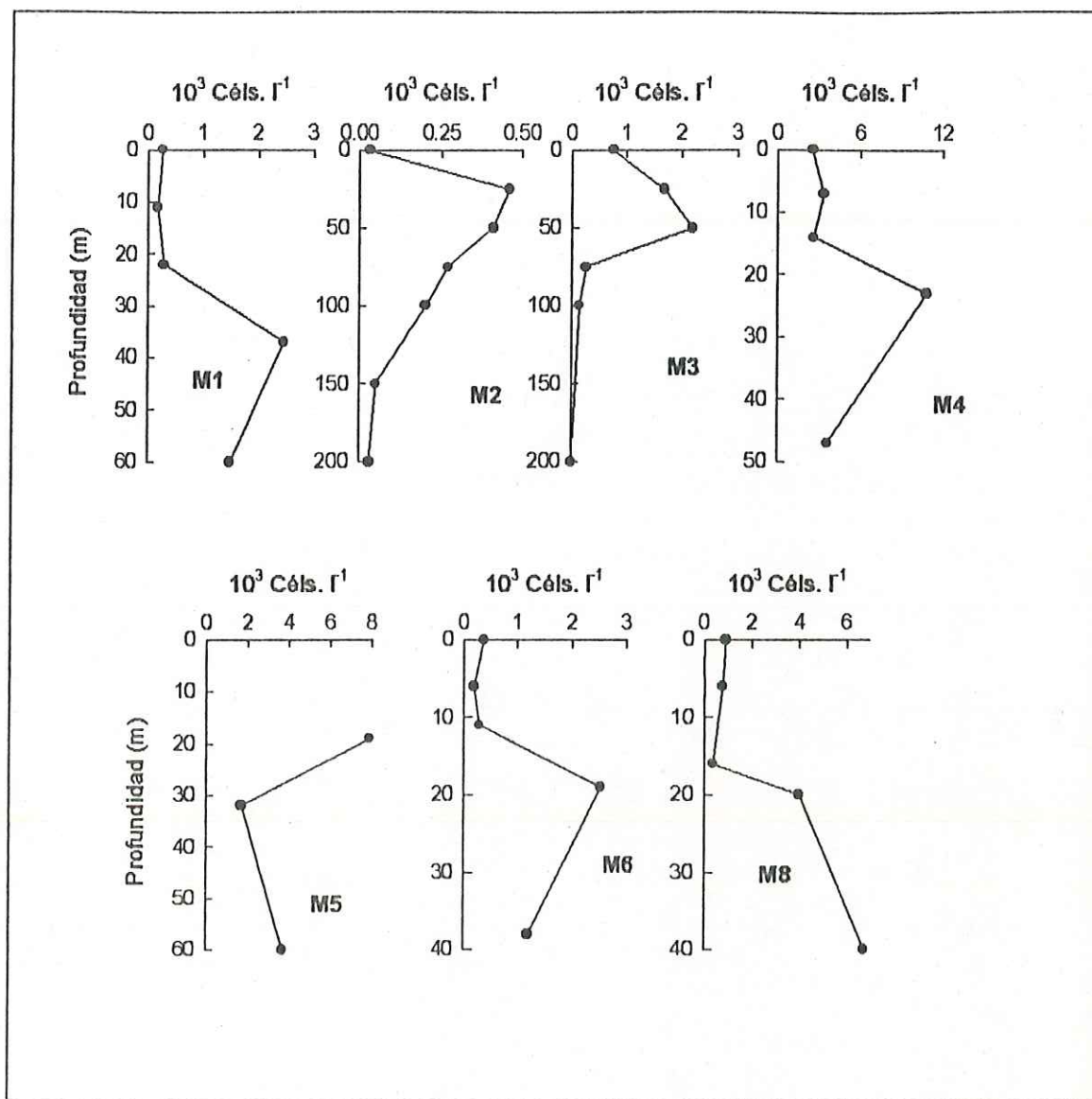
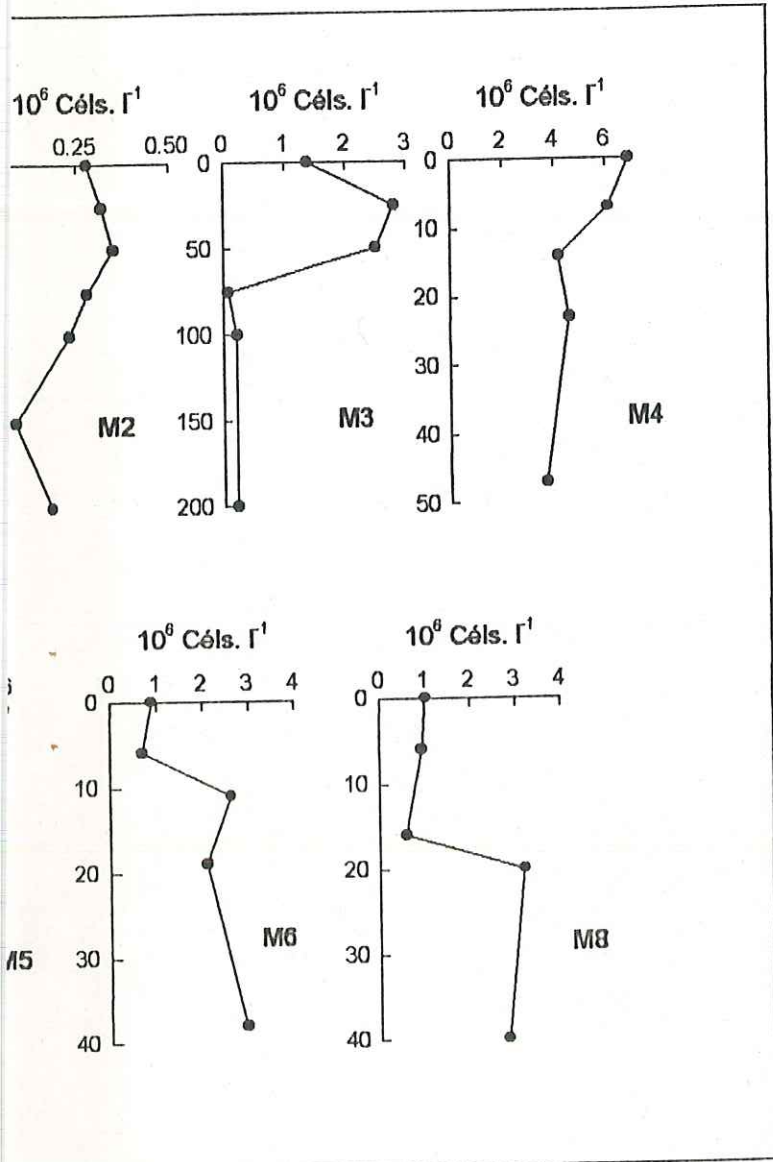
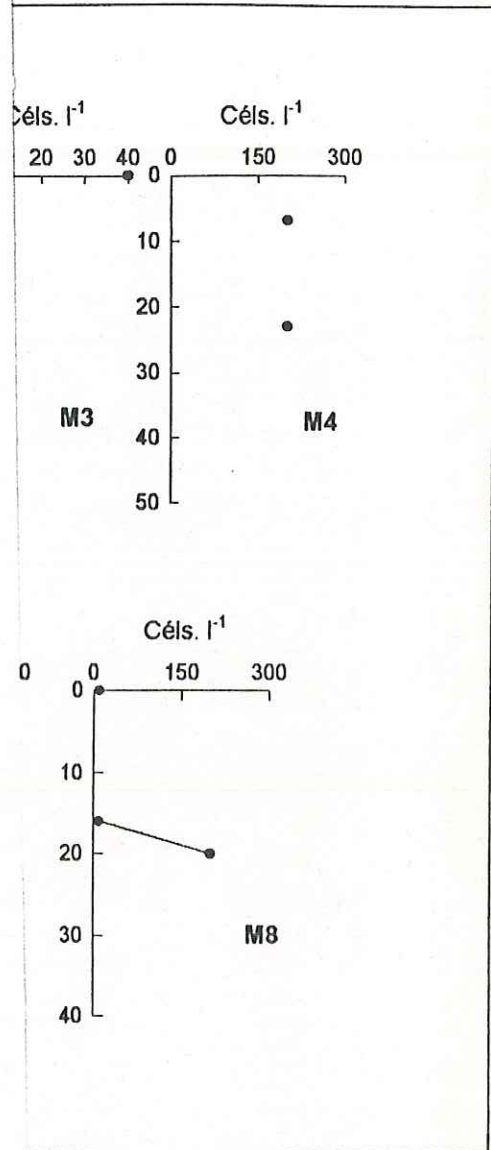


Figura 26. Distribución vertical de la abundancia de diatomeas en la Boca del Golfo de California. Crucero De Steiguer-verano de 1990.



al de la abundancia de dinoflagelados en la Boca del Golfo
guer-verano de 1990.



le silicoflagelados en la Boca del
190.

