

Wintertime enrichment of inorganic nutrients in the Ballenas Channel, Gulf of California

Enriquecimiento invernal de nutrientes inorgánicos en el canal de Ballenas, golfo de California

Eunise Vanessa Torres-Delgado, Francisco Delgadillo-Hinojosa*, Víctor Froylán Camacho-Ibar, Miguel Angel Huerta-Díaz, José Antonio Segovia-Zavala, José Martín Hernández-Ayón, Salvador Galindo-Bect

Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California, Carretera Transpeninsular Tijuana-Ensenada No. 3917, Fraccionamiento Playitas, Ensenada 22860, Baja California, México.

* Corresponding author. E-mail: fdelgadillo@uabc.edu.mx

ABSTRACT. Three oceanographic cruises were carried out in the region of the Ballenas Channel (BC) during winter 2002, spring 2003, and summer 2004, in order to study the impact of vertical mixing of the water column (ϕ) on the surface concentration of dissolved inorganic nutrients (NO_3 , PO_4 , and $\text{Si}(\text{OH})_4$). Mean nutrient concentrations integrated over the upper 100 m of BC showed a clear seasonal variation, with higher values in winter ($18.2 \pm 1.1 \mu\text{M NO}_3$, $2.36 \pm 0.08 \mu\text{M PO}_4$, and $35.4 \pm 3.2 \mu\text{M Si}(\text{OH})_4$), associated with a well-mixed water column ($\phi = 0.7\text{--}16 \text{ J m}^{-3}$), and low values in summer ($7.1 \pm 1.0 \mu\text{M NO}_3$, $1.22 \pm 0.06 \mu\text{M PO}_4$, and $16.0 \pm 2.1 \mu\text{M Si}(\text{OH})_4$), related to vertically stratified water column conditions ($\phi = 150\text{--}223 \text{ J m}^{-3}$). In contrast, below 200 m the seasonal variability of the three nutrient concentrations was reduced. The hydrographic analysis indicated that the wintertime surface nutrient enrichment was due to an intensification of the water column mixing, which vertically transported Subtropical Subsurface Water (SSW, cold and nutrient-enriched) to the surface of BC. In contrast, nutrient impoverishment in summertime was due to biological consumption combined with the stratification of the water column, which reduced the vertical flow of SSW and, consequently, the supply of nutrients to the surface of this system. The N:P and Si:N ratios and an excess of $\text{PO}_4 > 0.65 \mu\text{M}$ in surface waters indicated that NO_3 was the potential limiting nutrient for primary production in this oceanographic province of the Gulf of California.

Key words: nutrients, enrichment, vertical mixing, Ballenas Channel.

RESUMEN. Se realizaron tres cruceros oceanográficos en la región del canal de Ballenas (CB) durante el invierno de 2002, la primavera de 2003 y el verano de 2004, con el objetivo de estudiar el impacto de la mezcla vertical de la columna de agua (ϕ) sobre la concentración superficial de los nutrientes inorgánicos disueltos (NO_3 , PO_4 y $\text{Si}(\text{OH})_4$). Las concentraciones promedio de nutrientes integrados en los primeros 100 m del CB mostraron una clara variación estacional, con valores altos en el invierno ($18.2 \pm 1.1 \mu\text{M de NO}_3$, $2.36 \pm 0.08 \mu\text{M de PO}_4$ y $35.4 \pm 3.2 \mu\text{M de Si}(\text{OH})_4$), asociados a condiciones de mezcla intensa de la columna de agua ($\phi = 0.7\text{--}16 \text{ J m}^{-3}$), y valores bajos en el verano ($7.1 \pm 1.0 \mu\text{M de NO}_3$, $1.22 \pm 0.06 \mu\text{M de PO}_4$ y $16.0 \pm 2.1 \mu\text{M de Si}(\text{OH})_4$), asociados a condiciones de estratificación de la columna de agua ($\phi = 150\text{--}223 \text{ J m}^{-3}$). En contraste, por debajo de los 200 m la variabilidad estacional de la concentración de los tres nutrientes fue muy pequeña. El análisis hidrográfico indicó que el enriquecimiento superficial de nutrientes en invierno se debió a la intensificación de la mezcla de la columna de agua, la cual transportó verticalmente el Agua Subsuperficial Subtropical (ASS, fría y rica en nutrientes) hacia la superficie del CB. En contraste, el empobrecimiento de nutrientes durante el verano se debió a que el consumo por la actividad biológica se combinó con la estratificación de la columna de agua, la cual redujo el flujo vertical del ASS y, en consecuencia, el aporte de nutrientes hacia la superficie de este sistema. Las razones N:P, Si:N y un exceso de $\text{PO}_4 > 0.65 \mu\text{M}$ en las aguas superficiales indicaron que el NO_3 fue el nutriente potencialmente limitante para la producción primaria de esta provincia oceanográfica del golfo de California.

Palabras clave: nutrientes, enriquecimiento, mezcla vertical, canal de Ballenas.

INTRODUCTION

The Ballenas Channel (BC), located in the Midriff Region of the Gulf of California (GC), is considered a unique oceanographic province because of its distinct dynamics and physicochemical characteristics that are different from the rest of the gulf (Lavín *et al.* 1997, Lavín and Marinone 2003). For example, surface waters are colder (Soto-Mardones *et al.*

INTRODUCCIÓN

El canal de Ballenas (CB), localizado en la región de las grandes islas del golfo de California (GC), se caracteriza por ser una zona con una dinámica particular y características fisicoquímicas distintas al resto del golfo, por lo que ha sido considerado como una provincia oceanográfica única (Lavín *et al.* 1997, Lavín y Marinone 2003). Por ejemplo, en el CB

1999, Martínez-Díaz-de-León *et al.* 2006) and less saline (Roden 1964, Beron-Vera and Ripa 2000) in BC than in the GC, whereas deep waters are warmer and more saline in BC than at the same depth in the central gulf (Roden 1964, Álvarez-Borrego *et al.* 1978). These unique characteristics of BC have been attributed to the intense water column mixing related to the interaction of vigorous tidal currents with the complex bathymetry of the area (Badan-Dangon *et al.* 1991).

More recently, López *et al.* (2006) proposed an alternative mechanism to tidal mixing to explain why surface waters are colder in BC than in the GC. Based on direct observations using current meters installed throughout the water column in the San Lorenzo and BC sills, these authors deduced that water enters BC at the bottom flowing over both sills and that the convergence of these subsurface inflows generates upwelling in the channel. On the other hand, Marinone (2008) used a three-dimensional numerical model to simulate deep circulation around Ángel de la Guarda Island, including BC, and reproduced the deep water flows that enter and converge in BC and diverge at the surface, numerically corroborating the conceptual model proposed by López *et al.* (2006). Thus, both approaches suggest that vertical input of subsurface water may be responsible for the low sea surface temperature in BC throughout the year.

From a biological viewpoint, BC is a productive system, presenting high photosynthetic rates all year round, with values up to $104 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ (Gaxiola-Castro *et al.* 1995). Nonetheless, higher productivity values can be observed in the GC and it has been speculated that this is because turbulence in the BC water column transports phytoplankton below the euphotic zone where growth is limited by low light availability (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994a). Despite the turbulent conditions that predominate in BC, chlorophyll *a* concentrations are high ($2.5\text{--}6.0 \text{ mg m}^{-3}$) throughout the year and do not show marked seasonal changes as in the rest of the GC (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994b).

Few studies of nutrient dynamics have been conducted in BC. It has been reported that the highest nutrient concentrations in surface waters of the GC are found in this area, and tidal mixing is considered to be the mechanism responsible for this enrichment (Álvarez-Borrego *et al.* 1978, Gaxiola-Castro *et al.* 1995, Lavín *et al.* 1995, Millán-Núñez and Yentsch 2000). The present report shows that surface concentrations of inorganic nutrients in BC are not high and constant throughout the year. The elevated nutrient enrichment of surface waters in BC was mainly recorded in winter and is strongly associated with the intensity of vertical mixing within the water column and the vertical flow of Subtropical Subsurface Water. We present evidence that the temporal variability of nutrient concentrations in the surface layer of BC, on an annual scale, is the result of seasonal variations in water column mixing, variations in the vertical flow of Subtropical Subsurface Water, and the biological activity that occurs in this layer.

se ha registrado el agua superficial más fría (Soto-Mardones *et al.* 1999, Martínez-Díaz-de-León *et al.* 2006) y menos salina (Roden 1964, Beron-Vera y Ripa 2000) del GC. Además, en la capa profunda del CB el agua es más cálida y más salina que a la misma profundidad en la región central del GC (Roden 1964, Álvarez-Borrego *et al.* 1978). Estas características únicas del CB se han atribuido a la fuerte mezcla de la columna de agua asociada a la interacción de las vigorosas corrientes de marea con la compleja batimetría de la zona (Badan-Dangon *et al.* 1991).

Recientemente, un mecanismo alterno a la mezcla mareal para explicar porqué el CB tiene las aguas superficiales más frías del GC ha sido propuesto por López *et al.* (2006). Estos autores, por medio de observaciones directas con correntómetros instalados a lo largo de la columna de agua en los umbrales de San Lorenzo (400 m) y CB (600 m), dedujeron que el agua ingresa al CB por la parte profunda pasando sobre ambos umbrales y que la convergencia de estos flujos de entrada subsuperficiales produce una surgencia en el CB. Por otro lado, Marinone (2008) utilizó un modelo numérico tridimensional para simular la circulación profunda alrededor de la isla Ángel de la Guarda, incluyendo el CB, y reprodujo los flujos de agua profundos que ingresan y convergen dentro del CB y que divergen en la superficie, corroborando numéricamente el modelo conceptual propuesto por López *et al.* (2006). Así, ambas aproximaciones sugieren que el aporte vertical de agua subsuperficial podría ser la causa de la baja temperatura superficial en el CB a lo largo de todo el año.

Desde un punto de vista biológico, el CB es un sistema productivo que presenta altas tasas fotosintéticas a lo largo de todo el año, con valores hasta de $104 \text{ mg C m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ (Gaxiola-Castro *et al.* 1995). Sin embargo, estos valores no corresponden a los valores de productividad más altos que se pueden observar en el GC y se ha especulado que esto se debe a que la turbulencia de la columna de agua en el CB causa que el fitoplancton sea transportado verticalmente por debajo de la zona eufótica, donde su desarrollo se ve limitado por la disponibilidad de luz (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994a). A pesar de las condiciones turbulentas predominantes en el CB, las concentraciones de clorofila *a* se mantienen elevadas ($2.5\text{--}6.0 \text{ mg m}^{-3}$) a lo largo de todo el año y no presentan cambios estacionales marcados como en el resto del GC (Santamaría-del-Ángel *et al.* 1994b).

En el CB, existen pocos estudios sobre la dinámica de los nutrientes. Se ha registrado que las concentraciones superficiales más altas de nutrientes de todo el GC se encuentran en esta zona, y se considera que la mezcla por mareas es el principal mecanismo responsable de este enriquecimiento (Álvarez-Borrego *et al.* 1978, Gaxiola-Castro *et al.* 1995, Lavín *et al.* 1995, Millán-Núñez y Yentsch 2000). En este trabajo se muestra que las concentraciones superficiales de nutrientes inorgánicos en el CB no son altas y constantes a largo de todo el año. El elevado enriquecimiento con nutrientes de la capa superficial del CB se registró principalmente en invierno y estuvo fuertemente asociado con la intensidad de

MATERIALS AND METHODS

Study area

The BC is located in the northern GC, off the west coast of the Baja California Peninsula (fig. 1), and extends from the north of Ángel de la Guarda Island (29°34' N) to San Lorenzo Island (28°23' N). The channel is narrow and deep, measuring approximately 125 km in length and 25 km in width, with a maximum depth of about 1600 m (Rusnak *et al.* 1964). It is delimited to the east by Ángel de la Guarda Island, to the west by the Baja California Peninsula, to the north by the 600-m-deep BC sill, and to the south by the 400-m-deep San Lorenzo sill. The depth of the latter sill restricts the exchange of deep water between BC and the central and southern GC (López *et al.* 2006, 2008; Marinone 2007).

Sample collection and analysis of NO_3 , PO_4 , and $\text{Si}(\text{OH})_4$

To determine the seasonal variability of dissolved inorganic nutrient concentrations and their relation to water column structure, three oceanographic cruises were conducted in the region of BC aboard the R/V *Francisco de Ulloa: Umbrales I* was carried out in winter 2002 (17–22 March), *Umbrales II* in spring 2003 (12–16 May), and *Umbrales III* in summer 2004 (2–6 September). Eight sampling stations

la mezcla vertical de la columna de agua y el flujo vertical del Agua Subsuperficial Subtropical. Aquí presentamos evidencia de que la variabilidad temporal de las concentraciones de los nutrientes de las aguas superficiales del CB, en una escala anual, es una consecuencia de la variación estacional de la mezcla de la columna de agua, de la variabilidad del flujo vertical del Agua Subsuperficial Subtropical y de la actividad biológica que ocurre en esta capa.

