






COMPORTAMIENTO ESPACIAL DE ALGUNAS VARIABLES FISCOQUÍMICAS EN EL PACÍFICO COLOMBIANO DURANTE EL CRUCERO OCEANOGRÁFICO CUENCA PACÍFICA COLOMBIANA CPC XLIX

Robinson Fidel Casanova * ¹, Mónica María Zambrano Ortiz † ², Sadid Augusto Latandret Solana ‡ ³, Diego Fernando Guerrero Zorrilla §¹, Nigireth Paola Suárez-Vargas ¶ ¹, Cindy Bibiana Albán Illera □ ¹

¹Centro de investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico (CCCP), Barrio de julio Tumaco. Nariño, Colombia.

²Universidad de Antioquía (UdeA). Sede Ciencias del Mar, Turbo. Carrera 28 No. 107-49, Barrio La Lucila.

³Escuela Naval De Cadetes Almirante Padilla. Barrio El Bosque, sector Manzanillo. Cartagena, Colombia.

PALABRAS CLAVE

Cuenca Pacífica Colombiana
Termoclina
Nutriclina
Haloclina
Nutrientes
Variables Físicoquímicas

KEYWORDS

Colombian Pacific Basin
Thermocline
Nutricline
Halocline
Nutrients
Physicochemical Variables

Recibido. 15 Enero 2019

Aceptado. 17 Abril 2019

RESUMEN: En el presente estudio se evaluó el comportamiento espacial de algunas variables físicoquímicas (salinidad, temperatura, oxígeno disuelto), clorofila-*a* y nutrientes (amonio, nitritos, nitratos, fosfatos y silicatos) determinadas durante el crucero oceanográfico "Cuenca Pacífica Colombiana - CPC - XLIX" realizado entre el 17 de septiembre y el 06 de octubre del año 2010, a bordo del Buque ARC Providencia, en la CPC, en el área delimitada entre las coordenadas 77° 30' - 84° 00' W y 2° 00' - 6° 30' N. Constituyéndose en uno de los análisis tendientes a generar información más reciente relacionada con la variabilidad de los parámetros físicoquímicos en perfiles horizontales y verticales para el Pacífico colombiano; y por ende contribuye al conocimiento para futuras investigaciones, reconocimiento de su potencial, e insumo para la gestión y manejo de los ecosistemas ambientales marinos y costeros. En el área se detectaron cambios marcados en el perfil comprendido entre los 30 m y 50 m de profundidad, en las variables relativas al pH cuyos promedios disminuyeron de 8,25 ± 0,03 a 7,90 ± 0,07; así mismo el oxígeno disuelto pasó de 6,42 ± 0,19 a 2,36 ± 0,51 mg/L; mientras que el promedio para fosfatos aumentó desde 0,25 ± 0,14 a 1,69 ± 0,66 μM, de forma similar los nitratos pasaron de 0,80 ± 0,81 a 18,45 ± 6,51 μM y los silicatos de 8,59 ± 9,94 a 16,15 ± 6,53 μM. Los niveles medios de clorofila-*a* estuvieron alrededor de 0,45 mg/m³ hasta los 50 m y marcaron diferencias a los 75 en donde disminuyeron a la mitad. La temperatura cambió de 26,5 ± 0,9 °C a 30 m a 18,8 ± 2,9 °C a los 50 m con una razón de cambio máxima de 0,387 °C/m; coincidiendo así la termoclina con la nutriclina y la oxiclina. Esto permite establecer que la capa de los primeros 50 m es una zona activa de alta interacción en los procesos de producción de materia y energía; y por ende de los procesos biogeoquímicos. De esta forma la capa inferior a la termoclina se constituye como la fuente de suministro de nutrientes hacia la superficie; y por ende el movimiento de la misma marca los procesos de productividad.