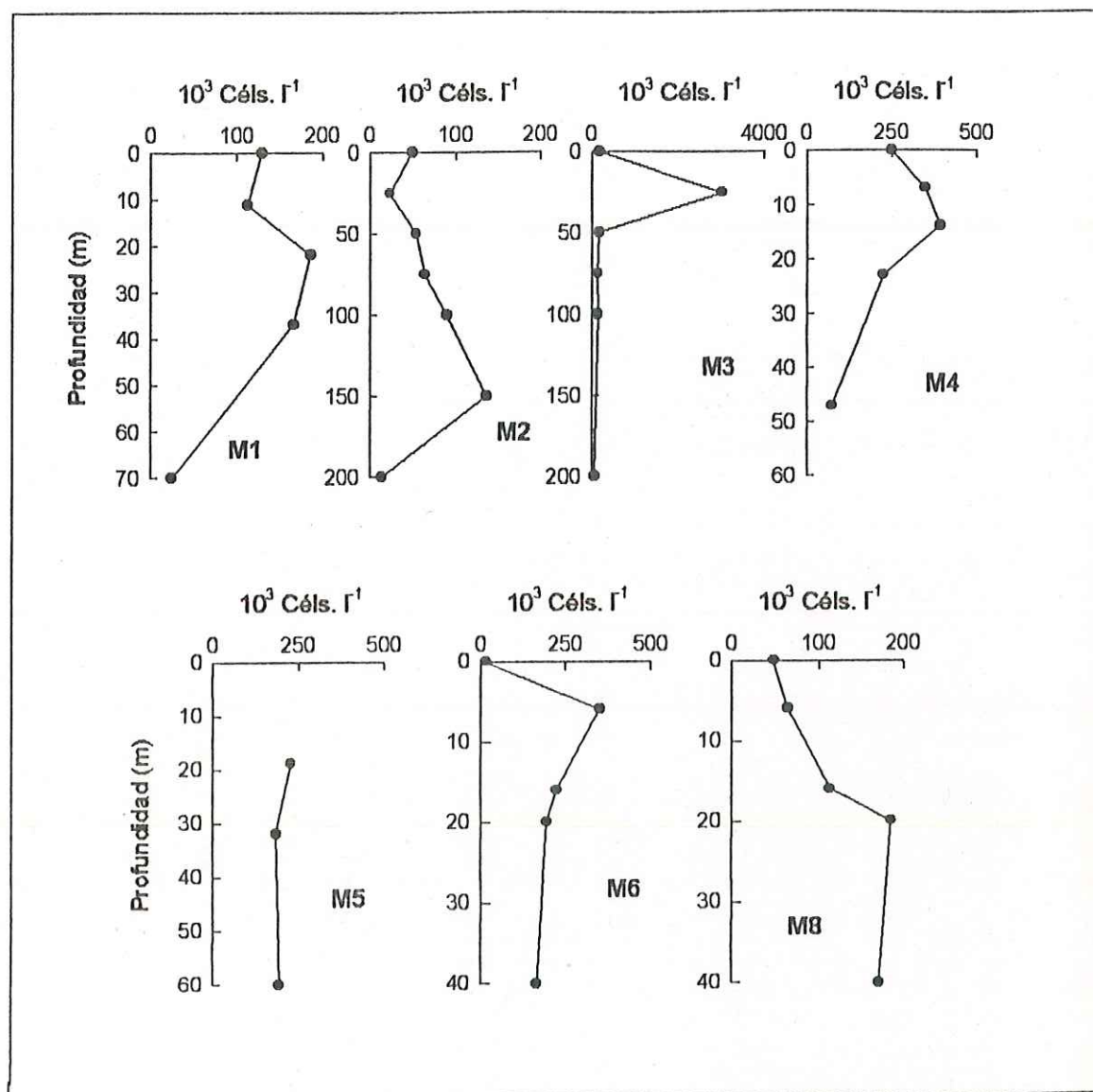


Figura 29. Distribución vertical de la abundancia de nanoflageladas en la Brea del Golfo de California. Crucero De Steiguer-verano de 1990.

Thalassiothrix sp. (15,100 céls·l⁻¹, en post-vivas) fueron los más sobresalientes cuantitativamente (Tabla 7).

Por otro lado, *Gymnodinium* sp. (12,410 céls·l⁻¹, en post-muertas), *Protoperidinium* sp. (3,140 céls·l⁻¹, post-vivas), *Prorocentrum* sp. (1,320 céls·l⁻¹, en post-vivas) y *Oxitoxum* sp. (2,350 céls·l⁻¹, en post-muertas) fueron los dinoflagelados más abundantes. Finalmente, en el grupo de los silicoflagelados se identificaron a *Dictyocha* sp. y *Distephanus* sp., cuyas abundancias fueron en general muy bajas en los tres transectos (Tabla 7).

En la estación L6 al norte del dintel, las diatomeas mostraron un mayor intervalo de abundancias (2.91×10^5 a 4,490 céls·l⁻¹) entre 25 y 100 metros de profundidad. Los géneros responsables de este florecimiento fueron, *Chaetoceros* sp. (1.84×10^5 céls·l⁻¹), *Bacteriastrum* sp. (17,800 céls·l⁻¹), *Nitzschia* sp. (24,000 céls·l⁻¹) y *Rizosolenia* sp. (10,800 céls·l⁻¹). En cambio en el canal de San Esteban, las estaciones E5 y E6 fueron las más sobresalientes por sus altas abundancias de 55,720 y 38,690 céls·l⁻¹.

Tabla VII. Organismos más abundantes en el canal de Ballenas, canal de San Esteban y región de la Boca del Golfo de California (Crucero De Steiguer-verano de 1990)

Canal de Ballenas

Climacodium sp., *Leptocylindrus* sp., *Chaetoceros* sp., *Rhizosolenia* sp., *Nitzschia* sp., *Actinoptylchus* sp., *Coscinodiscus* sp., *Thalassiothrix* sp., *Gymnodinium* sp., *Oxitoxum* sp., *Prorocentrum* sp., *Protoperidinium* sp., *Pyramommona* sp.

Canal de San Esteban

Gymnodinium sp., *Oxitoxum* sp., *Chaetoceros* sp., *Rhizosolenia* sp., *Thalassiothrix* sp., *Nitzschia* sp., *Leptocylindrus* sp., *Climacodium* sp., *Protoperidinium* sp., *Prorocentrum* sp., *Oxitoxum* sp., *Gymnodinium* sp., *Pyramommona* sp.

Boca del Golfo de California

Leptocylindrus sp., *Nitzschia* sp., *Thalassiothrix* sp., *Climacodium* sp., *Gymnodinium* sp., *Prorocentrum* sp., *Oxitoxum* sp., *Pyramommona* sp.

VI. DISCUSION

Souza (1991) y Simpson *et al.* (1994) analizaron los datos de temperatura, salinidad y sigma-t de este mismo crucero para estudiar la estabilidad de la columna de agua en la zona de los canales Ballenas y San Esteban. Estos autores contrastaron las condiciones de mareas post-muertas y post-vivas y concluyeron que opera una mezcla vertical debida al intenso efecto de las corrientes de marea. Con mareas vivas hay un calentamiento de las capas profundas y un enfriamiento de las capas superficiales, lo cual indica flujos verticales grandes. Por lo tanto se esperaría que hubiera una introducción de nutrientes a la capa eufótica y un ulterior aumento de la biomasa fitoplanctónica. Estos autores calcularon la diferencia de temperatura entre las dos condiciones de marea y graficaron su distribución espacial, mostrando una gran irregularidad con áreas o "manchas" de diferencias positivas y negativas (Fig. 9.4 de Simpson *et al.*, 1994). Esto indica que no existe una advección unidireccional sino una mezcla que genera un campo complejo, pero que tiene el efecto neto de acarrear agua fría y rica en nutrientes hacia la superficie. Según estos autores, la dinámica conceptual que emerge es la de una agitación vigorosa en la vecindad de los umbrales de San Esteban y San Lorenzo que promueve una mezcla del agua salina del norte del Golfo con el agua profunda que incluye una componente del agua Intermedia del Pacífico, fría y de baja salinidad, que está presente por debajo de la profundidad de los umbrales. Esto es un mecanismo que tiende a bajar la temperatura superficial en la región de las grandes islas y en el norte del Golfo, con una modulación quincenal.