MATERIALES Y MÉTODOS

Área de estudio

El CB se localiza en la región norte del GC, en la costa oriental de la península de Baja California (fig. 1), y se extiende desde el norte de la isla Ángel de la Guarda (29°34' N) hasta la isla San Lorenzo (28°23' N). El CB es angosto y profundo, mide aproximadamente 125 km de largo y 25 km de ancho, con una profundidad máxima de alrededor de 1600 m (Rusnak *et al.* 1964). El canal está delimitado al este por la isla Ángel de la Guarda, al oeste por la península de Baja California, al norte por el umbral de CB, que tiene una profundidad de 600 m, y al sur por el umbral de San Lorenzo, que tiene una profundidad de 400 m. La profundidad del umbral de San Lorenzo restringe el intercambio de agua profunda entre el CB y la región centro-sur del GC (López *et al.* 2006, 2008; Marinone 2007).

Recolección de muestras y análisis de NO_3 , PO_4 y $\text{Si}(\text{OH})_4$

Con la intención de determinar la variación estacional de la concentración de los nutrientes inorgánicos disueltos y su relación con la estructura de la columna de agua, se realizaron tres cruceros oceanográficos en la región del CB a bordo del B/O *Francisco de Ulloa: Umbrales I* se realizó en el invierno de 2002 (17 a 22 de marzo), *Umbrales II* en la primavera de 2003 (12 a 16 de mayo) y *Umbrales III* en el verano de 2004 (2 a 6 de septiembre). La distribución de ocho estaciones se ubicó de acuerdo con el gradiente espacial de la intensidad de la mezcla vertical a lo largo del CB, partiendo del norte del umbral de CB hasta el sur del umbral de San Lorenzo (fig. 1). Durante el crucero de verano, no se recolectaron muestras en la estación 8 debido a la presencia de una tormenta tropical al sur de las grandes islas (fig. 1).

Las muestras de agua de mar se recolectaron en cada estación, desde la superficie hasta 1000 m (donde la profundidad lo permitió), utilizando una roseta equipada con seis botellas Niskin de 5 L de capacidad y un CTD modelo SeaBird 911 Plus. Las muestras para el análisis de los nutrientes se recolectaron directamente de las botellas Niskin y se pasaron a través de filtros de fibra de vidrio GF/F Whatman de 24 mm de diámetro con un poro nominal de 0.7 μm . Se almacenaron en botellas de polietileno de 250 mL, se congelaron inmediatamente y se mantuvieron a $-20\text{ }^\circ\text{C}$ hasta el momento de su análisis en el laboratorio. Además, se tomaron muestras de

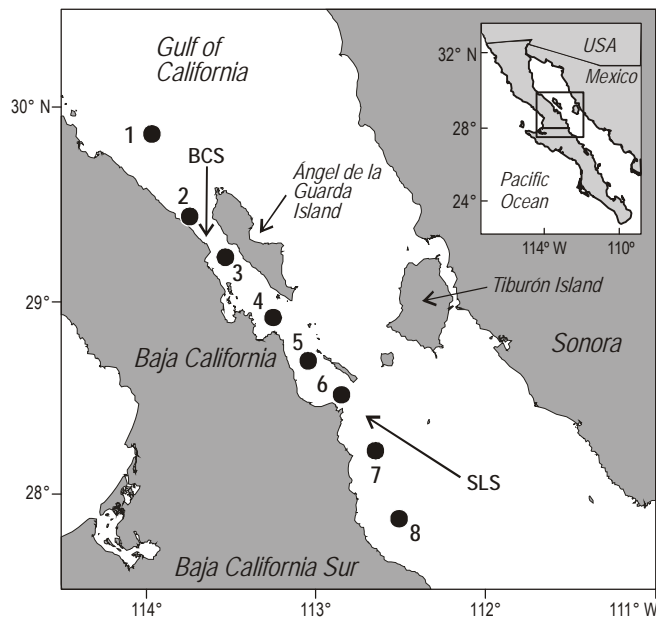


Figure 1. Distribution of the sampling stations in the region of the Ballenas Channel during the *Umbrales I* (winter), II (spring), and III (summer) cruises. The location of the San Lorenzo (SLS) and Ballenas Channel (BCS) sills is also shown.

Figura 1. Distribución de las estaciones de muestreo en la región del canal de Ballenas durante los cruceros *Umbrales I* (invierno), II (primavera) y III (verano). También se muestra la ubicación de los umbrales de San Lorenzo (SLS) y del canal de Ballenas (BCS).

were distributed according to the spatial gradient of vertical mixing intensity throughout BC, from the north of the BC sill to the south of the San Lorenzo sill (fig. 1). During the summer cruise, samples were not collected at station 8 because of the presence of a tropical storm to the south of the large islands (fig. 1).

Seawater samples were collected at all stations from the surface to 1000 m (bottom depth permitting) using a rosette equipped with six 5-L Niskin bottles and a SeaBird 911 Plus CTD. The samples for nutrient analysis were collected directly from the Niskin bottles and filtered using Whatman GF/F fiberglass filters (24 mm diameter and nominal pore size of 0.7 µm). They were stored in 250-mL polyethylene bottles, frozen immediately, and maintained at -20 °C until further analysis in the laboratory. To analyze salinity, seawater samples were collected in borosilicate bottles. In the laboratory, salinity was determined by measuring conductivity using a Guildline 3400B salinometer calibrated with IAPSO (International Association for the Physical Sciences of the Ocean) standard seawater. Nitrates (NO₃), phosphates (PO₄), and silicates (Si(OH)₄) were quantified by colorimetry (Gordon *et al.* 1993) using a Skalar SAN Plus segmented flow autoanalyzer. The detection limits for the analysis of NO₃, PO₄, and Si(OH)₄ were 0.05, 0.07, and 0.20 µM, respectively.

Data processing

To assess the intensity of vertical mixing in the water column and identify the well-mixed areas in BC, the stratification parameter (ϕ) was calculated according to the equation described by Simpson and Bowers (1981):

$$\phi = \frac{1}{h} \int_0^h (\rho - \bar{\rho}) \cdot g z dz \quad (1)$$

$$\bar{\rho} = \frac{1}{h} \int_0^h \rho \cdot dz \quad (2)$$

where ϕ is the amount of energy (J m⁻³) required to mix the water column (the value is zero for a fully mixed water column and increases with stratification), h is the maximum depth (m) of integration in the water column, ρ is the density of water (kg m⁻³) at each sampling depth, $\bar{\rho}$ is mean density for the zero to h depth range, g is the acceleration (m s⁻²) due to gravity, z is the vertical coordinate (m), and dz is the increase in depth. For this study we selected $h = 100$ m because phytoplankton growth is associated with nutrient availability in this layer. Moreover, in BC relatively high chlorophyll *a* levels (0.2 to 0.5 mg m⁻³) have been quantified from the surface to 75–100 m depth (Millán-Núñez and Yentsch 2000).

agua para el análisis de salinidad en botellas de borosilicato. En el laboratorio, la salinidad se determinó a partir de la medición de la conductividad con un salinómetro Guildline modelo 3400B calibrado con agua de mar estándar de la IAPSO (por sus siglas en inglés, Asociación Internacional para las Ciencias Físicas del Océano). La cuantificación de los nitratos (NO₃), fosfatos (PO₄) y silicatos (Si(OH)₄) se realizó por colorimetría (Gordon *et al.* 1993) utilizando un autoanalyzer de flujo segmentado modelo Skalar SAN Plus. Los límites de detección del análisis de NO₃, PO₄ y Si(OH)₄ fueron de 0.05, 0.07 y 0.20 µM, respectivamente.

Procesamiento de datos

Con la finalidad de evaluar la intensidad de la mezcla vertical de la columna de agua e identificar las zonas con mayor mezcla en el CB, se calculó el parámetro de estratificación (ϕ) de acuerdo con la ecuación descrita por Simpson y Bowers (1981):

$$\phi = \frac{1}{h} \int_0^h (\rho - \bar{\rho}) \cdot g z dz \quad (1)$$

$$\bar{\rho} = \frac{1}{h} \int_0^h \rho \cdot dz \quad (2)$$

donde ϕ es la cantidad de energía (J m⁻³) requerida para mezclar la columna de agua (el valor equivale a cero para una columna completamente mezclada y aumenta con la estratificación), h es la profundidad máxima (m) de integración de la columna de agua, ρ es la densidad del agua (kg m⁻³) a cada profundidad de recolecta, $\bar{\rho}$ es la densidad promedio para el intervalo de profundidad de 0 a h , g es la aceleración (m s⁻²) debido a la fuerza de gravedad, z es la coordenada vertical (m) y dz es el incremento de profundidad. En este trabajo seleccionamos $h = 100$ m debido a que el desarrollo del fitoplancton está asociado con la disponibilidad de los nutrientes en esta capa. Adicionalmente, en el CB se han cuantificado niveles de clorofila *a* relativamente altos (0.2 a 0.5 mg m⁻³) desde la superficie hasta los 75–100 m de profundidad (Millán-Núñez y Yentsch 2000).

Para expresar de manera cuantitativa la forma de la distribución vertical de los nutrientes e identificar su variabilidad temporal, se calculó el gradiente vertical:

$$\Delta N = \frac{dN}{dz} \quad (3)$$

donde ΔN es la diferencia en concentración entre 0 y 100 m de profundidad, que es la capa donde la concentración de los nutrientes puede variar debido a la captación del fitoplancton (Millán-Núñez y Yentsch 2000). Así, los valores de ΔN que

To quantitatively express the shape of the vertical distribution of nutrients and identify their temporal variability, the vertical gradient was calculated:

$$\Delta N = \frac{dN}{dz} \quad (3)$$

where ΔN is the difference in concentration between 0 and 100 m depth, which is the layer where nutrient concentrations may vary due to phytoplankton uptake (Millán-Núñez and Yentsch 2000). Thus, the ΔN values of vertically homogeneous nutrient profiles will tend towards zero, whereas ΔN values significantly higher than zero indicate a more pronounced vertical distribution (nutrient type), reflecting a more stratified water column. Finally, to study the seasonal variation in nutrient availability in the surface layer, mean nutrient concentrations in the upper 100 m were calculated according to the following equation:

$$\bar{N} = \frac{1}{h} \int_0^h N \cdot dz \quad (4)$$

where \bar{N} is the mean nutrient concentration (μM) integrated over the water column, N is the nutrient concentration measured at each depth, dz is the difference in depth between the measured concentrations, and h is the maximum integration depth (100 m).

RESULTS

Vertical distribution of water masses in Ballenas Channel

The hydrographic analysis of BC revealed the presence in winter, spring, and summer of only two of the three main water masses reported for the upper 1000 m in the central and northern GC (Bray and Robles 1991, Torres-Orozco 1993). The 35.0 isohaline indicated that Gulf of California Water (GCW: $S \geq 35$ and $T > 12$ °C) occupied the surface layer and that Subtropical Subsurface Water (SSW: $34.5 < S < 35.0$ and 9.0 °C $\leq T < 18.0$ °C) lay below this layer and filled the deep basin (fig. 2). Intermediate Pacific Water (IPW: $34.5 < S < 34.8$ and 4.0 °C $\leq T < 9.0$ °C) was restricted from entering this basin by the San Lorenzo sill to the south of BC (fig. 2a–d).

The seasonal variability of temperature and salinity during all three cruises was greater in the upper 200 m (figs. 2, 3d–e). Colder (15.50 ± 1.70 °C, mean \pm standard error) and less saline (35.16 ± 0.13) surface waters were recorded during the winter cruise, whereas warmer (28.30 ± 1.00 °C) and more saline (35.50 ± 0.21) waters were found in summer. Below the surface layer, between 400 and 1000 m depth, the vertical variation and seasonal variability of temperature and

tiendan a cero indicarán perfiles de nutrientes verticalmente homogéneos, mientras que los valores de ΔN significativamente mayores que cero indicarán una distribución vertical más pronunciada (tipo nutriente), reflejando una columna de agua más estratificada. Finalmente, con el propósito de estudiar la variabilidad estacional de la disponibilidad de los nutrientes en la capa superficial, se calculó la concentración promedio del nutriente integrada en los primeros 100 m de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$\bar{N} = \frac{1}{h} \int_0^h N \cdot dz \quad (4)$$

donde \bar{N} es la concentración (μM) promedio del nutriente integrada en la columna de agua, N es la concentración del nutriente medida a cada profundidad, dz es la diferencia de profundidad entre las concentraciones medidas y h es la profundidad hasta donde se realizó la integración (100 m).