ABSTRACT: The spatial behavior of some physicochemical variables (salinity, temperature, dissolved oxygen), chlorophyll-*a* and nutrients (ammonia, nitrites, nitrates, phosphates and silicates) was evaluated during the oceanographic cruise "Cuenca Pacífica Colombiana - CPC XLIX", carried out between September 17th and October 6th 2010, considered as a period of cold conditions, aboard the ship ARC Providencia, in the area from Colombian Pacific Basin, bounded by 77° 30' - 84° 00' W and 2° 00' - 6° 30' N. The analysis looked forward to generate information related to the variability of the physicochemical parameters along horizontal and vertical profiles in the Colombian Pacific, contributing to the knowledge for future research, recognizing its potential, and input environmental management of marine and coastal ecosystems. Marked changes were detected in the area at the profile between 30 m and 50 m in the variables. Average pH decreased from 8,25 ± 0,03 to 7,90 ± 0,07, the dissolved oxygen decreased from 6,42 ± 0,19 to 2,36 ± 0,51 mg/L, while the average phosphate increased from 0,25 ± 0,14 to 1,69 ± 0,66 μM, similarly nitrates increased from 0,80 ± 0,81 to 18,45 ± 6,51 μM and silicates from 8,59 ± 9,94 to 16,15 ± 6,53 μM. Mean levels of chlorophyll-*a* were about 0,45 mg/m³ in 50 m with marked differences at 75 m where it was halved. The temperature changed from 26,5 ± 0,9 °C at 30 m to 18,8 ± 2,9 °C at 50 m with a maximum rate of change of 0,387 °C/m, coinciding with the thermocline, oxycline and nutricline. This establishes that the first 50 m layer is a zone with high active interaction in the processes of matter and energy production, and therefore of biogeochemical processes. In this way the lower layer to the thermocline is established as the source of supply of nutrients to the surface, and hence its movement and control of productivity processes.

Cite: Casanova, R., Zambrano Ortiz, M., Latandret-Solana, S., Guerrero Zorrilla, D., Suárez-Vargas, N. y Albán Illera, C. (2019). COMPORTAMIENTO ESPACIAL DE ALGUNAS VARIABLES FISCOQUÍMICAS EN EL PACÍFICO COLOMBIANO DURANTE EL CRUCERO OCEANOGRÁFICO CUENCA PACÍFICA COLOMBIANA CPC XLIX. Boletín Científico CIOH, 38(1), 26-37 <https://doi.org/10.26640/22159045.2019.520>.

INTRODUCCIÓN

La cuenca Pacífica colombiana hace parte del Pacífico Oriental Tropical (POT), cuyas condiciones oceanográficas son altamente dinámicas en una escala anual. Esta región se

encuentra fuertemente influenciada por los giros subtropicales del Pacífico norte y sur, la corriente Pacífico ecuatorial y la piscina de agua cálida ecuatorial (Wang y Enfield, 2001), (Kessler, 2006).

Durante el primer trimestre del año, el chorro de viento de Panamá genera una respuesta oceánica en forma de una lengua de agua fría que se origina en el golfo de Panamá y que atraviesa toda la Cuenca Oceánica del Pacífico Colombiano (COPC). El resto del año, el campo de viento es dominado por los vientos alisios del sur, lo que limita el desarrollo de surgencia oceánica

*rcasanova@dimar.mil.co

†monica.zambrano@udea.edu.co

‡slatandret@dimar.mil.co

§dguerrero@dimar.mil.co

¶nsuarez@dimar.mil.co

□balban@dimar.mil.co

(Kessler, 2006), (Pennington, et al., 2006). Estas condiciones de viento que son en mayor proporción influenciadas por la migración de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y el desarrollo del chorro de viento de Panamá, determinan en gran medida la variabilidad de las condiciones oceanográficas en el Pacífico colombiano (Rodríguez-Rubio y Giraldo, 2001).

El comportamiento presentado por las condiciones oceanográficas, aunado a la estacionalidad meteorológica, tiene influencia directa sobre la distribución y variabilidad de los parámetros físicoquímicos y de los nutrientes, y por ende se constituyen como factores determinantes a nivel de productividad, calidad y composición de los ecosistemas.

En el océano los patrones de producción primaria reflejan los patrones de la topografía de la termoclina, esta es la parte de la columna de agua en donde la temperatura disminuye al máximo al aumentar la profundidad (Fiedler y Talley, 2006). La vinculación termoclina/productividad se produce porque la termoclina casi invariablemente coincide con la nutriclina definida como la parte de la columna de agua, donde los nutrientes aumentan al máximo con la profundidad (Fiedler y Talley, 2006), (Barber y Chavez, 1983), (Barber y Chavez, 1991), comportamiento observado en el presente estudio.

Las áreas de alta productividad primaria se presentan cuando el suministro de nutrientes a la zona eufótica se ve reforzado por la mezcla y una termoclina poco profunda (Wyrski, 1966), (Guillén, 1966), (Calienes y Guillén, 1981), (Guillén y Calienes, 1981), (Barber y Chavez, 1983), (Turk, et al., 2001), (McClain, et al., 2002); dado que la temperatura es mucho más fácil de medir que los nutrientes, las variaciones en la profundidad de la termoclina, e incluso la temperatura superficial, a menudo se asocian con las variaciones en la producción de fitoplancton.