Se debe enfatizar que en el Golfo de California la biomasa de fitoplancton y los nutrientes despliegan importantes fluctuaciones estacionales y espaciales (Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991; Santamaria-del-Angel *et al.*, 1994a). Los datos aquí presentados reflejan también el tipo de variabilidad que puede ocurrir a escalas de días, como en la secuencia de mezcla turbulenta y de estratificación de la columna de agua. Existen grandes cambios en espacio y tiempo a escalas relativamente pequeñas (Paden *et al.*, 1991), que influyen considerablemente en la distribución de todas las variables consideradas en este estudio.

La distribución vertical de los nutrientes en los canales de Ballenas y San Esteban fue irregular aún a profundidades mayores a 500 m. Comparando las dos condiciones de marea, no existen claramente mayores valores de nutrientes en una con relación a la otra, aunque a menudo en la superficie los valores fueron mayores en mareas post-vivas que en post-muertas. La mezcla genera una turbulencia con cambios en el campo de los nutrientes que produce diferencias positivas y negativas a diferentes profundidades, de una manera similar a lo que se refleja en la temperatura según Simpson *et al.* (1994). Los valores superficiales de los nutrientes no reflejan totalmente el efecto de la mezcla porque no son variables conservadoras. Entre mareas post-muertas y mareas post-vivas, y viceversa, se realiza un consumo de los nutrientes por la actividad fotosintetizadora del fitoplancton. El patrón de distribución de nutrientes para la zona de las islas observado en este trabajo difiere al que reportan Karydis y Mischopolous (1982) para las aguas del Golfo de Sarcónicos en donde el PO_4^{3-} permaneció estratificado aún durante el evento de

mezcla, posiblemente porque los factores físicos en esa región no son tan intensos. En cambio Webb y D'Elia (1980) reportaron una distribución de nutrientes virtualmente homogénea durante el evento de inestabilidad de la columna de agua en la Bahía de Chesapeake con mareas vivas.

Es importante mencionar que la distribución superficial de nutrientes presentó condiciones similares a las descritas en estudios anteriores, con la temperatura y salinidad disminuyendo y los nutrientes aumentando (Alvarez-Borrego *et al.*, 1978; Gaxiola-Castro *et al.*, 1978; Millán-Núñez, 1992; Salas-Pérez, 1992; Vergara-López, 1993). Los valores de NO_3^- mayores que $60 \mu\text{M}$ y de PO_4^{3-} mayores que $5 \mu\text{M}$, entre 150 y 600 m en el canal de Ballenas, son anómalos comparados con condiciones del océano Pacífico abierto. En el Pacífico abierto los máximos de nutrientes son cercanos al mínimo de oxígeno (entre 800 y 1300 m) y tienen valores de cerca de $44 \mu\text{M}$ para el NO_3^- y cerca de $3.5 \mu\text{M}$ para el PO_4^{3-} (Alvarez-Borrego *et al.*, 1978). Este tipo de valores tan elevados en aguas subsuperficiales han sido encontrados en la región de las grandes islas desde los cruceros del B/O Alexander Agassiz, de la Institución Scripps de Oceanografía, en 1974 (Alvarez-Borrego, S., comunicación personal, CICESE, Ensenada). No son muy comunes, pero en este trabajo son relativamente abundantes por el diseño del muestreo, principalmente la concentración de la toma de muestras en la zona de mayor mezcla. Pueden deberse a un proceso que incluiría el consumo de nutrientes por fotosíntesis cercana a la superficie, un hundimiento posterior de las partículas orgánicas que deberá ser al menos en parte por mezcla para que acarreé también oxígeno disuelto, y la

degradación de esta materia orgánica y remineralización de los nutrientes en las aguas subsuperficiales para sumarse a las de por sí elevadas concentraciones de nutrientes disueltos. El probar este mecanismo está más allá de los objetivos de esta tesis.

En la región de las grandes islas, los fenómenos asociados a las mareas parecen ser los principales responsables del incremento de nutrientes dentro de la columna eufótica. Aunque en este trabajo se enfocó la atención sobre el efecto de mezcla vertical de mareas muertas a mareas vivas, existen otros procesos potencialmente importantes para controlar la distribución de dichos nutrientes en verano:

(1) La surgencia de verano frente a las costas de Baja California (Alvarez-Borrego, 1983; Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). Una vez que el agua está en la superficie el calentamiento solar y la evaporación excesiva las vuelve tibias, de alta salinidad y la concentración de nutrientes disminuye por el consumo por el fitoplancton y las bacterias. Sin embargo, Santamaría-del-Angel *et al.* (1994a) indicaron que las imágenes del Coastal Zone Color Scanner no muestran un aumento muy evidente de la biomasa fitoplanctónica con las surgencias de verano en la costa de Baja California, y que en las aguas cercanas a la península los máximos de pigmentos fotosintéticos se presentan en invierno, en la temporada de surgencias de las costas del este del Golfo.

(2) El tipo de circulación que genera la posibilidad de variación vertical y horizontal, incluye el intercambio baroclínico entre las cuencas en donde la configuración hidrográfica en la región central y zona de las islas resulta en un flujo subsuperficial hacia

el sur de agua cálida y salina, y un flujo profundo de agua fría hacia el norte, de baja salinidad y alto contenido de nutrientes (Bray, 1988a). En verano, con vientos del sureste, el flujo superficial es hacia el norte.

(3) La perturbación sobre la interfase de dos masas de agua de diferente densidad, que origina la formación de saltos hidráulicos internos y ondas internas sobre los umbrales, los cuales pueden contribuir significativamente en el campo de la velocidad vertical y horizontal a la frecuencia de la marea, modificando el suplemento de nutrientes (Demers *et al.*, 1986; De Man y Lazier, 1991).

(4) Los procesos difusivos en la base de la pycnoclina.

Simultáneo a estos procesos ocurren procesos biológicos durante la mezcla, fotosíntesis y respiración, los cuales conducen a una remoción o adición de los nutrientes disueltos (Kennish, 1986; Harris, 1986).

En general, los resultados del crucero De Steiguer-1990, presentaron perfiles verticales típicos de verano, cuyas características incluyen: un decremento fuerte en la temperatura en la columna de agua, y la presencia de una termoclina bien desarrollada alrededor de los 100 metros de profundidad, la cual presentó aguas superficiales cálidas y fuerte estratificación al sur de los dinteles (Souza, 1991); y relativamente bajas concentraciones de NO_3^- , NO_2^- , PO_4^{3-} y SiO_2 para las aguas superficiales, en marcas post-muertas y en post-vivas, a pesar de la mezcla en la zona de las grandes islas, debido a remoción por la fotosíntesis del fitoplancton y las bacterias. Estas bajas concentraciones

de nutrientes se deben a la entrada de la masa de agua del Pacífico Tropical Oriental de baja salinidad y oligotrófica, la cual tiene acceso hasta la región de las grandes islas durante condiciones de verano (Alvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979). Las aguas superficiales presentaron valores de $\text{NO}_3^- < 3.43 \mu\text{M}$, $< 13.06 \mu\text{M}$ y $< 1.88 \mu\text{M}$ para el canal de Ballenas, canal San Esteban y región de la boca respectivamente (Tabla 3). Las concentraciones de PO_4^{3-} en la superficie fueron $< 2.05 \mu\text{M}$ en el canal de Ballenas, $< 2.66 \mu\text{M}$ en el canal San Esteban, y $< 0.58 \mu\text{M}$ en la boca del Golfo (Tabla 3), las cuales son ligeramente mayores a los valores reportados por otros autores (Zeitzchel, 1969; Warsh y Warsh, 1973; Alvarez-Borrego *et al.*, 1978; Gaxiola-Castro *et al.*, 1978; Millán-Núñez, 1992; Salas-Pérez, 1992; López-Vergara, 1993). Las concentraciones superficiales de silicatos fueron $< 17.78 \mu\text{M}$ en el canal de Ballenas, $< 17.78 \mu\text{M}$ en el canal San Esteban y $< 6.6 \mu\text{M}$ en la boca del Golfo de California (Tabla 3).