RESULTADOS

Distribución vertical de las masas de agua en el canal de Ballenas

El análisis hidrográfico de la región del CB indicó que en el invierno, el verano y la primavera se detectaron únicamente dos de las tres masas de agua principales registradas para los primeros 1000 m de la zona centro-norte del GC (Bray y Robles 1991, Torres-Orozco 1993). La isohalina de 35.0 indicó que el Agua del Golfo de California (AGC: $S \geq 35.0$ y $T > 12.0$ °C) ocupó la capa superficial y que por debajo de ella se encontró el Agua Subsuperficial Subtropical (ASS: $34.5 < S < 35.0$ y 9.0 °C $\leq T < 18.0$ °C) llenando la cuenca profunda (fig. 2). También se observó que el Agua Intermedia del Pacífico (AIP: $34.5 < S < 34.8$ y 4.0 °C $\leq T < 9.0$ °C) no penetró en esta cuenca ya que quedó restringida al sur del CB por el umbral de San Lorenzo (fig. 2a–d).

La variabilidad estacional de la temperatura y de la salinidad durante los tres cruceros fue mayor en los primeros 200 m de profundidad (figs. 2, 3d–e). Las aguas superficiales más frías (15.50 ± 1.70 °C, promedio \pm error estándar) y menos salinas (35.16 ± 0.13) se registraron durante el crucero de invierno, mientras que las aguas más cálidas (28.30 ± 1.00) y salinas (35.50 ± 0.21) se detectaron en el verano. Por debajo de esta capa superficial, entre los 400 y 1000 m de profundidad, la variación vertical y la variabilidad estacional de la temperatura y la salinidad fue muy pequeña (< 1.10 °C y < 0.10 , respectivamente), indicando que la parte profunda del CB presentó una columna de agua mucho más homogénea (figs. 2, 3d–e). Este resultado contrastó con lo observado en la estación 8, ubicada al sur del umbral de San Lorenzo, la cual presentó una marcada estratificación de la columna de agua. A una profundidad de 400 m, por ejemplo, el agua fue

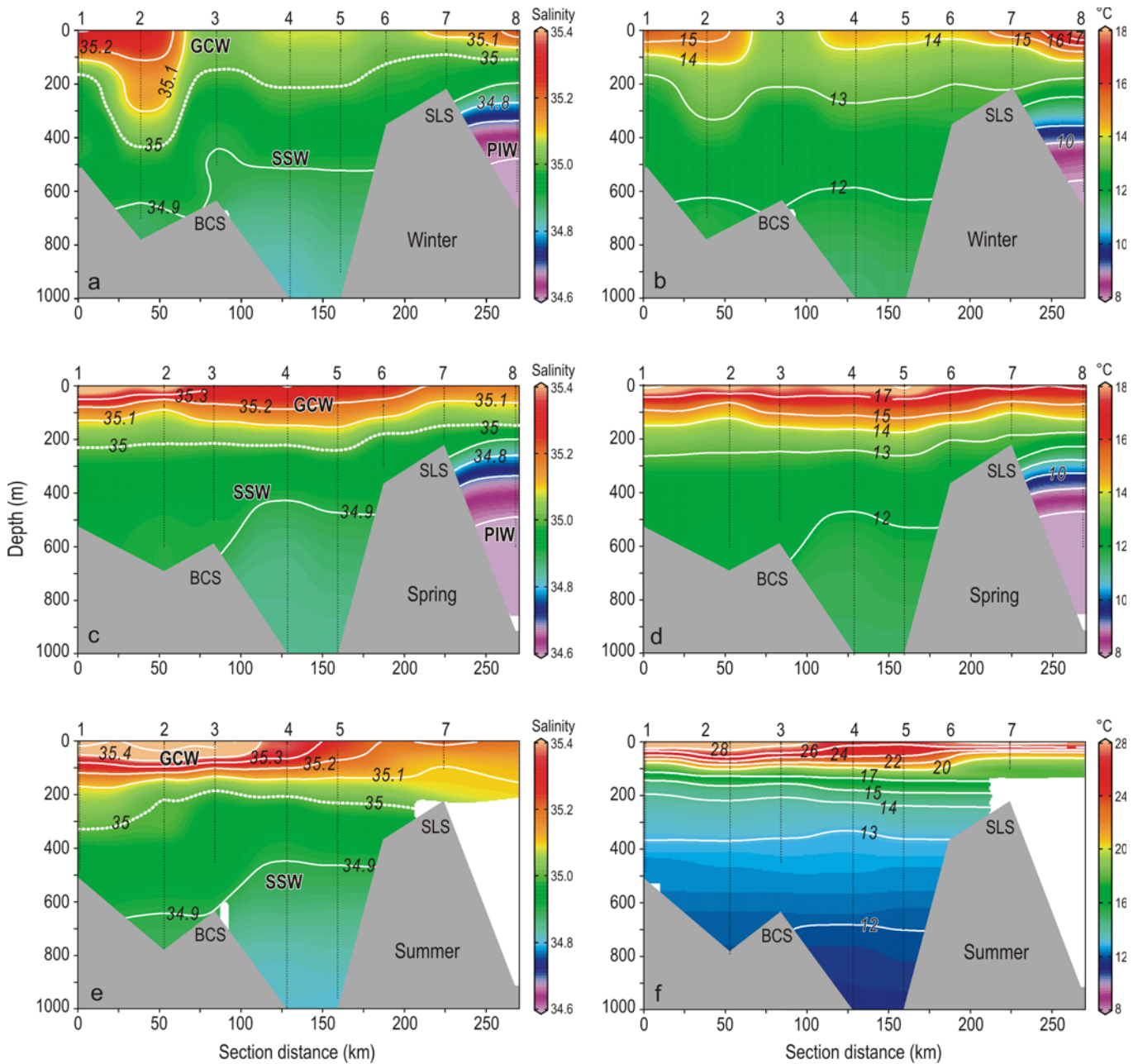


Figure 2. Vertical sections of salinity (a, c, e) and temperature (b, d, f) in the Ballenas Channel region during the *Umbrales* I (winter), II (spring), and III (summer) cruises. The location of the San Lorenzo (SLS) and Ballenas Channel sills (BCS) is also shown. The numbers on top correspond to the position of the sampling stations shown in figure 1. Note that the temperature scale in f is different. GCW, Gulf of California Water; SSW, Subtropical Subsurface Water; PIW, Pacific Intermediate Water.

Figura 2. Secciones verticales de la salinidad (a, c, e) y la temperatura (b, d, f) en la región del canal de Ballenas durante los cruces *Umbrales* I (invierno), II (primavera) y III (verano). También se muestra la ubicación de los umbrales San Lorenzo (SLS) y canal de Ballenas (BCS). Los números en la parte superior corresponden a la posición de las estaciones que se muestran en la figura 1. Note que la escala de temperatura en f es diferente. GCW, Agua del Golfo de California; SSW, Agua Subsuperficial Subtropical; PIW, Agua Intermedia del Pacífico.

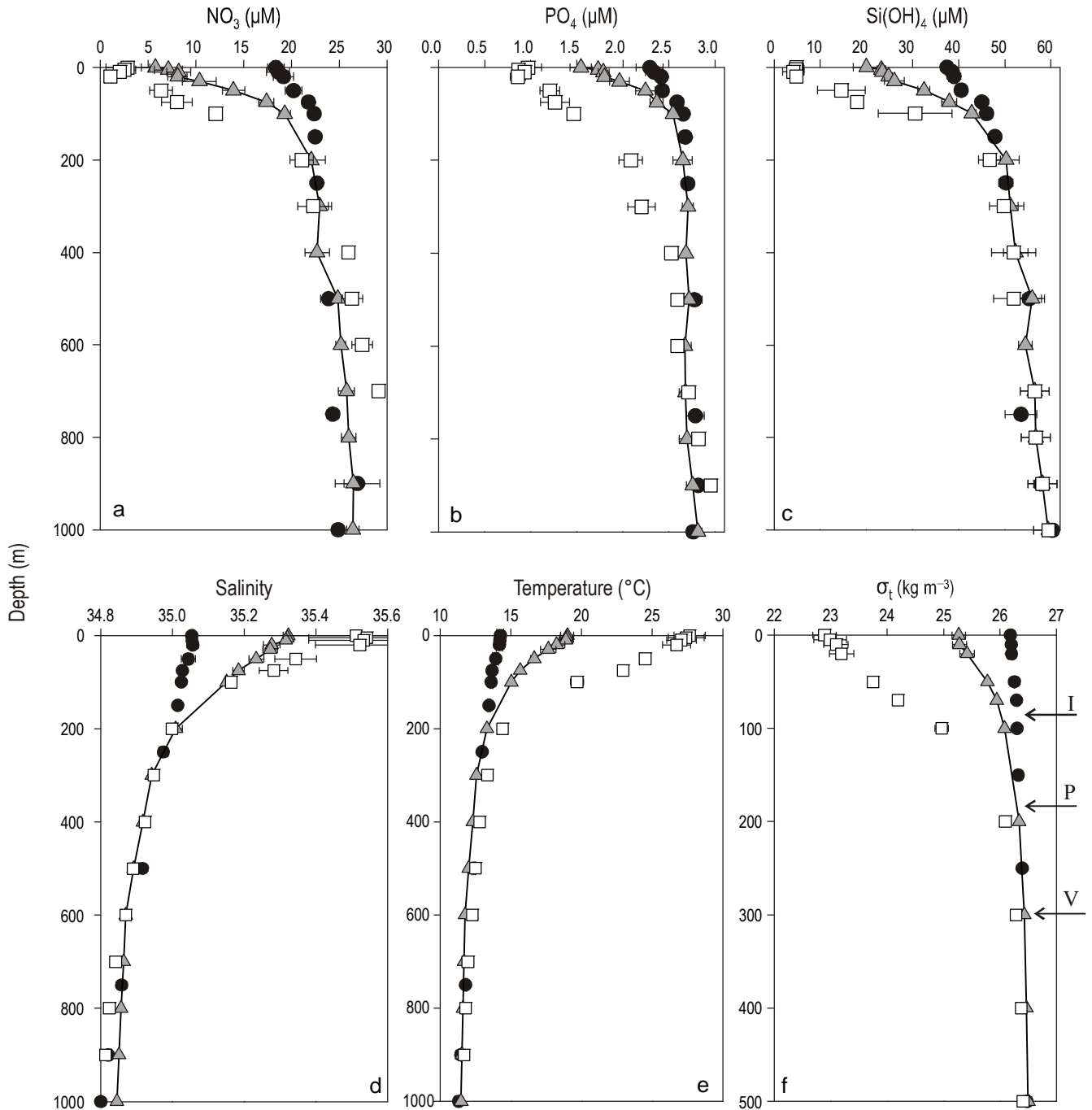


Figure 3. Vertical profiles of (a) NO_3 , (b) PO_4 , (c) $\text{Si}(\text{OH})_4$, (d) salinity, (e) temperature, and (f) density (σ_t) in the Ballenas Channel region during the *Umbrales* I (●, winter), II (▲, spring), and III (□, summer) cruises. The mean was obtained from individual profiles of the stations located within the Ballenas Channel (stations 3 to 6). The bar represents the standard error of the mean. In f the depth scale reaches 500 m and the arrows indicate the upper limit of Subtropical Subsurface Water (defined by the 26.3 kg m^{-3} isopycnal) in winter (I), spring (P), and summer (V).

Figura 3. Perfiles verticales de (a) NO_3 , (b) PO_4 , (c) $\text{Si}(\text{OH})_4$, (d) salinidad, (e) temperatura y (f) densidad (σ_t) en la región del canal de Ballenas durante los cruceros *Umbrales* I (●, invierno), II (▲, primavera) y III (□, verano). El promedio se obtuvo a partir de los perfiles individuales de las estaciones localizadas en el canal de Ballenas (estaciones 3 a 6). La barra representa el error estándar del promedio. En f la escala de profundidad llega hasta 500 m y las flechas indican el límite superior del Agua Subsuperficial Subtropical (definida por la isopícnica de 26.3 kg m^{-3}) para invierno (I), primavera (P) y verano (V).

salinity was very small, $<1.10\text{ }^{\circ}\text{C}$ and <0.10 , respectively, indicating that the water column in the deep part of BC was much more homogeneous (figs. 2, 3d–e). This finding contrasts with that observed at station 8, located to the south of the San Lorenzo sill, which showed marked stratification of the water column. At 400 m depth, for example, the water was colder ($\sim 3.5\text{ }^{\circ}\text{C}$) and less saline (~ 0.31) relative to the average of the stations located in BC due to the presence of IPW (fig. 2).