Con el fin de contribuir al conocimiento y como base a futuras investigaciones, reconocimiento de su potencial, e insumo para la gestión y manejo de los ecosistemas marinos y costeros; el presente estudio evalúa el comportamiento espacial de las variables físicoquímicas y de los nutrientes en la cuenca Pacífica colombiana, con base en la información obtenida durante el crucero oceanográfico Cuenca Pacífica Colombiana CPC XLIX realizado entre el 17 de septiembre y el 06 de octubre del año 2010; que en concordancia con Euscátegui y Hurtado (Euscátegui y Hurtado, 2011), en este periodo se presentó un evento Niña, a lo largo del océano Pacífico tropical, con la presencia y persistencia de anomalías negativas de la TSM, alcanzando en sectores puntuales valores entre -2,0 y -2,5 °C, desde agosto de 2010 hasta el primer mes de 2011.

Así mismo, constituye un importante aporte al entendimiento de variabilidad de estos parámetros, ya que en la zona, pese a contar con información generada por diversas campañas oceanográficas que datan desde los años 70, centrándose en numerosas publicaciones que han documentado ampliamente los análisis hidrometeorológicos, climatológicos, hidrodinámicos, biológicos, y otros tópicos (Wooster, 1959), (Wyrski, 1967), (Forsbergh, 1969), (Andrade, 1992), (Cabrera Luna, 1992), (Ñañez, 1992), (Pineda D, 1997), (Rodríguez-Rubio y Schneider, 2003), (Martínez-Aguilar, et al., 2010), (Málikov y Villegas, 2010). Sin embargo, el análisis del componente químico es incipiente. El comportamiento de las variables físicoquímicas y de nutrientes descrito para la COPC en este estudio constituye un elemento clave que aporta al conocimiento de la dinámica oceanográfica de la región.

METODOLOGÍA

El área de estudio está delimitada por las coordenadas 77°30' - 84° 00' de longitud W y 2° 00' - 6° 30' de latitud

de latitud N, en ella se monitorearon 75 estaciones, pero solo en 42 estaciones se obtuvieron muestras para análisis físicoquímicos a profundidades de: 0, 10, 20, 30, 50, 75, 100 y 150 m; y cuando fue posible también a 500 y 1000 m (Figura 1). Estas estaciones son monitoreadas de forma sistemática en las campañas oceanográficas, de periodicidad anual, que desarrolla el Área de Oceanografía Operacional (Arope) del Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Pacífico - CCCP.

Las muestras de agua fueron tomadas por medio de botellas niskin; luego transvasadas a los respectivos recipientes, congeladas y transportadas al Laboratorio de Química del CCCP para su análisis. Las muestras para determinación de clorofila-*a* fueron filtradas in situ, y los extractos protegidos en sobres de papel aluminio y congelados a -20 °C, hasta la llegada al Laboratorio, en donde se continuó con la determinación. La medición de pH, se realizó in situ, por medio de una sonda multiparamétrica marca Handylab Multi12-Schott instrument GmbH, con compensación automática de la temperatura. La temperatura y salinidad se midieron in situ, de forma continua por medio de un perfilador electrónico CTDO, modelo SBE 19 Plus.

Los procedimientos analíticos tendientes a determinar los niveles de nutrientes, oxígeno disuelto y clorofila *a* se realizaron siguiendo los métodos validados por el Laboratorio de Química del Centro de Investigaciones; e hicieron parte del alcance de la acreditación (bajo resolución 6561 del 5 de febrero de 2010) ante la Superintendencia de Industria y Comercio (SIC), y bajo vigilancia por parte del Organismo Nacional de Acreditación de Colombia (ONAC).

Las determinaciones analíticas de: amonio, nitratos, y silicatos se realizaron siguiendo los métodos colorimétricos del azul de indofenol, reducción con cadmio-cobre y del metol-sulfito respectivamente, descritos en (Strickland y Parsons, 1972); para nitritos se aplicó el método colorimétrico descrito (Bendschneider y Robinson, 1952) y para fosfatos el método del ácido ascórbico (Murphy y Riley, 1958).