Las concentraciones de NO_2^- fueron menores de $0.79 \mu\text{M}$ para el canal de Ballenas, $< 0.40 \mu\text{M}$ para el canal de San Esteban y $< 0.17 \mu\text{M}$ en la boca del Golfo (Tabla 3). En general las concentraciones de NO_2^- fueron menores que las de NO_3^- (Figs. 4, 8 y 12) lo cual es común en aguas oceánicas. El máximo subsuperficial de NO_2^- (30-80 m) es una característica común a todos los océanos y se atribuye a nitrificación bacteriana (Hattori y Wada, 1971), a excreción por fitoplancton (Vaccaro y Ryther, 1960; Carlucci *et al.*, 1970; Kiefer *et al.*, 1976; French *et al.*, 1983; Harris, 1986), o ambas. En general, Wada y Hattori (1991) reportaron bajas concentraciones de NO_2^- en el océano abierto (menores de $0.05 \mu\text{M}$). Diferentes autores han señalado que lejos del continente, las

concentraciones de NO_2^- se incrementan desde niveles escasamente detectables en la superficie hasta un máximo cercano al fondo de la zona eufótica (Raymont, 1980; French *et al.*, 1983; Harris, 1986; Riley y Chester, 1989; Hattori y Wada, 1971), para después disminuir rápidamente a niveles muy bajos como ocurrió con los datos de NO_2^- en el presente trabajo. Alvarez-Borrego *et al.* (1978) observaron máximos subsuperficiales de NO_2^- durante abril y octubre en casi todas las estaciones de muestreo, con valores de 0.2 a 0.6 μM a 30-80 metros de profundidad. Dichos autores reportaron para el canal de Ballenas concentraciones mayores de 1.0 μM en ese máximo. En el presente trabajo, el máximo de NO_2^- fué una característica común en todas las estaciones de muestreo, registrando un valor máximo de 1.5 μM a 50 metros de profundidad, en la estación E8 en el canal San Esteban, durante mareas post-muertas (Fig. 8).

Los valores de SiO_2 de las aguas de la región de las grandes islas no son limitantes para el desarrollo de las diatomeas. Un caso contrario son las aguas superficiales del mar de los Sargazos, en donde los niveles de SiO_2 en la zona eufótica usualmente caen por debajo de 1 μM (Harris, 1986) por lo que las poblaciones de diatomeas son raras en ese mar, excepto durante el periodo de enriquecimiento superficial de SiO_2 .

En el Golfo de California se pierden grandes cantidades de SiO_2 de la columna de agua a los sedimentos, a través de la depositación de exoesqueletos de microorganismos, principalmente radiolarios y diatomeas (Calvert, 1966; De Master, 1981). En ciertas localidades, donde el agua en contacto con los sedimentos es muy pobre en oxígeno, se han formado sedimentos laminados que se han utilizado para estudiar la depositación de

SiO_2 (Calvert, 1966). El referido autor ha reportado que el intercambio de agua entre el Golfo de California y el Océano Pacífico provee aproximadamente $10^{14} \text{ g} \cdot \text{año}^{-1}$ de SiO_2 . Por lo tanto, podemos suponer que existe suficiente SiO_2 disponible en el agua para suplir el que se acumula en los sedimentos sin requerir aporte significativo por los ríos. A su vez, Mann y Lazier (1991) señalaron que la tasa de acumulación de sílice en los sedimentos del Golfo de California es de $0.10 \times 10^{14} \text{ g SiO}_2 \cdot \text{año}^{-1}$, este valor es similar al de Calvert (1966) de $0.15 \times 10^{14} \text{ g SiO}_2 \cdot \text{año}^{-1}$.

Los datos de clorofila a del presente crucero, fueron muy consistentes con la variación en espacio y tiempo que se ha reportado por otros autores (Stevenson, 1970; Gendrop-Funes *et al.*, 1978; Valdés-Holguín, 1986; Alvarez-Borrego y Gaxiola-Castro, 1988; Alvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991; Bazán-Guzmán 1990; Millán-Núñez *et al.*, 1993; López-Vergara, 1993; Santamaria-del-Angel *et al.*, 1994a) (Tabla 8). En este sentido, se confirma que en el verano, la mayoría del Golfo tiene muy bajas concentraciones de pigmentos fotosintéticos. Como ya se explicó anteriormente, en esta época del año los vientos del sureste propician que las aguas superficiales del Pacífico Tropical Oriental entren al Golfo de California conteniendo temperaturas altas, concentraciones bajas de nutrientes y por consiguiente, baja biomasa de fitoplancton (Alvarez-Borrego y Schwartzlose, 1979). Las imágenes del CZCS muestran que en verano las concentraciones de clorofila a son altas sólo en las aguas alrededor de las islas Angel de la Guarda y Tiburón, mostrando una clara variación estacional, con máxima concentración en invierno y mínima en verano, con valores $> 10 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ en invierno y

Tabla VIII. Valores de clorofila a ($mg \cdot m^{-3}$) estimados por diferentes autores para distintas regiones del Golfo de California.

Santamaría del Angel <i>et al.</i> , (1994a)	> 10 (invierno) < 0.1 (verano).	
Canal de Ballenas		
Gendrop Funes <i>et al.</i> , (1978)	3.5 - 7 (sup) 5 - 7 (5 m) 3.5 - 5 (10 m)	Marzo de 1973
Alvarez Borrego y Gaxiola Castro (1988)	1.0 - 2.7 (sup.) 3.0 - 3.5 (4 m) 2.7 - 3.2 (8 m)	Diciembre de 1981
Millán Núñez <i>et al.</i> , (1993)	0.5 - 1.7 (0 - 5 m)	Noviembre de 1987
López Vergara (1993)	< 0.1 - 2.8	Agosto de 1990
Canal de San Esteban		
Gendrop Funes <i>et al.</i> , (1978)	3 - 5 (0 m) 3 - 8 (5 m) 4 - 8 (10 m)	Marzo de 1973
Alvarez Borrego y Gaxiola Castro (1988)	2.6 (0 m) 2.4 (4 m) 2.8 (7 m)	Diciembre de 1981
Alvarez Borrego y Gaxiola Castro (1988)	2.4 - 3.5 (0 m) 2.7 - 3.2 (5 m) 2.4 - 3.2 (9 m)	Junio de 1982
Valdez Holguín (1986)	2.2 - 3.0 (0 - 10 m)	Marzo de 1983
Bazán Guzmán (1990)	0.5 - 0.9	Diciembre de 1984
Región de la Boca		
Stevenson (1970)	0.6 - 1.0	Abril - Agosto de 1967
Valdez Holguín (1986)	0.2 - 0.4 (0 - 10 m)	Marzo de 1983

$< 0.1 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ en verano (Santamaría-del-Angel *et al.*, 1994a). Estos últimos autores reportaron que en el canal de Ballenas, los valores de verano no fueron tan bajos como en las otras localidades (ej.: la boca) debido a los procesos de mezcla por mareas.

Para el canal de Ballenas, Gendrop-Funes *et al.* (1978) reportaron concentraciones de clorofila *a* de 3.5 a $7 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ en la superficie, 5 a $7 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ a 5 m , y 3.5 a $5 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ a 10 m para marzo de 1973, y Alvarez-Borrego y Gaxiola-Castro (1988) reportaron concentraciones de 1.0 a $2.7 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ en la superficie, 3.0 a $3.5 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ a 4 m , y 2.7 a $3.2 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ a 8 m , a principios de diciembre de 1981. Millán-Núñez *et al.*, (1993) reportaron valores de 0.5 a $1.7 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ entre 0 y 5 m para noviembre de 1987. Para el canal de San Esteban, Gendrop-Funes *et al.* (1978) reportaron concentraciones de clorofila *a* de 3 a 5 , 3 a 8 y 4 a $8 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ para 0 , 5 y 10 m , respectivamente, en marzo de 1973. Alvarez-Borrego y Gaxiola-Castro (1988) reportaron valores de 2.6 , 2.4 y $2.8 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ para 0 , 4 y 7 m , respectivamente, para diciembre de 1981. Estos autores reportaron además valores de 2.4 a 3.5 , 2.7 a 3.2 y 2.4 a $3.2 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ para 0 , 5 y 9 m , respectivamente, para finales de junio de 1982. Para la porción sur del canal de San Esteban, Valdéz-Holguín (1986) reportó valores de 2.2 a $3.0 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ (0 - 10 m) para marzo de 1983 y Bazán-Guzmán (1990) observó valores superficiales de 0.5 a $0.9 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ para principios de diciembre de 1984. López-Vergara (1993) reportó valores de clorofila *a* integrada, con valores de < 0.1 - $2.8 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ para Agosto de 1993, con el más alto valor al sur de las grandes islas y el mínimo en el canal de Ballenas. Finalmente, para la región de la boca del Golfo, Stevenson (1970) reportó valores medios de clorofila superficial incrementando de 0.6 a $1.0 \text{ mg}\cdot\text{m}^{-3}$ de abril

a agosto de 1967, con los más altos valores cerca de las islas Tres Marias. Valdéz-Holguín (1986) encontró valores de 0.2 a 0.4 mg·m⁻³ (0-10 m) para el área cercana a Cabo San Lucas en marzo de 1983, los cuales son concentraciones características de aguas oligotróficas (Ej.: Pacífico Subtropical Oriental, Olaizola *et al.*, 1993).