Temporal variability of vertical mixing in Ballenas Channel

The spatial and temporal variability of the stratification parameter calculated for BC is shown in figure 4. In winter, the top 100 m layer of BC (stations 3 to 6) was well mixed, with ϕ values ranging from 0.7 to 15.5 J m^{-3} . In spring, however, ϕ ranged from 42 to 108 J m^{-3} due to the heat gained by the water from the atmosphere during this transition period (Martínez-Díaz-de-León *et al.* 2013), favoring the formation of a more stable thermocline (Castro *et al.* 1994). In summer, despite the year-round fortnightly modulation of tidal mixing in the BC region (Marinone and Lavín 2003, Martínez-Díaz-de-León *et al.* 2006), water turbulence decreased substantially and the maximum ϕ values ($150\text{--}223\text{ J m}^{-3}$) were obtained, indicating a more stable water column (fig. 4). Previous studies have shown that the summertime water column stratification in the GC is due to buoyancy forces associated mainly with the heat gained from the atmosphere (Lavín and Organista 1988, Castro *et al.* 1994).

Vertical distribution of nutrients in Ballenas Channel

The vertical distribution of the three nutrients in BC showed a typical profile for the open ocean, with low concentrations at the surface and higher concentrations with increasing depth, and like temperature and salinity, the nutrient levels in the surface layer of BC showed marked seasonal variability (fig. 3). The highest surface nutrient concentrations were recorded in winter (NO_3 : $17.0\text{--}20.8\text{ }\mu\text{M}$; PO_4 : $2.0\text{--}2.4\text{ }\mu\text{M}$; $\text{Si}(\text{OH})_4$: $35.6\text{--}40.2\text{ }\mu\text{M}$) and the lowest in summer (NO_3 : $0.13\text{--}0.66\text{ }\mu\text{M}$; PO_4 : $0.83\text{--}1.11\text{ }\mu\text{M}$; $\text{Si}(\text{OH})_4$: $3.3\text{--}6.4\text{ }\mu\text{M}$). A defined spatial gradient was observed in all the cruises, with higher surface values in the channel (stations 3 to 6) than to the north or south of it (fig. 5). For example, the wintertime levels of NO_3 , PO_4 , and $\text{Si}(\text{OH})_4$ in BC were two to three times higher than those measured to the south of the San Lorenzo sill (fig. 5a–b). Conversely, below 200 m, significant changes in seasonal variability were not observed; for example, between 200 and 500 m depth, within BC, there was little variation in nutrient concentrations among cruises: $22\text{ }\mu\text{M} < \text{NO}_3 < 24\text{ }\mu\text{M}$, $2.6\text{ }\mu\text{M} < \text{PO}_4 < 2.8\text{ }\mu\text{M}$, and $50\text{ }\mu\text{M} < \text{Si}(\text{OH})_4 < 55\text{ }\mu\text{M}$ (fig. 3a–c).

más fría ($\sim 3.5\text{ }^{\circ}\text{C}$) y menos salina (~ 0.31) con respecto al promedio de las estaciones del interior del CB debido a la presencia del Agua Intermedia del Pacífico (fig. 2).

Variación temporal de la mezcla vertical en el canal de Ballenas

La variación espacial y temporal del parámetro de estratificación calculado para el CB se presenta en la figura 4. Durante el invierno, la capa de los 100 m superficiales del CB (estaciones 3 a 6) se encontró totalmente mezclada, con valores de ϕ que variaron entre 0.7 y 15.5 J m^{-3} . Sin embargo, en la primavera el ϕ osciló entre 42 y 108 J m^{-3} debido a la ganancia de calor del agua desde la atmósfera en esta época de transición (Martínez-Díaz-de-León *et al.* 2013), lo que favoreció la formación de una termoclina más estable (Castro *et al.* 1994). Durante el verano, a pesar de que la mezcla asociada a las mareas varía con una frecuencia quincenal y se presenta en la región del CB a lo largo de todo el año (Marinone y Lavín 2003, Martínez-Díaz-de-León *et al.* 2006), la turbulencia del agua disminuyó sustancialmente y se obtuvieron los valores máximos ($150\text{--}223\text{ J m}^{-3}$) del ϕ , lo cual se reflejó en una columna de agua muy estable (fig. 4). Trabajos previos han mostrado que la estratificación de la columna de agua que se observa durante el verano en el GC se debe al predominio de las fuerzas de flotabilidad

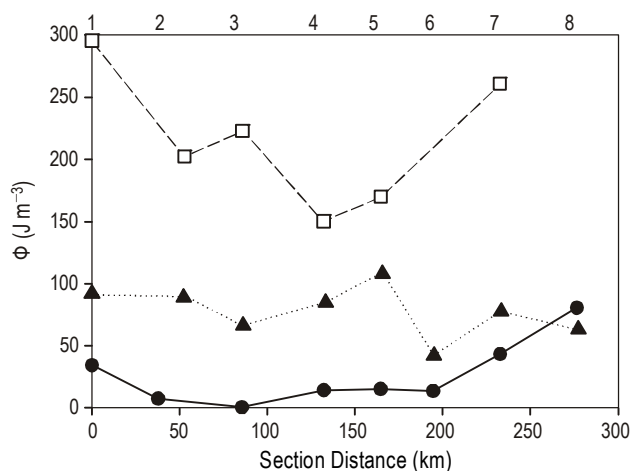


Figure 4. Spatial and temporal variation of the water column stratification parameter (ϕ) in the Ballenas Channel region during the *Umbrales* I (●, winter), II (▲, spring), and III (□, summer) cruises. The transect starts at station 1 and the numbers on top correspond to the position of the sampling stations shown in figure 1.

Figura 4. Variación espacial y temporal del parámetro de estratificación de la columna de agua (ϕ) en la región del canal de Ballenas durante los cruceros *Umbrales* I (●, invierno), II (▲, primavera) y III (□, verano). El transecto inicia en la estación 1 y los números en la parte superior corresponden a la posición de las estaciones que se muestran en la figura 1.

DISCUSSION

Our results show clear seasonal variations in nutrient concentrations in the upper 200 m of BC. Unlike previous studies (Álvarez-Borrego *et al.* 1978, Lavín *et al.* 1995, Millán-Núñez and Yentsch 2000), here we show that enrichment in the surface layer of BC was greater in winter, when vertical mixing of the water column was more intense. As argued below, we propose that this enrichment is due to the enhanced wintertime flow of SSW into the GC and consequently BC, in addition to the intensification of water column mixing that promotes an increase in the proportion of SSW transported to the surface. In contrast, in summer when conditions are warmer and the water column more stable, nutrient concentrations in the surface layer decrease due to the combined effect of phytoplankton uptake and a reduced and limited vertical flux of SSW.

Horizontal transport of SSW in the Gulf of California and vertical flux of SSW in Ballenas Channel

The seasonal variation in the position of the upper limit of SSW relative to the surface in BC depends on the seasonal flow of this water mass into the GC and on the intensity of vertical mixing of the water column. Though this paper does not aim to quantitatively demonstrate which is the physical mechanism responsible for the vertical movement of SSW in BC, there is evidence of this vertical transport in this oceanographic province (see Hernández-Ayón *et al.* (2013) in this issue). Several reports indicate that the GC presents a very peculiar thermohaline circulation (e.g., Lavín and Marinone 2003). As a result of water loss and heat gain, GCW is generated in the northern GC and transported southward in the form of a tongue of saline water (>35.0). To maintain the continuity of volume in the GC and compensate for this southward water flow between 50 and 250 m depth, there is a northward flow of intermediate water between 250 and 500 m depth (Bray 1988). This transport occurs systematically throughout the year; however, in winter when northwesterly winds intensify, GCW is transported towards the mouth of the GC and Equatorial Surface Water exits the gulf (Álvarez-Borrego and Schwartzlose 1979, Lavín *et al.* 1997). As a result, the flow of SSW towards the interior of the GC intensifies and impacts the northern part including the Midriff Region. Recent estimates indicate that this horizontal subsurface flow of SSW produces a mean annual vertical exchange of approximately 0.23 ± 0.02 Sv within the GC (Álvarez-Borrego and Giles-Guzmán 2012).

The wintertime intensification of the horizontal flow of SSW taking place in the GC can be evidenced by the vertical shoaling of subsurface isopycnals in BC. In the present study the upper limit of SSW was defined by the 26.3 kg m^{-3} isopycnal (mean \pm standard error of temperature and salinity of 13.50 ± 0.16 °C and 35.00 ± 0.04 , respectively), which is in agreement with Torres-Orozco (1993) who delimited the

asociada principalmente a la ganancia de calor del agua desde la atmósfera (Lavín y Organista 1988, Castro *et al.* 1994).

Distribución vertical de los nutrientes en el canal de Ballenas

Las distribuciones verticales de los tres nutrientes en el CB presentaron el perfil típico del océano abierto, con concentraciones bajas en la superficie y altas hacia la capa profunda, y al igual que la temperatura y la salinidad, los niveles de nutrientes en la capa superficial del CB mostraron una variación estacional muy marcada (fig. 3). Las concentraciones superficiales más altas se detectaron en el invierno (NO_3 : 17.0–20.8 μM ; PO_4 : 2.0–2.4 μM ; Si(OH)_4 : 35.6–40.2 μM) y las más bajas en el verano (NO_3 : 0.13–0.66 μM ; PO_4 : 0.83–1.11 μM ; Si(OH)_4 : 3.3–6.4 μM). En todas las campañas se presentó un gradiente superficial espacial definido, con valores superficiales más altos en el CB (estaciones 3 a 6) que los registrados al norte o al sur del canal (fig. 5). En invierno, por ejemplo, en el CB los niveles de NO_3 , PO_4 y Si(OH)_4 fueron de dos a tres veces mayores que los medidos al sur del umbral de San Lorenzo (fig. 5a–b). En contraste a la variación en la capa superficial, en la parte profunda por debajo de los 200 m la variabilidad estacional de la concentración de los tres nutrientes no mostró cambios significativos. Entre los 200 y 500 m de profundidad, en el interior del CB, por ejemplo, las concentraciones de los tres nutrientes variaron relativamente poco entre los tres cruceros: $22 \mu\text{M} < \text{NO}_3 < 24 \mu\text{M}$, $2.6 \mu\text{M} < \text{PO}_4 < 2.8 \mu\text{M}$ y $50 \mu\text{M} < \text{Si(OH)}_4 < 55 \mu\text{M}$ (fig. 3a–c).

DISCUSIÓN

Los resultados del presente trabajo muestran que existió una clara variabilidad estacional en la concentración de los nutrientes en los primeros 200 m del CB. A diferencia de trabajos previos (Álvarez-Borrego *et al.* 1978, Lavín *et al.* 1995, Millán y Yentsch 2000), este trabajo muestra que el enriquecimiento de la capa superficial en el CB fue más intenso durante el invierno, cuando la columna de agua se encontró verticalmente más mezclada. Como se argumenta a continuación, proponemos que este enriquecimiento se debe a que en el invierno existe un mayor flujo de ASS hacia el interior del GC y, en consecuencia, hacia el CB, además de la intensificación de la mezcla vertical de la columna de agua que promueve un aumento de la proporción de ASS que arriba a la capa superficial. En contraste, durante el verano, bajo condiciones mucho más cálidas y con una columna de agua muy estable, se produce una disminución en la concentración superficial de estos nutrientes debido a una combinación de consumo fitoplanctónico y un reducido y limitado flujo vertical de ASS.