La determinación de la clorofila *a* y oxígeno disuelto se realizó aplicando el método tricromático 10200 H 2c, y el método yodométrico 4500-O B respectivamente, descritos en el Standard Methods for the Examination of Water and Wasterwater (APHA, AWWA, 2005).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

pH

En diversas áreas del mundo el pH y la $p\text{CO}_2$ de aguas superficiales tienden a mostrar el mismo comportamiento que la temperatura y los pigmentos (Zirino, et al., 1997). El pH es una variable que puede inferir cambios físicos y químicos en la matriz acuática, tiene un comportamiento similar a la temperatura puesto que en la zona eufótica la radiación solar calienta el agua; y la fotosíntesis utiliza el CO_2 conllevando un aumento del pH.

En las aguas profundas el proceso de la fotosíntesis es dominado por la respiración produciendo CO_2 , el cual sumado al generado por la descomposición de la materia orgánica que precipita desde las capas superiores, reacciona con el agua aumentando la concentración de iones hidrógeno y por ende disminuye el pH.

En la CPC en el perfil de los primeros 30 m el pH se mantuvo en un intervalo estrecho comprendido entre 8,17 y 8,32; con un valor medio de $8,25 \pm 0,03$, muy próximo al promedio de 8,3, reportado según Betancourt y Vélez (DIMAR-CCCP y UAESPNN-DTSO, 2007) para el sector de isla Malpelo; indicando