Una característica común, en todas las estaciones de muestreo del presente trabajo, fué la presencia de un máximo de clorofila subsuperficial muy pronunciado en los tres transectos (Tabla 5). Como ya se señaló, este máximo de clorofila se observó a una profundidad mucho más somera en la gran mayoría de las estaciones del canal de Ballenas, durante el evento de mezcla vertical de mareas post-vivas. Cuando el máximo de clorofila es más somero la productividad primaria aumenta debido a que hay menor limitación por la luz. Al respecto, el máximo de clorofila se ha atribuido a varios procesos biológicos y físicos, tales como las diferentes tasas de hundimiento, ó la alteración de las tasas de hundimiento de acuerdo a los niveles de luz y de nutrientes, el impacto del pastoreo del zooplancton, y el aumento de las concentraciones de clorofila a celular por fotoaclimatación (Ondrustek *et al.*, 1991). Recientemente, se ha demostrado que el decremento de la profundidad de la capa de mezcla vertical del océano es también causa del máximo de clorofila en ciertas circunstancias (Mann y Lazier, 1991).

Es de interés señalar que en la región de las grandes islas se observaron importantes incrementos en la concentración de clorofila a asociados a mareas post-vivas, como fué en la estación L6 del canal de Ballenas, en donde los valores en el máximo se enriquecieron 3.8 veces con relación a mareas post-muertas. Posiblemente el tiempo de

mezcla de esta masa de agua fué considerablemente más largo que el tiempo de generación de las algas, permitiéndoles crecer y acumularse aumentando así su biomasa. En general, la secuencia de mareas post-muertas y post-vivas afectó la profundidad y magnitud del máximo de clorofila a, como reflejo de los procesos de mezcla. En la mayoría de los casos, con mareas post-vivas el máximo de clorofila a fue superficial y con valores relativamente grandes, a menudo mayores a $2 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$. Esto indica un intenso consumo de nutrientes en las aguas superficiales y un incremento de la biomasa fitoplanctónica.

En general, el patrón de distribución vertical de fitoplancton en el canal de Ballenas y canal San Esteban presentó importantes variaciones de los taxa entre los dos periodos de marea, en donde las diatomeas, dinoflagelados, silicoflagelados y nanoflageladas mostraron las mayores concentraciones de células por arriba de los 100 m. Es de considerable interés señalar que en el evento de "mezcla turbulenta" no se presentó una distribución homogénea de los taxa a través de la columna de agua. Durante el periodo de mezcla más intensa en mareas post-vivas se observó una muy marcada variabilidad del fitoplancton con la profundidad, caracterizada principalmente por grandes abundancias de células en la superficie.

Varios factores podrían explicar las diferentes distribuciones verticales de los cuatro grupos de fitoplancton estudiados en el presente trabajo. Smayda (1970) asoció la flotabilidad de los diferentes taxa con sus diferentes respuestas a las condiciones ambientales que prevalecen en la columna de agua, así como sus características

morfológicas y fisiológicas. El enfatizó que las diferencias en las tasas de hundimiento de los taxa modifican su distribución vertical. La motilidad de algunos organismos versus la no motilidad de otros se ha reportado como un importante factor que influye en su comportamiento vertical. Un ejemplo de lo anterior se observó en la distribución vertical de diatomeas y dinoflagelados en la región de los canales, en donde la composición de los taxa varió en respuesta a las condiciones de turbulencia. Los dinoflagelados presentaron mayores abundancias que las diatomeas en el período de mareas post-muertas, y viceversa. Las diatomeas son organismos más densos que los dinoflagelados y tienden a sedimentarse en los períodos de mezcla débil. Por otro lado, las diatomeas no son formas móviles y permanecen en libre suspensión estando sujetas a los patrones de circulación del agua, y por lo tanto no son capaces de regular su profundidad en la capa de mezcla. En cambio, la movilidad de los flagelados se ha reportado como un mecanismo de suspensión, y estos taxa parecen mantenerse por sí mismos a profundidades específicas dentro de la columna de agua (Smayda, 1970).

Es posible también que los cambios de las poblaciones de fitoplancton resulten de un incremento en las tasas de crecimiento y transporte vertical de las células (Olaizola *et al.*, 1993). Uno de los factores más obvios que explican la sucesión de especies de fitoplancton es la disponibilidad de nutrientes en la capa de mezcla. Sin embargo, varios estudios han indicado también que la sucesión de diferentes grupos taxonómicos de algas podrían resultar de la adaptación de las células del fitoplancton a diferentes condiciones de mezcla vertical, independientemente de la disponibilidad de nutrientes. Entre otros

factores posibles que controlan la sucesión de especies se han identificado a la temperatura y el pastoreo por parte del zooplancton (Levasseur *et al.*, 1984). El referido autor sugiere que la influencia de algunos factores físicos son tan importantes como la disponibilidad de nutrientes para el control de la sucesión de fitoplancton en aguas costeras.

Siguiendo el concepto de profundidad crítica, en este trabajo consideramos que otro de los factores importantes para la ocurrencia de florecimientos de fitoplancton es la disponibilidad de luz (efecto combinado de radiación solar y estratificación de la densidad), en donde la frecuencia de inestabilidad de la columna de agua, determina las características de luz promedio a las cuales están sujetas las células del fitoplancton dentro de la capa de mezcla (Levasseur *et al.*, 1984).

Las observaciones del presente trabajo están de acuerdo con los reportes de Santamaría-del-Angel y Millán-Núñez (1991) sobre la distribución vertical y las grandes abundancias del fitoplancton en condiciones de verano para el canal de Ballenas. Estos autores enfatizan grandes diferencias entre los taxa de superficie y los del fondo de la zona eufótica asociados a la estratificación del medio ambiente, reflejo de que las especies más pesadas tienden a sedimentarse. Así mismo, en un estudio del río York en la bahía de Chesapeake, Hass *et al.* (1979) reportaron cambios en la composición de especies de fitoplancton en la columna de agua asociados a periodos de intensa mezcla vertical. En cuanto a las diferencias en la distribución vertical de fitoplancton, Ignatiades (1979) y Karydis y Moschopoulous (1982) señalaron que una capa de mezcla por criterios físicos ó

químicos, no está mezclada necesariamente con respecto al fitoplancton, ya que algunos taxa se ubican en profundidades óptimas en función de la luz.

Las diatomeas fueron muy abundantes en la región de los canales. La estación L6 en el canal de Ballenas fué sobresaliente por sus altos valores de diatomeas durante mareas post-vivas, con una concentración de 2.91×10^5 céls·l⁻¹. Para el mismo verano de 1990, López-Vergara (1993) observó un pobre intervalo de diatomeas del orden de 183 a 19,285 céls·l⁻¹ y de dinoflagelados de 274 a 2,285 céls·l⁻¹. Estas diferencias posiblemente son producto de la técnica de conteo de cada estudio. Con respecto a la abundancia de dinoflagelados en el canal de Ballenas, en este trabajo el intervalo fué de 8,620 - 180 céls·l⁻¹, el cual es similar al observado por Millán-Núñez (1992) de 150 a 18,000 céls·l⁻¹. Sorpresivamente, las abundancias de diatomeas también fueron elevadas en la boca del Golfo, a pesar de una alta estratificación, con valores a menudo alrededor de 10,000 céls·l⁻¹, aunque a profundidades subsuperficiales con altas concentraciones de nutrientes.

En este trabajo, el grupo de las nanoflageladas se presentaron con grandes abundancias en la columna de agua de todas las estaciones de muestreo tanto en mareas post-muertas como en mareas post-vivas, así como en las estaciones de la boca del Golfo, con valores mayores a 3×10^6 céls·l⁻¹ (Tabla 6). En general se observaron valores menos elevados durante mareas post-muertas que en post-vivas. Los máximos valores de nanoflageladas fueron: en el canal de Ballenas la estación L6 con 3.54×10^6 céls·l⁻¹, en el canal San Esteban, las estaciones E4 (2.29×10^6 céls·l⁻¹), E3 (1.96×10^6 céls·l⁻¹), E8 (1.36

$\times 10^6$ céls. $\cdot$ l $^{-1}$) y E5 (1×10^6 céls. $\cdot$ l $^{-1}$), y finalmente la estación M3 con 3×10^6 céls. $\cdot$ l $^{-1}$ en la región de la boca del Golfo de California.