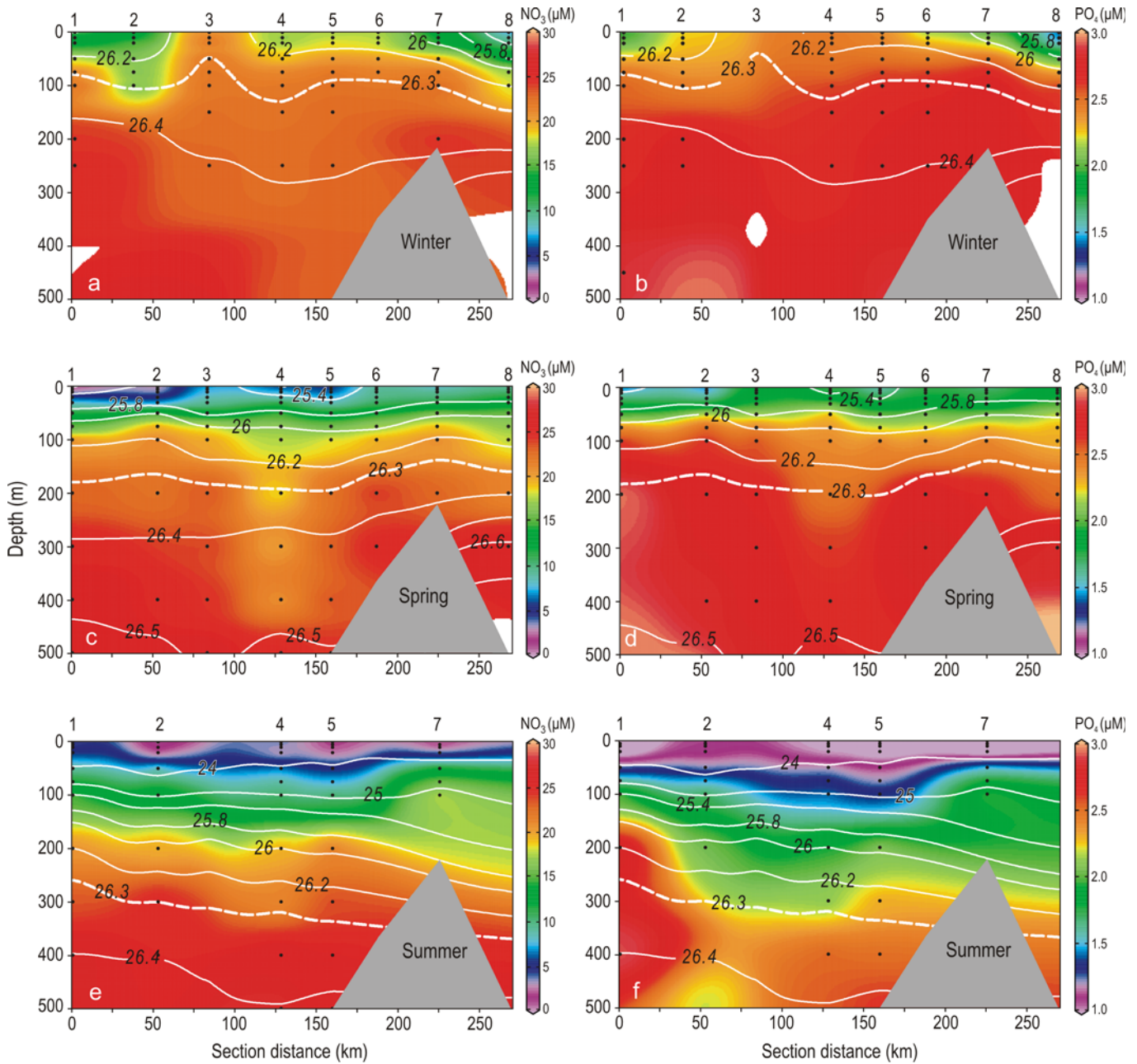


Figure 5. Vertical sections of NO₃ (a, c, e) and PO₄ (b, d, f) in the Ballenas Channel region during the *Umbrales* I (winter), II (spring), and III (summer) cruises. The continuous lines represent the density isolines. The upper limit of Subtropical Subsurface Water is indicated by the 26.3 kg m⁻³ isopycnal. The numbers on top correspond to the position of the sampling stations shown in figure 1.

Figura 5. Secciones verticales de NO₃ (a, c, e) y PO₄ (b, d, f) en la región del canal de Ballenas durante los cruceros *Umbrales* I (invierno), II (primavera) y III (verano). Las líneas continuas representan las isolíneas de densidad. El límite superior del Agua Subsuperficial Subtropical está indicado por la isopicna de 26.3 kg m⁻³. Los números en la parte superior corresponden a la posición de las estaciones que se muestran en la figura 1.

boundary between SSW and GCW by a salinity of 35.00. The 26.3 kg m⁻³ isopycnal was detected at 305 ± 17 m in summer and at 176 ± 24 m in spring, but in winter it was much shallower, at 80 ± 50 m depth (figs. 3f, 5). We interpret this vertical displacement of the 26.3 kg m⁻³ isopycnal on a seasonal scale as an ascent of the upper limit of SSW and, consequently, as an increase in the vertical flux and the proportion of this water mass reaching the surface layer of BC. Further evidence of this ascent is the decrease in salinity in the surface layer from summer (35.51 ± 0.20) to winter (35.05 ± 0.02; figs. 2a, 2e, 3d). This decrease cannot be explained by freshwater inputs because the region receives practically no rainfall and little freshwater runoff from land. Moreover, the low wintertime surface salinities cannot be attributed to the advection of surface waters from the northern GC because those waters are more saline than the BC waters (fig. 2a). Hence, the lower salinity surface water must come from the subsurface layer of BC.

All the evidence points to the existence of a vertical flux of SSW that results in an increase in the concentration of nutrients in the surface layer of BC. In a study on the physical dynamics of BC, López *et al.* (2006) undertook water column current measurements in the San Lorenzo and BC sills over a period of six to eight months and, to be able to explain the mean flow, they deduced that SSW flows over both sills and enters BC near the bottom. According to these authors, to compensate for these subsurface inflows, upwelling occurs in BC (0.18 Sv) with a mean vertical velocity of 5.8 m d⁻¹. Nonetheless, the causes responsible for the enhanced wintertime vertical flux of SSW in BC have yet to be unequivocally determined.

Influence of vertical mixing on the vertical distribution and concentration of nutrients in Ballenas Channel

In the central GC, tide-related vertical mixing plays an important role in controlling the water column structure (e.g., Simpson *et al.* 1994, Argote *et al.* 1995), heat content (Paden *et al.* 1991, 1993), intensity of biological processes (e.g., Gaxiola-Castro *et al.* 1995), and chemical composition of the waters (Álvarez-Borrego *et al.* 1978; Delgadillo-Hinojosa *et al.* 2001, 2006; Hernández-Ayón *et al.* 2007; Segovia-Zavala *et al.* 2010, 2011). The vertical distribution of nutrients reported herein suggests that vertical mixing of the water column has a direct effect on the shape of the profile and controls mean nutrient concentrations in the surface layer of BC. For example, the vertical distributions were much more homogeneous (mean ± standard error of ΔN = 0.07 ± 0.02 μM m⁻¹; ΔP = 0.006 ± 0.002 μM m⁻¹; ΔSi = 0.16 ± 0.04 μM m⁻¹) under wintertime mixing conditions, whereas in summer, when the water column was stratified, the profiles of all three nutrients were more pronounced (ΔN = 0.13 ± 0.02 μM m⁻¹, ΔP = 0.009 ± 0.002 μM m⁻¹, ΔSi = 0.24 ± 0.05 μM m⁻¹; fig. 3a–c). Likewise, there was an inverse relationship between vertical mixing intensity (ϕ) and the

Transporte horizontal de ASS en el Golfo de California y el flujo vertical de ASS en el canal de Ballenas

La variación estacional de la posición del límite superior del ASS con respecto a la superficie del CB depende del flujo estacional del ASS hacia el interior del GC y de la intensidad de la mezcla vertical de la columna de agua. Aunque no es el propósito de este trabajo demostrar cuantitativamente cuál es el mecanismo físico responsable del movimiento vertical del ASS en el CB, existen evidencias de este transporte vertical en esta provincia oceanográfica (ver también Hernández-Ayón *et al.* (2013) en este número). Varios reportes indican que el GC presenta una circulación termohalina muy peculiar (e.g., Lavín y Marinone 2003). Producto de la pérdida de agua y la ganancia de calor, el AGC se genera en la región norte del GC y se transporta hacia el sur en forma de una lengüeta de agua salina (>35.0). Para mantener la continuidad de volumen del GC y compensar este flujo de agua que se moviliza entre los 50 y 250 m superficiales desde el norte del GC, ocurre también un flujo hacia el norte de agua intermedia entre 250 y 500 m de profundidad (Bray 1988). Este transporte ocurre de manera sistemática a lo largo de todo el año; sin embargo, durante el invierno, al intensificarse los vientos del noroeste, el AGC se desplaza hacia la boca del golfo y el Agua Superficial Ecuatorial se retrae hacia el exterior del GC (Álvarez-Borrego y Schwartzlose 1979, Lavín *et al.* 1997). Esto produce una intensificación del flujo de ASS hacia el interior del GC e impacta la parte norte del mismo incluyendo la región de las grandes islas. Estimaciones recientes indican que este flujo horizontal subsuperficial de ASS produce un intercambio vertical anual promedio de aproximadamente 0.23 ± 0.02 Sv en el interior del GC (Álvarez-Borrego y Giles-Guzmán 2012).

El ascenso vertical de las isopícnas subsuperficiales es evidencia de la intensificación del flujo horizontal de ASS que ocurre durante el invierno en el GC y que afecta la región del CB. En este trabajo se define el límite superior de la ASS por la isopícnica de 26.3 kg m⁻³ (temperatura y salinidad promedio ± error estándar de 13.50 ± 0.16 °C y 35.00 ± 0.04, respectivamente), lo cual es consistente con Torres-Orozco (1993) quien delimitó la frontera entre el ASS y el AGC por una salinidad de 35.00. Durante el verano, la isopícnica de 26.3 kg m⁻³ se detectó a 305 ± 17 m, en la primavera a 176 ± 24 m y en el invierno mucho más somera a 80 ± 50 m de profundidad (figs. 3f, 5). Este desplazamiento vertical en una escala estacional de la isopícnica de 26.3 kg m⁻³ lo interpretamos como un ascenso del límite superior de la ASS y, en consecuencia, como un incremento en el flujo vertical y de la proporción de esta masa de agua arribando a la capa superficial del CB. Una segunda evidencia de este ascenso es la disminución de la salinidad en la capa superficial de verano (35.51 ± 0.20) a invierno (35.05 ± 0.02; figs. 2a, 2e, 3d). Esta disminución no puede explicarse por aportes de agua dulce debido a que en la región del CB la lluvia es prácticamente nula y no existen aportes de agua dulce importantes desde la

concentration of NO_3 , PO_4 , and Si(OH)_4 integrated over the upper 100 m (fig. 6). The highest mean integrated concentrations (NO_3 : $18.2 \pm 1.1 \mu\text{M}$; PO_4 : $2.36 \pm 0.08 \mu\text{M}$; Si(OH)_4 : $35.4 \pm 3.2 \mu\text{M}$) were recorded in winter when the water column was well mixed, while the lowest (NO_3 : $7.1 \pm 1.0 \mu\text{M}$; PO_4 : $1.22 \pm 0.06 \mu\text{M}$; Si(OH)_4 : $16.0 \pm 2.1 \mu\text{M}$) were recorded in summer associated with stratification conditions (table 1, fig. 4). More than 66% of the temporal variability of NO_3 , PO_4 , and Si(OH)_4 was explained by the temporal variability of vertical mixing in BC (fig. 6), suggesting that agitation of the water column on a seasonal time scale (fig. 4) also plays an important role in controlling nutrient availability in the surface layer of BC. Though we do not know the physical mechanism that promotes the intensification of wintertime vertical mixing, a possible explanation could be the vertical mixing associated with heat loss from the water surface to the atmosphere in the northern GC (Castro *et al.* 1994, Beron-Vera and Ripa 2000). This heat loss to the atmosphere in the BC region may cause convection in the water column, which would facilitate vertical water transport and, in turn, explain the wintertime enrichment of nutrients in the surface layer of BC. Preliminary evidence supporting this hypothesis has been provided by Martínez-Díaz-de-León *et al.* (2006, 2013), who installed thermographs in six bays along BC to study the seasonal variation of surface temperature over a one-year period. Their data showed a considerable decrease in water temperature in autumn that was attributed to heat lost to the atmosphere. In contrast, in summer, the heat gained by the BC water (Paden *et al.* 1993, Martínez-Díaz-de-León *et al.* 2013) generates a well-stratified water column, which imposes a physical constraint to the vertical flux of SSW and, consequently, restricts the supply of nutrients to the surface layer of BC.

Effect of biological processes on the distribution of nutrients in Ballenas Channel

The main biological processes affecting the concentration of NO_3 , PO_4 , and Si(OH)_4 in the ocean are phytoplankton uptake in the surface layer and, in the deep layer, respiration of organic matter in the case of NO_3 and PO_4 (Tyrrell and Law 1997), and biogenic silica dissolution in the case of Si(OH)_4 (Van Cappellen *et al.* 2002). To examine the effect of biological processes on nutrient concentrations we performed a linear regression analysis and inferred the consumption and regeneration rates from the slopes. The N:P and Si:N ratios estimated for the BC water column are shown in table 2. Considering all the data for the three cruises, the N:P and Si:N consumption and regeneration rates were 12.1 (± 0.4):1 and 2.0 (± 0.1):1, respectively. These values are within the range of values previously reported for the GC. For example, Torres-Valdés (2000) estimated N:P ratios varying between 12.7 in winter and 9.3 in summer, while Pichevin *et al.* (2012) reported a Si:N ratio of >1.8 as characteristic for the GC.

zona continental. Las salinidades superficiales bajas de invierno tampoco pueden explicarse por un proceso advectivo de las aguas superficiales desde el norte del GC debido a que las aguas en esa región son mucho más salinas que las del CB (fig. 2a). Por lo tanto, el agua con menor salinidad debe provenir de la parte subsuperficial del CB.