La dominancia de las nanoflageladas sobre el resto de los grupos fitoplanctónicos es un fenómeno común en el medio natural. Son especies típicas de ambientes sujetos a grandes fluctuaciones y una fuerte inestabilidad de la columna de agua (Margalef, 1958; Shilo, 1980, citado por Santamaría-del-Angel y Millán-Núñez, 1991; Levasseur *et al.*, 1984). En la literatura se reportan como organismos muy abundantes en medios dinámicos, con altas tasas de crecimiento. A causa de su diminuta talla, minimizan su velocidad de hundimiento y les proporciona una razón área superficial a volumen alta (Margalef, 1978), por lo que optimizan la absorción de luz (efecto de paquete) y de nutrientes.

Por otro lado, generalmente la productividad del nanofitoplancton es mayor con respecto a la del microfitoplancton en ambientes estables (oceánicos), y el microfitoplancton domina bajo condiciones inestables, con procesos de mezcla y/o eventos de surgencias (Lara-Lara *et al.*, 1993). En el Golfo de California, los primeros trabajos que incluyeron fracciones de tamaño fueron los estudios de Zeitzschel (1970), Berman (1975) y Gilmartin y Revelante (1978) señalando el gran aporte del grupo del nanofitoplancton. Posteriormente Lara-Lara *et al.* (1984) y Millán-Núñez y Gaxiola-Castro (1989) mencionaron las grandes contribuciones del nanofitoplancton en la primavera de 1983 bajo el evento de "El Niño" 1982-1983. Valdéz-Holguín y Lara-Lara (1987) y Lara-Lara y Valdéz-Holguín (1988) concluyeron que a excepción de algunas

estaciones caracterizadas por alta inestabilidad de la columna de agua, la máxima contribución a la biomasa y productividad primaria fué debida al nanofitoplancton. Finalmente Millán-Núñez (1992), López-Vergara (1993) y Lara-Lara *et al.* (1993) reportaron grandes abundancias y contribuciones de este grupo de las nanoflageladas en la mayoría de sus estaciones de muestreo.

A diferencia de las diatomeas, dinoflagelados y nanoflageladas, el grupo de los silicoflagelados no se presentó de manera constante en todas las estaciones de muestreo. En general se observaron pobres abundancias de silicoflagelados en la gran mayoría de las estaciones, tanto en mareas post-muertas como en mareas post-vivas.

Con referencia a los 65 géneros encontrados en el presente trabajo como parte de la comunidad fitoplanctónica, dentro de lo reportado en la literatura la serie de tiempo de Puerto Don Juan, Bahía de los Angeles, ha sido la más sobresaliente por su abundante fitoplancton compuesta de 242 taxa, las cuales estuvieron repartidas en 86 géneros, 223 especies, 27 variedades y 6 formas (Santamaría-del-Angel y Millán-Núñez, 1991). Millán-Núñez (1992) reportó un total de 40 géneros del fitoplancton en donde se incluyen 28 diatomeas, 10 dinoflagelados y dos silicoflagelados para finales de febrero y principios de marzo. Así también, López-Vergara (1993) reportó 34 géneros para el verano de 1990, compuestos por 26 diatomeas, 7 dinoflagelados y 1 silicoflagelado.

Por otra parte, a través de los valores obtenidos del estadístico de Kruskal-Wallis para las estaciones de las grandes islas, se sugiere que al nivel del 5 %, no existen

evidencias estadísticas suficientes para decir que hay diferencias entre las diferentes variables para los dos períodos de mareas post-muertas y post-vivas.

VII. CONCLUSIONES

A pesar de que los procesos de mezcla por fenómenos asociados a las mareas son muy intensos en la región de las grandes islas, la columna de agua no llega a ser homogénea. Existe una clara estructura vertical de las variables físicas, químicas y biológicas aún en condiciones de mareas post-vivas.

En el canal de Ballenas a menudo la nutriclina comenzó a profundidades muy cerca de la superficie, con valores mayores de $10 \mu\text{M}$ de NO_3^- a 50 m ó menos. En general, en la zona de las grandes islas, la diferencia entre las concentraciones de nutrientes en condiciones de mareas post-vivas y post-muertas no fué clara, aunque hubo muchos casos en que fueron mayores en mareas post-vivas. Esto se debió a que aún en mareas muertas existe una turbulencia considerable, a que la mezcla turbulenta causó una distribución en forma de parches irregulares, y a que los nutrientes no son propiedades conservadoras. El consumo de los nutrientes por el fitoplancton modifica las condiciones que se esperarían con el efecto aislado de los procesos físicos. La mayor abundancia de fitoplancton con mareas post-vivas indica un mayor consumo de nutrientes por fotosíntesis que durante mareas post-muertas.

Los valores elevados de nutrientes en las aguas subsuperficiales de este trabajo pueden deberse a consumo de nutrientes por fotosíntesis, el hundimiento posterior de las partículas orgánicas que deberá ser, al menos en parte, por mezcla para que acarre también oxígeno disuelto y la degradación de esta materia orgánica y remineralización de

los nutrientes en las aguas subsuperficiales para sumarse a las de por sí elevadas concentraciones de nutrientes disueltos. Se sugiere probar este tipo de mecanismos para un trabajo de investigación a futuro.

Las concentraciones de los nutrientes en el transecto de la boca del Golfo, en las aguas superficiales y subsuperficiales, fueron mucho menores que en la zona de las grandes islas debido a la ausencia de mecanismos de intensa mezcla. Sin embargo, a sólo 100 m, y en algunos pocos casos a sólo 50 m, los nutrientes fueron muy elevados en la boca, lo cual indica que con la incidencia de tormentas tropicales en verano y otoño es factible inyectar estos nutrientes a las capas superficiales y causar florecimientos episódicos de fitoplancton.

Las concentraciones máximas de clorofila a fueron del orden de hasta el doble en la zona de las grandes islas con relación a la boca del Golfo. En el transecto de la boca, los valores superficiales de concentración de clorofila a son típicos de las aguas oligotróficas del Pacífico Tropical Oriental, fluctuaron de muy bajos a $0.4 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$. Mientras que en la región de las grandes islas, en muchos casos los valores superficiales de clorofila a fueron mayores que $1.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ y llegaron a ser hasta mayores que $4.0 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$. Esto hace del sistema pelágico de la región de las grandes islas un refugio donde peces, mamíferos marinos y aves pueden concentrarse en verano para encontrar su alimento.

En la zona de las grandes islas, las diatomeas mostraron en general mayor abundancia que los dinoflagelados en mareas post-vivas, y viceversa. Sin embargo, el

grupo de las nanoflageladas siempre presentó las mayores abundancias (sus máximos fueron dos órdenes de magnitud mayor que los máximos de las diatomeas), tanto en la región de las grandes islas como en la boca, y no presentó diferencias claras entre las dos condiciones de marea. El grupo de los silicoflagelados presentó muy pobres abundancias en todos los casos. La máxima abundancia de diatomeas se presentó en el canal de Ballenas y fué del orden de cuatro veces la máxima del canal San Esteban y treinta veces la máxima de la boca. El máximo de dinoflagelados fué similar en ambos canales y en la boca, aunque fue ligeramente mayor en el de Ballenas que en el de San Esteban, y en éste que en la boca. La abundancia máxima de las nanoflageladas presentó un comportamiento espacial similar a los dinoflagelados.

En los canales de Ballenas y San Esteban, las diatomeas fueron el único grupo fitoplanctónico que mostró un claro aumento de abundancia entre 0 y 100 metros durante mareas post-vivas con relación a las condiciones de mareas post-muertas, aunque en algunas ocasiones las abundancias también fueron altas con mareas post-muertas. Los máximos de abundancia de las diatomeas con mareas post-vivas se presentaron principalmente en la superficie y corresponden a los máximos de concentración de clorofila en superficie. Los dinoflagelados no mostraron una diferencia tan marcada entre las dos condiciones de marea, pero fueron en general más abundantes con mareas post-muertas. No se presentó una relación clara entre los máximos subsuperficiales de clorofila y las abundancias fitoplanctónicas, lo cual indica la posibilidad de que estos

máximos se deban a componentes del picoplancton que no se detectan por el método Utermhol.

Los géneros de diatomeas más abundantes en el transecto del canal Salsipuedes fueron *Chaetoceros*, *Nitzschia*, *Bacteriastrum*, *Thalassiothrix* y *Rhizosolenia*. Los géneros de dinoflagelados más abundantes, también en el canal de Ballenas, fueron *Gymnodinium*, *Protoperidinium*, *Oxitoxum* y *Prorocentrum*.