Todas estas evidencias apuntan hacia la existencia de un flujo vertical de ASS que tiene como resultado un incremento de la concentración de los nutrientes en la capa superficial del CB. En un estudio sobre la dinámica física del CB, López *et al.* (2006) realizaron mediciones de corrientes en la columna de agua del umbral de San Lorenzo y del umbral de CB por un periodo de seis a ocho meses y, para poder explicar el flujo medio, dedujeron que el ASS ingresa al interior del CB por la parte profunda pasando sobre ambos umbrales. Según estos autores, para compensar estos flujos de entrada subsuperficiales, se produce una surgencia en el CB (0.18 Sv) con una velocidad vertical media de 5.8 m d^{-1} . Sin embargo, aún queda por resolver de manera inequívoca cuales son las causas responsables del aumento del flujo vertical de ASS que ocurre en el invierno en el CB.

Influencia de la mezcla vertical sobre la concentración y la distribución vertical de nutrientes en el canal de Ballenas

En la región central del GC, la mezcla vertical asociada a la marea juega un papel relevante en controlar la estructura de la columna de agua (e.g., Simpson *et al.* 1994, Argote *et al.* 1995), el contenido de calor (Paden *et al.* 1991, 1993), la intensidad de los procesos biológicos (e.g., Gaxiola-Castro *et al.* 1995) y la composición química de sus aguas (Álvarez-Borrego *et al.* 1978; Delgadillo-Hinojosa *et al.* 2001, 2006; Hernández-Ayón *et al.* 2007; Segovia-Zavala *et al.* 2010; 2011). La distribución vertical de los nutrientes registrados en este trabajo sugiere que la mezcla vertical de la columna de agua ejerce un efecto directo sobre la forma del perfil y controla la concentración promedio de los nutrientes en la capa superficial del CB. Por ejemplo, las distribuciones verticales fueron mucho más homogéneas (promedio \pm error estándar de $\Delta\text{N} = 0.07 \pm 0.02 \mu\text{M m}^{-1}$; $\Delta\text{P} = 0.006 \pm 0.002 \mu\text{M m}^{-1}$; $\Delta\text{Si} = 0.16 \pm 0.04 \mu\text{M m}^{-1}$) bajo condiciones de mezcla en el invierno, mientras que durante el verano, cuando la columna de agua se estratificó, los perfiles de los tres nutrientes fueron más pronunciados ($\Delta\text{N} = 0.13 \pm 0.02 \mu\text{M m}^{-1}$, $\Delta\text{P} = 0.009 \pm 0.002 \mu\text{M m}^{-1}$, $\Delta\text{Si} = 0.24 \pm 0.05 \mu\text{M m}^{-1}$; fig. 3a–c). De igual manera, existió una relación inversa entre la intensidad de la mezcla vertical (ϕ) y la concentración de NO_3 , PO_4 y Si(OH)_4 integrada en los primeros 100 m (fig. 6). Las concentraciones promedio integradas más altas ($18.2 \pm 1.1 \mu\text{M}$ de NO_3 , $2.36 \pm 0.08 \mu\text{M}$ de PO_4 y $35.4 \pm 3.2 \mu\text{M}$ de Si(OH)_4) se detectaron en el invierno cuando la columna de agua estuvo bien mezclada, mientras que las más bajas ($7.1 \pm 1.0 \mu\text{M}$ de NO_3 , $1.22 \pm 0.06 \mu\text{M}$ de PO_4 y $16.0 \pm 2.1 \mu\text{M}$ de Si(OH)_4) se registraron en el verano

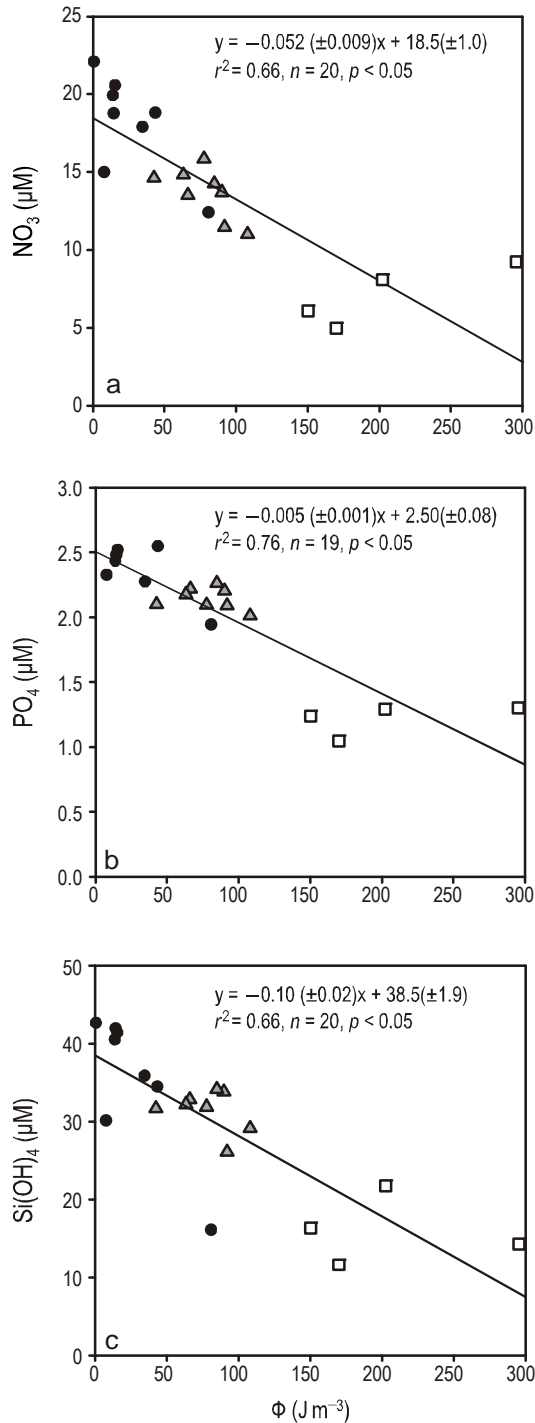


Figure 6. Relationship between the water column stratification parameter (Φ) and the mean concentration integrated over the upper 100 m of (a) NO_3 , (b) PO_4 , and (c) $\text{Si}(\text{OH})_4$ under wintertime (●), summertime (▲), and springtime (□) conditions.

Figura 6. Relación entre el parámetro de estratificación de la columna de agua (Φ) y la concentración promedio integrada en los primeros 100 m de (a) NO_3 , (b) PO_4 y (c) $\text{Si}(\text{OH})_4$ bajo condiciones de invierno (●), primavera (▲) y verano (□).

asociadas a condiciones de estratificación (tabla 1, fig. 4). Mas del 66% de la variabilidad temporal de la concentración de los nitratos, fosfatos y silicatos se explicó por la variabilidad temporal de la mezcla vertical en el CB (fig. 6), sugiriendo que la agitación de la columna de agua en una escala de tiempo estacional (fig. 4) juega también un papel muy importante en controlar la disponibilidad de los nutrientes en la capa superficial del CB. Aunque desconocemos el mecanismo físico que promueve la intensificación de la mezcla vertical en invierno, una posible explicación podría estar dada por la mezcla vertical asociada a la pérdida de calor del agua hacia la atmósfera en la región centro norte del GC (Castro *et al.* 1994, Beron-Vera y Ripa 2000). Este proceso de pérdida de calor del agua hacia la atmósfera en la zona del CB podría provocar un proceso de convección de la columna de agua, lo que facilitaría el transporte vertical de agua y explicaría, a su vez, el enriquecimiento invernal de nutrientes en la capa superficial del CB. Evidencia preliminar para la zona del CB que apoya esta hipótesis ha sido dada por Martínez-Díaz-de-León *et al.* (2006, 2013), quienes instalaron termógrafos en seis bahías localizadas a lo largo del CB y estudiaron la variación estacional de la temperatura superficial por un periodo de un año. Los datos de estos autores indican que durante el otoño ocurre una intensa disminución de la temperatura del agua, la cual fue atribuida a la pérdida de calor hacia la atmósfera. En contraste, durante el verano, la ganancia de calor del agua del CB (Paden *et al.* 1993, Martínez-Díaz-de-León *et al.* 2013) genera una columna de agua muy estratificada, lo cual impone un control físico al flujo vertical de la ASS y, en consecuencia, representa una restricción en el aprovisionamiento de nutrientes a la capa superficial de CB.

Efecto de los procesos biológicos sobre la distribución de los nutrientes en el canal de Ballenas

Los principales procesos biológicos que afectan la concentración de NO_3 , PO_4 y $\text{Si}(\text{OH})_4$ en el océano son la

Table 1. Nutrient concentrations (μM , mean \pm standard error) integrated from 0 to 100 m depth for the *Umbrales* I (March 2002), *Umbrales* II (May 2003), and *Umbrales* III (September 2004) cruises conducted in the Ballenas Channel (Gulf of California).

Tabla 1. Concentración de nutrientes (μM , promedio \pm error estándar) integrada de 0 a 100 m de profundidad para los cruceros *Umbrales* I (marzo de 2002), *Umbrales* II (mayo de 2003) y *Umbrales* III (septiembre de 2004) realizados en el canal de Ballenas (golfo de California).

	$\overline{\text{NO}_3}$	$\overline{\text{PO}_4}$	$\overline{\text{Si}(\text{OH})_4}$
Winter	18.2 ± 1.1	2.36 ± 0.08	35.4 ± 3.2
Spring	13.7 ± 0.6	2.14 ± 0.03	31.5 ± 1.0
Summer	7.1 ± 1.0	1.22 ± 0.06	16.0 ± 2.1

In general, the Si:N consumption and regeneration rates in BC ranged from 2.6 (± 0.1):1 in winter to 1.9 (± 0.1):1 in summer (table 2), indicating that Si(OH)_4 was present in excess relative to N in the three sampling seasons. Note, however, that the winter and summer N:P values for BC (table 2) are lower than the 16:1 ratio proposed by Redfield *et al.* (1963). Low N:P ratios have been reported for marine systems associated with suboxic environments, where conditions favor denitrification (Tyrrel and Lucas 2002) and/or where diatoms, which are strong consumers of N (Arrigo *et al.* 2002), are the predominant phytoplankton group (Arrigo *et al.* 1999). The oxygen values ($>30 \mu\text{M}$) recorded in the deep part of the water column corresponding to SSW in BC (data not presented) suggest that denitrification is apparently not occurring in the water column of this region. If local denitrification can be discarded, it is likely that SSW reaches BC with an excess of PO_4 (table 2) and a deficiency of NO_3 , which was consumed in the suboxic zone located in the southern GC (Altabet *et al.* 1999, Delgadillo-Hinojosa *et al.* 2006). On the other hand, the continuous nutrient inputs to the surface layer of BC by vertical mixing, especially in winter and spring, favor the development of organisms capable of proliferating in environments with strong water movement. Diatoms have rapid cell division rates and can develop and prosper even in strongly agitated waters when there is an increase in nutrient concentrations (Thunell *et al.* 1996). Several studies have documented that the composition of the phytoplankton community plays a major role in determining the magnitude of the N:P ratio. For example, the N:P ratio obtained for the Ross Sea was low (mean \pm standard error = 9.69 ± 0.33) when diatom blooms occurred, but high (19.2 ± 0.6) when another phytoplankton species (the dinoflagellate *Phaeocystis antarctica*) was present (Arrigo *et al.* 1999). Our results show that the concentration of Si(OH)_4 in the surface layer of BC decreased significantly from winter to summer (fig. 3), suggesting that it was consumed by diatoms. Moreover, taking into consideration that the GC (Sancetta 1995) and BC in particular (Millán-Núñez and Yentsch 2000) are characterized by a large abundance of this phytoplankton group, the most likely explanation for the low N:P ratio reported here is the combined effect of intense N uptake associated with the high abundance of diatoms and the presence of denitrified water from the southern GC.

The negative intercept in the N:P ratio, the positive intercept in the Si:N ratio, and the $>0.65 \mu\text{M}$ PO_4 excess calculated for the entire data set (table 2) also indicate that NO_3 is the potential limiting nutrient of primary production for the eukaryotic phytoplankton species that prosper in BC, concurring with other studies that have observed nitrogen-limiting conditions in the GC. White *et al.* (2007) reported relatively high N_2 fixation rates (20 to $250 \mu\text{mol m}^{-2} \text{d}^{-1}$) in the GC under summertime conditions, associated with a well-mixed layer and with extremely low NO_3 concentrations. These fixation rates constitute an important source of fixed N for the system and, according to White *et al.* (2007), can contribute

asimilación por parte del fitoplancton en la capa superficial y, en la capa profunda, la respiración de la materia orgánica en el caso de los NO_3 y PO_4 (Tyrrell y Law 1997) y la disolución del sílice biogénico en el caso de los Si(OH)_4 (Van Cappellen *et al.* 2002). Una aproximación que utilizamos para estudiar el efecto de los procesos biológicos sobre la concentración de nutrientes fue realizar un análisis de regresión lineal entre los diferentes nutrientes y, a partir de las pendientes, inferir sus tasas de consumo y regeneración. Las relaciones N:P y Si:N estimadas para la columna de agua del CB se presentan en la tabla 2. Considerando todo el conjunto de datos de las tres épocas de muestreo, las tasas de consumo y regeneración de N:P y Si:N fueron de $12.1 (\pm 0.4):1$ y $2.0 (\pm 0.1):1$, respectivamente. Estos valores de las razones N:P y Si:N se encuentran en el intervalo de valores documentados previamente para el GC. Por ejemplo, Torres-Valdés (2000) estimó razones N:P que variaron de 12.7 en invierno a 9.3 en verano, mientras que Pichevin *et al.* (2012) registraron una razón Si:N >1.8 y la atribuyeron como característica del GC.