VIII. REFERENCIAS

- Alvarez-Borrego, S., J.A. Rivera, G. Gaxiola-Castro, M.J. Acosta-Ruiz y R. Schwartzlose. (1978). Nutrientes en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, vol. 5(2):53-71.
- Alvarez-Borrego, S. and Schwartzlose R.A. (1979). Water masses of the Gulf of California: *Ciencias Marinas*, vol. 6(1):43-63.
- Alvarez-Borrego, S. (1983). Gulf of California, México. In: B.H. Ketchum (ed.). **Ecosystem of the World, Vol.26. Estuaries and Enclosed Seas.** Elsevier Sci. Publ., Amsterdam. p. 427-449.
- Alvarez-Borrego, S. y Gaxiola-Castro G. (1988). Photosynthetic parameters of northern Gulf of California phytoplankton. *Continental Shelf Research*, vol. 8:37-47.
- Alvarez-Borrego, S. and Lara-Lara, J.R. (1991). The physical environment and primary productivity of the Gulf of California. In: J.P. Dauphin and B.R.T. Simonet (Eds.). **The Gulf and Peninsular Province of the Californias.** Amer. Assoc. of Petrol. Geol., Memoir 47, p. 555-567.
- Alvarez-Sanchez, L.G., M.R. Stevenson y B. Wyatt. (1978). Circulación y masas de agua en la región de la boca del Golfo de California en la primavera de 1970. *Ciencias Marinas*, vol. 5(1):57-69.

- Badán-Dangón A., C.J. Koblinsky and T. Baumgarther. (1985). Spring and summer in the Gulf of California: Observations on surface thermal patterns. *Oceanol. Acta*, vol. 8:13-22.
- Bazán-Guzmán, M.C. (1990). Productividad Primaria en la parte sur y central del Golfo de California durante noviembre-diciembre de 1984. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, 70 p.
- Berman, T. (1975). Size fractionation of natural aquatic populations associated with autotrophic and heterotrophic carbon uptake. *Mar. Biol.*, vol. 33:215-220.
- Bray, N.A. (1988a). Thermohaline circulation in the Gulf of California. *J. Geoph. Res.*, vol. 93:4993-5020.
- Bray, N.A. (1988b). Water mass formation in the Gulf of California. *J. Geoph. Res.*, vol. 93:9223-9249.
- Calvert (1966a). Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77: 569-596.
- Carlucci, A.F., E.O. Hartwing and P.M. Bowes. (1970). Biological production of nitrite in sea water. *Marine Biology*, vol. 7:161-166.
- Cortés-Lara M.C. (1982). Contribución al Fitoplancton del Golfo de California (marzo de 1982). Expedición Cortés I. B/O "El Puma". Tesis de Licenciatura. Escuela de Biología. Universidad Autónoma de Guadalajara. 110 p.

- DeMaster, (1981). The supply and accumulation of silica in the marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 45:1715-1732.
- Demers, S., P.E. Lafleur, L. Legendre and C.L. Trump. (1979). Shortterm covariability of chlorophyll and temperature in the St. Lawrence Estuary. *J. Fish. Res. Board. Can.*, vol. 36:568-573.
- Demers, S. and L. Legendre. (1981). Mélange vertical et capacité photosynthétique du phytoplancton estuarien (estuaire du Saint-Laurent). *Mar. Biol.*, vol. 64:234-250.
- Demers, S. and Legendre L. (1982). Water column stability and photosynthetic capacity of estuarine phytoplankton: long-term relationships. *Marine Ecology Progress Series*, vol. 7:337-340 p.
- Demers, S., L. Legendre and J.C. Therriault. (1986). Phytoplankton responses to vertical tidal mixing. *In*: Bowman, J., M. Yentsch and W.E. Peterson (Eds.). *Tidal Mixing and Plankton Dynamics. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies*, Vol. 17. p. 1-40. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Falkowski, P.G. (1983). Light-shade adaptation and vertical mixing of marine phytoplankton: A comparative field study. *J. Mar. Res.*, vol. 41:215-237.
- Filloux, J.H. (1973). Tidal patterns and energy balance in the Gulf of California. *Nature*, vol. 243:217-221.

- French, D.P., M.J. Furnas and T. Smayda. (1983). Diel changes in nitrite concentration in the chlorophyll maximum in the Gulf of Mexico. *Deep Sea Res.*, vol. 30(7A):707-722.
- Gaxiola-Castro, G., S. Alvarez-Borrego y R.A. Schwartzlose. (1978). Sistema de Bióxido de Carbono en el Golfo de California. *Ciencias Marinas*, vol 5(1): 25-40.
- Gendrop-Funes, V., M.J. Acosta-Ruiz y R.A. Swartzlose (1978). Distribución horizontal de la clorofila a durante la primavera en la parte norte del Golfo de California. *Ciencias Marinas*, vol 5(1):71-89.
- Gerardo-Souza, A.J. (1991). Mixing in the Midriff Island Region of the Gulf of California, México. Thesis. University College of North Wales. U.K. 41 p.
- Gilbert, J.Y. and Allen, W.E. (1943). The phytoplankton of the Gulf of California obtained by the "E.W. Scripps" in 1939 and 1940. *J. Mar. Res.*, vol. 5(2):89-110.
- Gilmartin, M. and Revelante, N. (1978). The phytoplankton characteristics of the Barrier Island lagoons of the Gulf of California. *Estuar. Coast. Mar. Sci.*, vol. 7(1):29-47.
- Granados-Gallegos, J.L. y Schwartzlose, R.A. (1974). Corrientes superficiales en el Golfo de California. En: *Memorias del V Congreso Nacional de Oceanografía*. Escuela de Ciencias Marítimas del Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey, Guaymas, Sonora, México.

- Grijalva, N. (1972). Tidal computations in the Gulf of California I, *Geofis. Int.*, vol 12:13-34.
- Harris, P.G. (1986). **Phytoplankton Ecology, Structure, function and fluctuation.** Chapman and Hall, London, New York. 384 pp.
- Hasle, G.R. (1978). Using the inverted microscope. In: Sournia, A. (eds.), **Phytoplankton Manual.** UNESCO. Paris., 191-196.
- Hass, L.W., S.J. Hastings and K.L. Webb. (1979). Phytoplankton response to a stratification-mixing cycle in the York River Estuary during late summer. In: B.J. Neilson and L.E. Croin (Eds.), **Estuaries and Nutrients.** Humana Press Inc., Clifton, N.J.
- Hattori, A. and Wada, E. (1971). Nitrite distribution and its regulating processes in the equatorial Pacific Ocean. *Deep Sea Res.*, vol. 18: 557-568 pp.
- Hidalgo-González, R. M. (1993). Presión parcial de bióxido de carbono en el Golfo de California. Tesis de Maestría en Ciencias, CICESE, Ensenada, B. C., 58 pags.
- Holligan, P.M. & Harbour, D.S. (1977). The vertical distribution and succession of phytoplankton in the western English Channel in 1975 and 1976. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.* vol. 57:1075-1093.
- Ignatiades, L. (1979). The influence of water stability on vertical structure of a phytoplankton community. *Mar. Biol.*, vol. 52:97-104.

- Karydis, M. and Moschopoulous N. (1982). Vertical nutrient and phytoplankton distribution in relation to physical stability. *Hidrobiologia*, vol. 94: 97-101.
- Kennish, M.J. (1986). **Ecology of Estuaries. Vol I: Physical and Chemical Aspects.** Chap. 4. CRC Press Inc., Boca Raton, Florida. 89-137.
- Kiefer, D.A., R. J. Olson and O. Holm-Hansen. (1976). Another look at the nitrite and chlorophyll maxima in the central North Pacific. *Deep Sea Res.*, vol. 23:1199-1208.
- Lara-Lara, J.R., Valdéz-Holguín , J.E. and Jiménez-Pérez, L.C. (1984). Plankton studies in the Gulf of California during the 1982-1983 El Niño. *Tropical Ocean and Atmosphere Newsletter*, vol. 28:16-17
- Lara-Lara, J.R. y Valdéz-Holguín , J.E. (1988). Size fraction biomass and primary productivity in the Gulf of California during spring 1984. *Ciencias Marinas*, vol. 14(1):1-14.
- Lara-Lara J.R., R. Millán-Núñez, J.L. Lara-Orsorio y C. Bazán-Guzmán (1993). Productividad y biomasa del fitoplancton por clases de tamaño, en la parte central del Golfo de California durante primavera, 1985. *Ciencias Marinas*, vol. 19(2):137-154.
- Levasseur, M., J.C. Therriault and L. Legendre. (1984). Hierarchical control of phytoplankton succession by physical factors. *Mar Ecol. Prog. Ser.*, vol. 19:211-22.