En general, las tasas de consumo y regeneración de Si:N en el CB variaron de $2.6 (\pm 0.1):1$ en invierno a $1.9 (\pm 0.1):1$ en verano (tabla 2), indicando que el Si(OH)_4 se encontró en exceso en relación al N en las tres épocas del año. Sin embargo, cabe notar que los valores de la razón N:P en la región del CB de invierno y verano (tabla 2) son menores que la razón de 16:1 propuesta por Redfield *et al.* (1963). Las proporciones N:P bajas se han registrado para sistemas marinos asociados a ambientes subóxicos, donde se favorece la desnitrificación (Tyrrel y Lucas 2002) y/o donde el grupo predominante del fitoplancton es el de las diatomeas (Arrigo *et al.* 1999), las cuales se caracterizan por ser fuertes consumidoras de N (Arrigo *et al.* 2002). Los valores de oxígeno ($>30 \mu\text{M}$) registrados en la parte profunda de la columna de agua correspondiente al ASS en el CB (datos no presentados) sugieren que difícilmente el proceso de desnitrificación pueda estar llevándose a cabo en la columna de agua de esta región. Si el proceso de desnitrificación local puede ser descartado, lo más probable es que, en su viaje hacia la región de las grandes islas, el ASS llegue al CB con un exceso de PO_4 (tabla 2) y una deficiencia de NO_3 por haber sido utilizado en la región subóxica ubicada al sur del GC (Altabet *et al.* 1999, Delgadillo-Hinojosa *et al.* 2006). Por otro lado, el aporte continuo de nutrientes hacia la superficie del CB a través de la mezcla vertical, especialmente en invierno y primavera, favorece que se desarrollen organismos capaces de proliferar en ambientes con fuerte agitación del agua. Las diatomeas son un grupo de fitoplancton con tasas de división celular rápidas que, en presencia de un incremento de la concentración de nutrientes, se desarrollan y prosperan aún en aguas con fuerte agitación (Thunell *et al.* 1996). Diversos estudios han documentado que la composición de la comunidad fitoplanctónica juega un papel central en determinar la magnitud de la razón N:P del agua. Por ejemplo, en el mar de Ross se observó que cuando hubo un florecimiento de diatomeas la razón N:P fue baja (promedio \pm error estándar = 9.69 ± 0.33), mientras que

Table 2. N:P and Si:N ratios (\pm standard error: σ_m) obtained by linear regression $y = (m \pm \sigma_m)x + (b \pm \sigma_b)$ for the *Umbrales* I (March 2002), *Umbrales* II (May 2003), and *Umbrales* III (September 2004) cruises conducted in the Ballenas Channel (Gulf of California); m is the slope of the linear regression, b is the intercept at the origin of the ordinate, and r^2 is the coefficient of determination.

Tabla 2. Razones N:P y Si:N (\pm error estándar: σ_m) obtenidas a partir de la regresión lineal $y = (m \pm \sigma_m)x + (b \pm \sigma_b)$ para los cruceros *Umbrales* I (marzo de 2002), *Umbrales* II (mayo de 2003) y *Umbrales* III (septiembre de 2004) realizados en el canal de Ballenas (golfo de California); m es la pendiente de la regresión lineal, b es el intercepto al origen de la ordenada y r^2 es el coeficiente de determinación.

	Season	$m + \sigma_m$	$b + \sigma_b$	r^2	PO ₄ excess (μM)
N:P	Winter	$12.0 \pm 0.9^{**}$	-10.4 ± 2.1	0.80	0.87
	Spring	$15.2 \pm 0.4^{**}$	-18.4 ± 1.0	0.93	1.21
	Summer	$12.5 \pm 0.7^{**}$	-8.2 ± 1.2	0.90	0.65
	Total	$12.1 \pm 0.4^{**}$	-10.5 ± 0.8	0.85	0.87
Si:N	Winter	$2.6 \pm 0.1^{**}$	-11.5 ± 2.3	0.90	–
	Spring	$2.0 \pm 0.1^{**}$	5.0 ± 0.9	0.94	–
	Summer	$1.9 \pm 0.1^{**}$	2.6 ± 1.4	0.91	–
	Total	$2.0 \pm 0.1^{**}$	2.6 ± 0.9	0.90	–

** $P < 0.05$

from 35% to 48% of the phytoplankton N demand in the central GC. In the case of BC, this nitrogen-limiting condition can acquire greater relevance during the summer, when N availability is limited (figs. 3a, 5e) in the warm ($T > 27^\circ\text{C}$; figs. 2f, 3e) surface waters. In summertime, the surface NO₃ concentrations ranged from 0.13 to 0.66 μM ($\overline{\text{NO}}_3 = 0.38 \pm 0.12 \mu\text{M}$) in BC and were slightly higher than the method's detection limit. These low NO₃ levels combined with the PO₄ excess and high temperatures recorded in BC may favor the appearance, development, and proliferation of phytoplankton species capable of fixing N₂ (e.g., Capone *et al.* 2005). An implication of these findings is that under summertime conditions, N₂ fixation in the GC may be occurring more extensively than previously thought, even in areas characterized by intense dynamics and by quasi-permanent high nutrient concentrations, as is the case of BC in the central/northern GC.

CONCLUSIONS

The surface concentration and vertical distribution of dissolved inorganic nutrients (PO₄, NO₃, and Si(OH)₄) in BC varies seasonally and is controlled by the variability in mixing intensity across the water column and by the transport of SSW to the surface associated with the thermohaline circulation in the GC. Nutrient enrichment in the surface layer was recorded under wintertime and springtime conditions, when the water column was well mixed and a greater proportion of SSW reached the surface layer. The relatively low summertime nutrient concentrations were due to strong biological activity and a limited input of SSW to the surface layer of BC associated with the intense stratification of the water column. The N:P ratio varied seasonally and was less than 16:1, indicating that NO₃ is the potential limiting nutrient for primary productivity in BC. An excess of PO₄ $> 0.65 \mu\text{M}$ in

en presencia de otra especie de fitoplancton (el dinoflagelado *Phaeocystis Antarctica*) la razón N:P fue alta (19.2 ± 0.6) (Arrigo *et al.* 1999). Nuestros resultados indican que la concentración de los Si(OH)₄ en la capa superficial del CB disminuyó significativamente de invierno a verano (fig. 3), sugiriendo que su decremento se debió al consumo por parte de las diatomeas. Además, tomando en cuenta que el GC (Sancetta 1995) y el CB en particular (Millán-Núñez y Yentsch 2000) se caracterizan por una gran abundancia de este grupo fitoplanctónico, la respuesta más probable a la baja razón N:P registrada en este trabajo es el efecto combinado del intenso consumo de N asociado a la alta abundancia de las diatomeas y a la presencia de agua desnitrificada proveniente de la región sur del GC.

El intercepto negativo en la razón N:P, el intercepto positivo en la razón Si:N y el exceso $>0.65 \mu\text{M}$ de PO₄ calculado para el conjunto de datos de los tres cruceros (tabla 2) indican también que el NO₃ es el nutriente potencialmente limitante de la producción primaria para las especies eucariontes del fitoplancton que prosperan en la región del CB, lo cual es consistente con otros trabajos que han mostrado condiciones de limitación de N en el GC. Recientemente, White *et al.* (2007) documentaron que bajo condiciones de verano, se registran en el GC tasas relativamente altas de fijación de N₂ (20 a 250 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{d}^{-1}$), asociadas a una capa de mezcla bien marcada y con concentraciones de NO₃ extremadamente bajas. Estas tasas de fijación de N constituyen una fuente importante de N fijado para este sistema y, de acuerdo con White *et al.* (2007), pueden contribuir con el 35% al 48% de la demanda de nitrógeno del fitoplancton de la región central del GC. En el caso del CB, esta condición de limitación de N podría adquirir mayor relevancia durante el verano, cuando existe menor disponibilidad de N (figs. 3a, 5e) en las aguas cálidas ($T > 27^\circ\text{C}$; figs. 2f, 3e) superficiales. Durante la

the surface layer indicated NO_3 impoverishment of the water transported from the southern GC where denitrification occurs. This input of denitrified water likely allows the development of N-fixing phytoplankton species during the summer and helps maintain the high primary productivity in BC throughout the year.

ACKNOWLEDGMENTS

This study was financed by the National Council for Science and Technology (CONACYT, Mexico, projects G33464-T, 46523, 46576) and the Autonomous University of Baja California (UABC project 403/1/5/10). We thank the two anonymous reviewers for their comments and suggestions that greatly improved the paper.

English translation by Christine Harris.

REFERENCES

- Altabet MA, Pilskaln C, Thunell R, Pride C, Sigman D, Chavez F, Francois R. 1999. The nitrogen isotope biogeochemistry of sinking particles from the margin of the Eastern North Pacific. *Deep-Sea Res.* 46: 655–679.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00084-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00084-3)
- Álvarez-Borrego S, Schwartzlose RA. 1979. Water masses of the Gulf of California. *Cienc. Mar.* 6: 43–63.
- Álvarez-Borrego S, Giles-Guzmán AD. 2012. Opal in Gulf of California sediments as a tool to estimate the vertical component of water exchange between the Gulf and the Pacific Ocean. *Bot. Mar.* 55: 161–168.
<http://dx.doi.org/10.1515/bot.2011.104>
- Álvarez-Borrego S, Rivera JA, Gaxiola-Castro G, Acosta-Ruiz JM, Schwartzlose RA. 1978. Nutrientes en el Golfo de California. *Cienc. Mar.* 5: 53–71.
- Argote ML, Amador A, Lavín MF, Hunter JR. 1995. Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 100(C8): 16103–16118.
<http://dx.doi.org/10.1029/95JC01500>
- Arrigo KR, Robinson DH, Worthen DL, Dunbar RB, DiTullio GR, VanWoert M, Lizotte MP. 1999. Phytoplankton community structure and the drawdown of nutrients and CO_2 in the Southern Ocean. *Science* 283: 365–367.
<http://dx.doi.org/10.1126/science.283.5400.365>
- Arrigo KR, Dunbar RB, Lizotte MP, Robinson DH. 2002. Taxon-specific differences in C/P and N/P drawdown for phytoplankton in the Ross Sea, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* 29: (44-1)-(44-4).
<http://dx.doi.org/10.1029/2002GL015277>
- Badan-Dangon A, Hendershott MC, Lavín MF. 1991. Underway Doppler current profiles in the Gulf of California. *Eos Trans. AGU* 72: 209–218.
- Beron-Vera FJ, Ripa P. 2000. Three-dimensional aspects of the seasonal heat balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 105 (C5), 11441–11457.
<http://dx.doi.org/10.1029/2000JC900038>
- Bray NA. 1988. Thermohaline circulation in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 93(C5): 4993–5020.
<http://dx.doi.org/10.1029/JC093iC05p04993>
- Bray N, Robles JM. 1991. Physical oceanography of the Gulf of California. In: Dauphin JP, Simoneit BR (eds.), *The Gulf and*
- campaña de verano, las concentraciones superficiales de NO_3 variaron de 0.13 a 0.66 μM ($\overline{\text{NO}_3} = 0.38 \pm 0.12 \mu\text{M}$) a lo largo del canal y se encontraron ligeramente por encima del límite de detección del método. Estos niveles de NO_3 bajos combinado con el exceso de PO_4 y las altas temperaturas registradas en el CB podrían favorecer la aparición, el desarrollo y la proliferación de especies fitoplanctónicas con la habilidad para fijar el N_2 (e.g., Capone *et al.* 2005). Una implicación de estos resultados es que bajo condiciones de verano, la fijación del N_2 en el GC podría estar ocurriendo de manera más extensa de lo que se había pensado antes, incluso en lugares caracterizados por una dinámica física muy intensa y altas concentraciones de nutrientes de manera cuasi permanentes, como es el caso del CB en la región centro-norte del GC.