- López-Vergara, A. T. (1993). Caracterización del fitoplancton y su relación con algunas variables físicas y químicas en la región de las grandes islas. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California. 66 p.
- Mann, K.H. and Lazier J.R.N. (1991). **Dynamics of Marine Ecosystems: Biological-physical interactions in the oceans.** Blackwell Scientific Publications, Boston. 466 pp.
- Margalef, R. (1978). Life-forms of phytoplankton as survival alternatives in an unstable environment. *Oceanol. Acta* vol. 1:493-509.
- Marra, J., R.R. Bidigare and T.D. Dickey. (1990). Nutrients and Mixing, chlorophyll and phytoplankton growth. *Deep Sea Res.*, vol. 37(1):127-143.
- Millán-Núñez E. and Gaxiola-Castro, G. (1989). Spatial variability of phytoplankton in the Gulf of California during the El Niño 1983. *Nova Hedwigia*, vol. 49:113-119.
- Millán-Núñez, E. (1992). Distribución espacial del fitoplancton en la parte norte del Golfo de California. *Ciencias Marinas*, vol. 18(2):101-117.
- Millán-Núñez, R., R. Cajal-Medrano, E. Santamaría-del-Angel y E. Millán-Núñez (1993). Productividad primaria y clorofila "a" en la parte central del Golfo de California (otoño 1987). *Ciencias Marinas*, vol. 19(1):29-40.

Olaizola, M., D.A. Zieman, P.K. Bienfang, W.A.Q. Walsh and L.D.S. Conquest. (1993).

Eddy-induced oscillations of the pycnocline affect the floristic composition and depth distribution of phytoplankton in the subtropical Pacific. *Marine Biology*, vol. 116:533-542.

Ondrusek, M.E., R.R. Bidigare, S.T. Sweet, D.A. Defreitas, and J.M. Brooks. (1991).

Distribution of phytoplankton pigments in the North Pacific Ocean in relation to physical and optical variability. *Deep Sea Res.*, vol. 38(2):243-266.

Paden, C.A., M.R. Abbott and C.D. Wiant. (1991). Tidal and atmospheric forcing of the

upper ocean in the Gulf of California 1. Sea Surface temperature variability. *J. Geophys. Res.*, vol. 96(C10):18337-18359.

Parsons, T.R., Y. Maita and C.M. Lalli. (1984). **A Manual of Chemical and Biological**

Methods for Seawater Analysis. Pergamon Press., New York, 173 pp.

Pingree, R.D., P.M. Holligan, G.T. Mardell and R.N. Head. (1976). The influence of

physical stability on spring, summer and autumn phytoplankton blooms in the Celtic Sea. *J. Mar. Bio. Ass. U.K.* vol. 56:845-873.

Raymont, E.G.J. (1980). **Plankton and Productivity in the Oceans, 2nd Ed. Vol. 1,**

Phytoplankton. Pergamon Press, 489 pp.

- Richards, F.A. and Thompson, T.G. (1952). The estimation and characterization of plankton populations by pigment analyses.II. A spectrophotometric method for the estimation of plankton pigments. J. Marine Res., vol 11: 156-172.
- Riley, J.P. y Chester, R. (1983). **Introducción a la Química Marina. Primera Ed.** A.G.T. Editor, S.A. 459 pp.
- Roden, G. I. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. En: Van Andel, Tj. H. y G. G. Shor Jr. (Eds.), **Marine Geology of the Gulf of California: a symposium**, AAPG Memoir 3, pags. 30-58.
- Rusnak, G.A., R.L. Fisher and F.P. Shepard (1964). Bathymetry and faults of the Gulf of California. In: Van Andel, Tj. H. y G.G. Shor Jr. (Eds.). **Marine Geology of the Gulf of California: A symposium**. Amer. Assoc. Petroleum Geologists. Memoir 3:59-75.
- Robles, J.M. and G. Marinone. (1987). Seasonal and Interannual thermohaline variability on the Guaymas Basin in the Gulf of California. Continental Shelf Res., vol. 7:715-733.
- Roden, G. I. and I. Emilsson. 1979. Physical oceanography of the Gulf of California: Paper presented at the Gulf of California Symposium, Universidad Nacional Autónoma de México, Mazatlán Sinaloa, México, unpublished.

- Salas-Pérez, J.J. (1992). Aporte de nutrientes a las capas superficiales de la cuenca de Guaymas. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias Marinas. Universidad Autónoma de Baja California. 68 pp.
- Santamaria-del-Angel, E. y Millán-Núñez R. (1991). Variación de la estructura fitoplanctónica en Puerto Don Juan, Bahía de Los Angeles, Baja California. *Ciencias Marinas*, 17(2):1-24.
- Santamaria-del-Angel, E., R. Millán-Núñez y R. Cajal-Medrano. (1992). Efecto de la energía cinética turbulenta sobre la distribución espacial de la clorofila *a* en una pequeña laguna costera. *Ciencias Marinas*, vol. 18(4): 1-16 p.
- Santamaria-del-Angel, E., S. Alvarez-Borrego y F. E. Muller-Karger. (1994a). Gulf of California biogeographic regions based on coastal zone color scanner imagery. *J. Geoph. Res. Oceans*, 99(C4): 7411-7421.
- Santamaria-del-Angel, E., S. Alvarez-Borrego y F. E. Muller-Karger. (1994b). The 1982-84 El Niño in the Gulf of California as seen in coastal zone color scanner imagery. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 99(C4):7423-7431.
- Savidge, G. (1981). Studies on the effects of small-scale turbulence on phytoplankton. *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, vol. 61:477-488.

- Simpson, J. H., A. J. Souza y M. F. Lavin. 1994. Tidal mixing in the Gulf of California.
En: Beven, K. J., P. C. Chatwin y J. H. Millbank (Eds.), *Mixing and Transport in the Environment*, John Wiley & Sons Ltd., London, pags. 169-182.
- Sinclair, M. (1978). Summer phytoplankton variability in the lower St. Lawrence estuary.
J. Fish. Res. Bd. Can., vol. 35:1171-1185.
- Smayda, T.J. (1970). The suspension and sinking of phytoplankton in the sea. *Oceanogr. Mar. Biol. A. Rev.*, vol. 8:353-414.
- Stevenson, M.R. (1970). On the physical and biological oceanography near the entrance to the Gulf of California, October 1966-August 1967. *Inter-Am. Trop. Tuna Comm. Bull.*, vol. 4:389-504.
- Stock, G. G. (1976). Modeling of tides and tidal dissipation in the Gulf of California.
Tesis Doctoral, Institución Scripps de Oceanografía, UCSD, La Jolla, California, 102 pags.
- Strickland, J.D.H. and Parsons, T.R. (1972). A practical handbook of seawater analysis.
Bulletin 167. Fish. Res. Board. Can., 311.
- Tershy, B. R., D. Breese y S. Alvarez-Borrego. 1991. Increase in cetacean and seabird numbers in the Canal de Ballenas during an El Niño-Southern Oscillation event.
Mar. Ecol. Prog. Series., 69: 299-302.

- Torres-Orozco, E. (1993). Análisis Volumétrico de las Masas de Agua del Golfo de California. Tesis de Maestría en Ciencias, CICESE. Ensenada, B.C., 80 pags.
- Vaccaro, R.F., and J.H. Ryther (1960). Marine phytoplankton and the distribution of nitrite in the sea. *J. Cons. Cons. Int. Explor. Mer.*, vol. 25:260-271.
- Valdéz-Holguín (1986). Distribución de la biomasa y productividad del fitoplancton en el Golfo de California durante el evento de El Niño 1982-83. Tesis de Maestría en Ciencias, CICESE, Ensenada Baja California, México, 90 pp.
- Valdéz-Holguín , J.E. y Lara-Lara, J.R. (1987). Producción Primaria en el Golfo de California: efectos del evento de El Niño 1982-1983. *Ciencias Marinas*, vol. 13(2):34-50.
- Wada E. and Hattori A. (1991). Nitrogen in the Sea: Forms, Abundances, and Rate Processes. Chap. 5. CRC Press, Boca Raton, Florida. 208 pp.
- Warsh, C.E., K.L. Warsh, and R.C. Staley (1973). Nutrients and water masses at the mouth of the Gulf of California: *Deep Sea Res.*, vol. 20:561-570.
- Winter, D.F., K. Banse and G.C. Anderson. (1975). The dynamics of phytoplankton blooms in Puget Sound, a fjord in the northwestern United States. *Mar. Biol.*, vol. 29:139-176.
- Webb, K.L. and D'Elia, C.F. (1980). Nutrient and oxygen redistribution during a spring neap tidal cycle in a temperate estuary. *Science*, vol. 207(29): 983-985 p.

Zeitzschel, B. (1969). Primary productivity in the Gulf of California. *Marine Ecology*, vol.

3:201-207.