CONCLUSIONES

La concentración superficial y la distribución vertical de los nutrientes inorgánicos disueltos (PO_4 , NO_3 y Si(OH)_4) en el CB varía estacionalmente y está controlada por la variabilidad en la intensidad de la mezcla de la columna de agua y del aporte del ASS hacia la superficie asociada a la circulación termohalina del GC. El enriquecimiento superficial de nutrientes se registró bajo condiciones de invierno y primavera, cuando la columna de agua se encontró verticalmente mezclada y la proporción de ASS que arribó a la capa superficial fue mayor. Por otro lado, las concentraciones relativamente bajas de nutrientes que se registraron en verano se debieron a la fuerte actividad biológica y a un aporte limitado de ASS hacia la capa superficial del CB asociado a la intensa estratificación de la columna de agua. La razón N:P varió estacionalmente y fue menor que 16:1, indicando que el NO_3 es el nutriente potencialmente limitante de la producción primaria que tiene lugar en el CB. Además, se estimó que las aguas superficiales poseen un exceso de $\text{PO}_4 > 0.65 \mu\text{M}$, indicando que esta agua está relativamente empobrecida en NO_3 , ya que proviene de la región al sur del GC donde ocurre la desnitrificación. Este aporte de agua desnitrificada pudiera permitir el desarrollo de especies fitoplanctónicas fijadoras de N durante el verano, y mantener así, a lo largo de todo el año, la alta productividad primaria del CB.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT, proyectos G33464-T, 46523 y 46576) y la Universidad Autónoma de Baja California (UABC, proyecto 403/1/5/10). Agradecemos a los dos revisores anónimos sus comentarios y sugerencias, las cuales mejoraron significativamente la versión final del artículo.

- Peninsular Province of the Californias. *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.* 47: 511–553.
- Capone DG, Burns JA, Montoya JP, Subramaniam A, Mahaffey C, Gunderson T, Michaels AF, Carpenter EJ. 2005. Nitrogen fixation by *Trichodesmium* spp.: An important source of new nitrogen to the tropical and subtropical North Atlantic Ocean. *Global Biogeochem. Cycles* 19, GB2024 <http://dx.doi.org/10.1029/2004GB002331>
- Castro R, Lavín MF, Ripa P. 1994. Seasonal heat balance in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 99: 3249–3261 <http://dx.doi.org/10.1029/93JC02861>
- Delgadillo-Hinojosa F, Macías-Zamora JV, Segovia-Zavala JA, Torres-Valdés S. 2001. Cadmium enrichment in the Gulf of California. *Mar. Chem.* 75: 109–122. [http://dx.doi.org/10.1016/S0304-4203\(01\)00028-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0304-4203(01)00028-7)
- Delgadillo-Hinojosa F, Segovia-Zavala JA, Huerta-Díaz MA, Atilano-Silva H. 2006. Influence of geochemical and physical processes on the vertical distribution of manganese in Gulf of California waters. *Deep-Sea Res. I* 53: 1301–1319. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2006.06.002>
- Gaxiola-Castro G, García-Córdova J, Valdez-Holguín JE, Botello-Ruvalcaba M. 1995. Spatial distribution of chlorophyll *a* and primary productivity in relation to winter physical structure in the Gulf of California. *Cont. Shelf Res.* 15: 1043–1059. [http://dx.doi.org/10.1016/0278-4343\(94\)00071-T](http://dx.doi.org/10.1016/0278-4343(94)00071-T)
- Gordon LI, Jennings JC Jr, Ross AA, Krest JM. 1993. A suggested protocol for continuous flow automated analysis of seawater nutrients (phosphate, nitrate, nitrite and silicic acid) in the WOCE Hydrographic Program and the Joint Global Ocean Fluxes Study. WOCE Hydrographic Program Office, Methods Manual WHPO 91-1, 55 pp.
- Hernández-Ayón JM, Delgadillo-Hinojosa F, Camiro-Vargas T, López-Mariscal M. 2007. Estudio de las variables del CO₂ en la región de las grandes islas en el Golfo de California en condiciones de invierno. In: Hernández-de-la-Torre B, Gaxiola-Castro G (eds.), *Carbono en Ecosistemas Acuáticos de México*. Instituto Nacional de Ecología, México, pp. 59–73. ISBN: 978-968-817-855-3.
- Hernández-Ayón JM, Chapa-Balcorta C, Delgadillo-Hinojosa F, Camacho-Ibar VF, Huerta-Díaz MA, Santamaria-del-Ángel E, Galindo-Bect S, Segovia-Zavala JA. 2013. Dynamics of dissolved inorganic carbon in the Midriff Islands region of the Gulf of California: Influence of water masses. *Cienc. Mar.* 39: 65–83. <http://dx.doi.org/10.7773/cm.v39i2.2243>
- Lavín MF, Organista S. 1988. Surface heat flux in the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 93: 14033–14038. <http://dx.doi.org/10.1029/JC093iC11p14033>
- Lavín MF, Marinone SG. 2003. An overview of the physical oceanography of the Gulf of California. In: Velasco-Fuentes OU *et al.* (eds.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Kluwer Academic Publisher, Netherlands, pp. 173–204. http://dx.doi.org/10.1007/978-94-010-0074-1_11
- Lavín MF, Gaxiola-Castro G, Robles JM, Richter K. 1995. Winter water masses and nutrients in the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 100(5): 8587–8605. <http://dx.doi.org/10.1029/95JC00138>
- Lavín MF, Beier EJ, Badan-Dangon ARF. 1997. Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: escalas estacional e interanual. In: Lavín MF (ed.), *Contribuciones a la oceanografía física en México. Monografía #3. Unión Geofísica Mexicana*. 139-169 p.
- López M, Candela J, Argote ML. 2006. Why does the Ballenas Channel have the coldest SST in the Gulf of California? *Geophys. Res. Lett.* 33: L11603 <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL025908>.
- López M, Candela J, García J. 2008. Two overflows in the northern Gulf of California. *J. Geophys. Res.* 113. <http://dx.doi.org/10.1029/2007JC004575>.
- Marinone SG. 2007. A note on “Why does the Ballenas Channel have the coldest SST in the Gulf of California?” *Geophys. Res. Lett.* 34: L02607 <http://dx.doi.org/10.1029/2006GL028589>.
- Marinone SG. 2008. On the three-dimensional numerical modeling of the deep circulation around Angel de la Guarda Island in the Gulf of California. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 80: 430–434.
- Marinone SG, Lavín MF. 2003. Residual flux and mixing in the large islands region of the central Gulf of California. In: Velasco-Fuentes OU *et al.* (eds.), *Nonlinear Processes in Geophysical Fluid Dynamics*. Kluwer Academic Publisher, Netherlands, pp. 213–236. http://dx.doi.org/10.1007/978-94-010-0074-1_13
- Martínez-Díaz-de-León A, Pacheco-Ruiz I, Delgadillo-Hinojosa F, Zertuche-González JA, Chee-Barragán A, Blanco-Betancourt R, Guzmán-Calderón JM, Gálvez-Telles A. 2006. Spatial and temporal variability of the sea surface temperature in the Ballenas-Salsipuedes Channel (central Gulf of California). *J. Geophys. Res.* 111: C02008/1-7. <http://dx.doi.org/10.1029/2005JC002940>
- Martínez-Díaz-de-León A, Castro R, Santamaria-del-Ángel E, Pacheco-Ruiz I, Blanco-Betancourt R. 2013. Sea surface heat fluxes and fortnightly modulation of the surface temperature within the Ballenas Channel, Gulf of California. *J. Coast. Res.* (in press). <http://dx.doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00189.1>
- Millán-Núñez E, Yentsch C. 2000. El Canal de Ballenas, Baja California, como ambiente favorable para el desarrollo del fitoplancton. *Hidrobiológica* 10: 91–100.
- Paden CA, Abbott MR, Winant CD. 1991. Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California. 1. Sea surface temperature variability. *J. Geophys. Res.* 96: 18337–18359. <http://dx.doi.org/10.1029/91JC01597>
- Paden CA, Winant CD, Abbott MR. 1993. Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California. 2. Surface heat flux. *J. Geophys. Res.* 98: 20091–20103. <http://dx.doi.org/10.1029/93JC02190>
- Pichevin L, Ganeshram RS, Reynolds BC, Prah F, Pedersen TF, Thunell R, McClymont EL. 2012. Silicic acid biogeochemistry in the Gulf of California: Insights from sedimentary Si isotopes. *Paleoceanography* 27, PA2201. <http://dx.doi.org/10.1029/2011PA002237>
- Redfield AC, Ketchum BH, Richards FA. 1963. The influence of organisms on the composition of sea-water. In: Hill MN (ed.), *The Sea*. Wiley, New York, Vol. 2, pp. 26–77.
- Roden GI. 1964. Oceanographic aspects of the Gulf of California. In: Van Andel TH, Shor GG Jr (eds.), *Marine Geology of the Gulf of California: A symposium*. Mem. Am. Assoc. Pet. Geol. 3: 30–58.
- Rusnak GA, Fisher RL, Shepard FP. 1964. Bathymetry and faults of the Gulf of California. In: Van Andel TH, Shor GG Jr (eds.), *Marine Geology of the Gulf of California*. Mem. Am. Assoc. Pet. Geol. 3: 59–75.
- Sancetta C. 1995. Diatoms in the Gulf of California: Seasonal flux patterns and the sediment record for the last 15,000 years. *Paleoceanography* 10: 67–84. <http://dx.doi.org/10.1029/94PA02796>
- Santamaria-del-Ángel E, Álvarez-Borrego S, Müller-Karger FE. 1994a. The 1982–1984 El Niño in the Gulf of California as seen

- in coastal zone color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 99: 7423–7431.
<http://dx.doi.org/10.1029/93JC02147>
- Santamaría-del-Ángel E, Álvarez-Borrego S, Müller-Karger FE. 1994b. Gulf of California biogeographic regions based on coastal color scanner imagery. *J. Geophys. Res.* 99: 7411–7421.
<http://dx.doi.org/10.1029/93JC02154>
- Segovia-Zavala JA, Lares-Reyes ML, Delgadillo-Hinojosa F, Tovar-Sánchez A, Sañudo-Wilhelmy SA. 2010. Dissolved iron distributions in the central region of the Gulf of California. *Deep-Sea Res.* 1 57: 53–64.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2009.10.007>
- Segovia-Zavala JA, Delgadillo-Hinojosa F, Lares-Reyes ML, Huerta-Díaz MA, Muñoz-Barbosa A, Santamaría-del-Ángel E, Torres-Delgado EV, Sañudo-Wilhelmy SA. 2011. Vertical distribution of dissolved iron, copper, and cadmium in Ballenas Channel, Gulf of California. *Cienc. Mar.* 37: 457–469.
<http://dx.doi.org/10.7773/cm.v37i4A.1967>
- Simpson JH, Bowers D. 1981. Models of stratification and frontal movement. *Deep-Sea Res.* 28: 727–738.
[http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149\(81\)90132-1](http://dx.doi.org/10.1016/0198-0149(81)90132-1)
- Simpson JH, Souza AJ, Lavín MF. 1994. Tidal mixing in the Gulf of California. In: Beven KJ, Chatwin PC, Millbank JH (eds.), *Mixing and Transport in the Environment*. Wiley, London, pp. 169–182.
- Soto-Mardones L, Marinone SG, Parés-Sierra A. 1999. Time and spatial variability of sea surface temperature in the Gulf of California. *Cienc. Mar.* 25: 1–30.
- Thunell R, Pride C, Ziveri P, Muller-Karger F, Sancetta C, Murray D. 1996. Plankton response to physical forcing in the Gulf of California. *J. Plankton Res.* 18: 2017–2026.
<http://dx.doi.org/10.1093/plankt/18.11.2017>
- Torres-Orozco E. 1993. Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California. MSc thesis, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, México, 80 pp.
- Torres-Valdés S. 2000. Distribución espacial y variabilidad temporal de nutrientes en el Golfo de California. MSc thesis, Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, México, 62 pp.
- Tyrrell T, Law CS. 1997. Low nitrate:phosphate ratios in the global ocean. *Nature* 387: 793–796.
<http://dx.doi.org/10.1038/42915>
- Tyrrell T, Lucas MI. 2002. Geochemical evidence of denitrification in the Benguela upwelling system. *Cont. Shelf Res.* 22: 2497–2511.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00077-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00077-8)
- Van Cappellen P, Dixit S, van Beusekom J. 2002. Biogenic silica dissolution in the oceans: Reconciling experimental and field-based dissolution rates. *Global Biogeochem. Cycles* 16: 23-1–23-10.
<http://dx.doi.org/10.1029/2001GB001431>
- White AE, Prah1 FG, Letelier RM, Popp BN. 2007. Summer surface waters in the Gulf of California: Prime habitat for biological N₂ fixation. *Global Biogeochem. Cycle* 21, GB2017.
<http://dx.doi.org/10.1029/2006GB002779>

*Received October 2012,
received in revised form February 2013,
accepted February 2013.*