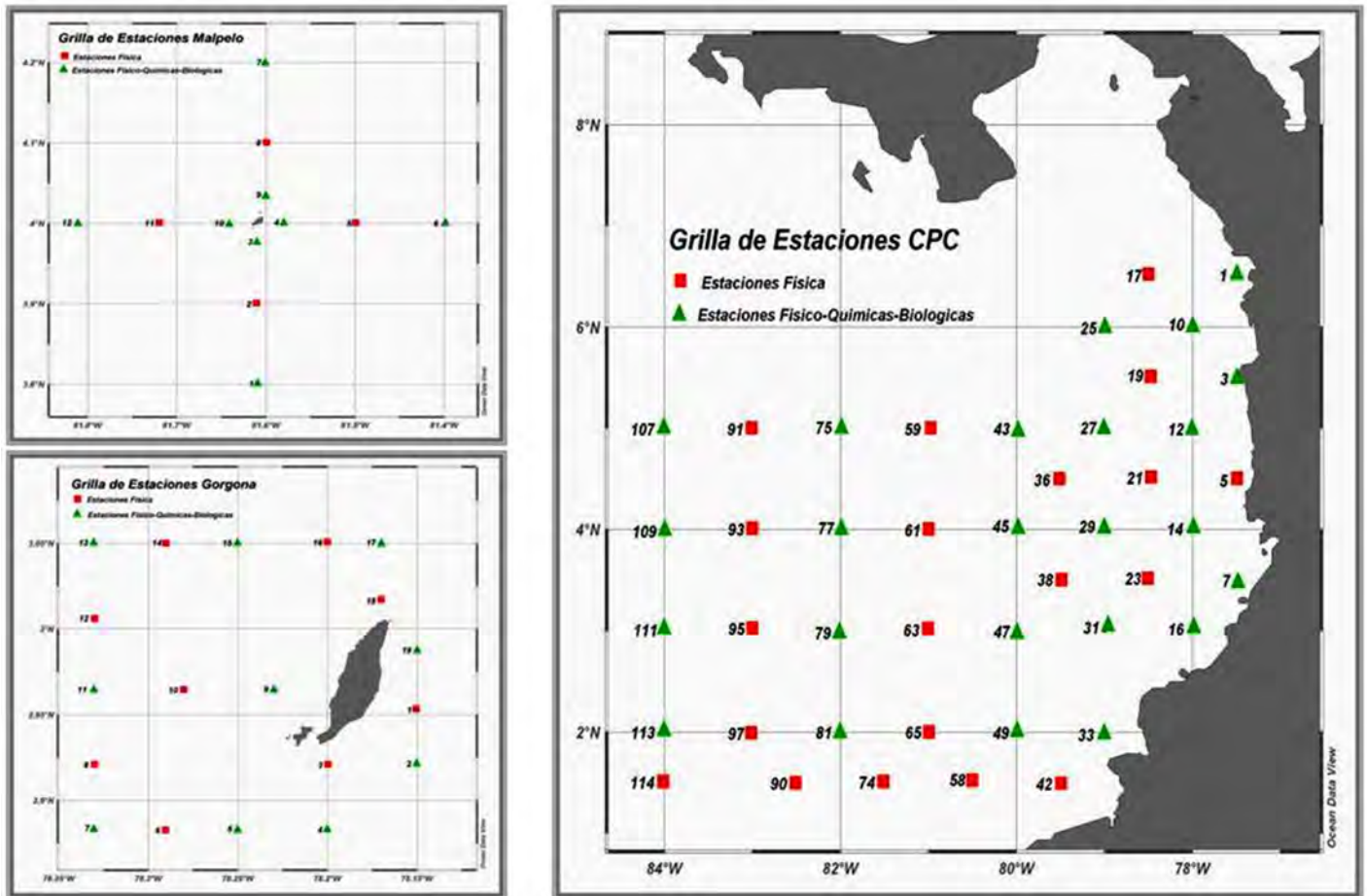


FIGURA 1. Estaciones de monitoreo cuenca Pacífica colombiana. Fuente: Plan de ejecución crucero oceanográfico cuenca Pacífica colombiana XLIX, septiembre de 2010.

que son aguas alcalinas favorecidas por una alta absorción de dióxido de carbono. A los 50 m, se determinó un promedio de $7,90 \pm 0,07$; y fue disminuyendo paulatinamente con la profundidad hasta alcanzar un valor medio de $7,74 \pm 0,07$ a los 100 m. Marcando así un cambio en el perfil comprendido entre los 30 y 50 m (Figura 2) con una rata promedio de disminución de $0,0177/m$. A profundidades mayores, comprendidas entre los 100 y 1000 m la variación fue leve, presentando un promedio de $7,70 \pm 0,048$. Este comportamiento se observó en todos los perfiles longitudinales como consecuencia de las reacciones químicas mencionadas.

En general los valores se encontraron dentro del intervalo de 6,5 a 8,5 establecido como criterio de calidad admisible para la destinación del recurso, para la preservación de flora y fauna en aguas marinas o estuarinas según el Decreto 1594 de 1984 (Ministerio de Salud, 1984).

En la CPC también se observó una estrecha proporcionalidad, ajustándose a una ecuación cuadrática con un coeficiente de correlación mayor a 0,99, entre los valores promedio del pH y la temperatura determinados a través de las profundidades analizadas, decreciendo las magnitudes de dichas variables con respecto a la profundidad (Figura 3).

Temperatura y salinidad a nivel superficial

La temperatura superficial del mar (TSM) en la CPC varió entre $23,2^\circ\text{C}$ y $27,7^\circ\text{C}$; marcando en la zona noreste comprendida entre Buenaventura y Bahía Solano los registros más altos, los cuales estuvieron entre $27,0^\circ\text{C}$ y $27,7^\circ\text{C}$. En contraste, los valores más bajos de temperatura se encontraron hacia el sur y suroccidente de toda la grilla con un valor promedio de $24,9 \pm$

$1,2^\circ\text{C}$, aumentando hacia el centro del área de estudio (Figura 4). Este parámetro presentó un comportamiento análogo con lo reportado para septiembre de 2007 en donde el promedio de este fue de $26,7^\circ\text{C}$ registrándose un núcleo de baja temperatura ($< 26^\circ\text{C}$) en el sector suroeste de la cuenca, asociado con la influencia de un giro ciclónico de las corrientes geostroficadas en la cuenca Pacífica colombiana cuyo extremo norte afecta las condiciones térmicas y salinas de la COPC (Rodríguez-Rubio y Giraldo, 2011). Esta situación obedece a que los vientos y las precipitaciones en la región entre el ecuador y los 10°N están fuertemente influenciados por el gran ciclo anual de la lengua fría (temperatura superficial del mar - TSM), que es más cálido en marzo y más frío en septiembre (Mitchell y Wallace, 1992), (Kessler, Rothstein, y Chen, 1998). La diferencia mínima de temperatura ante la presencia de la lengua fría entre el ecuador y el jet de Panamá Bight supera los 6°C (Poveda y Mesa, 2000), (Amador, et al., 2006).

Los datos de temperatura superficial fueron contrastados con los datos del World Ocean Atlas 2013 - WOA13 (Locarnini, et al., 2013), se puede evidenciar, en la Figura 5; que el comportamiento general de este parámetro es representativo de la dinámica climatológica de la Cuenca Pacífica Colombiana, donde los valores más bajos se presentan en el sur y un incremento paulatino de la temperatura hacia el norte.

Sin embargo, se evidencia que durante septiembre de 2013 los valores mínimos alcanzaron hasta 23°C , por debajo de lo que se presenta a nivel climático durante este mes que es de $25,5^\circ\text{C}$. Asimismo una prolongación de estas aguas frías, representado por la isoterma de los 25°C , en el WOA, 2013 está por debajo de 1° de latitud norte, mientras que en los datos tomados en cruceros

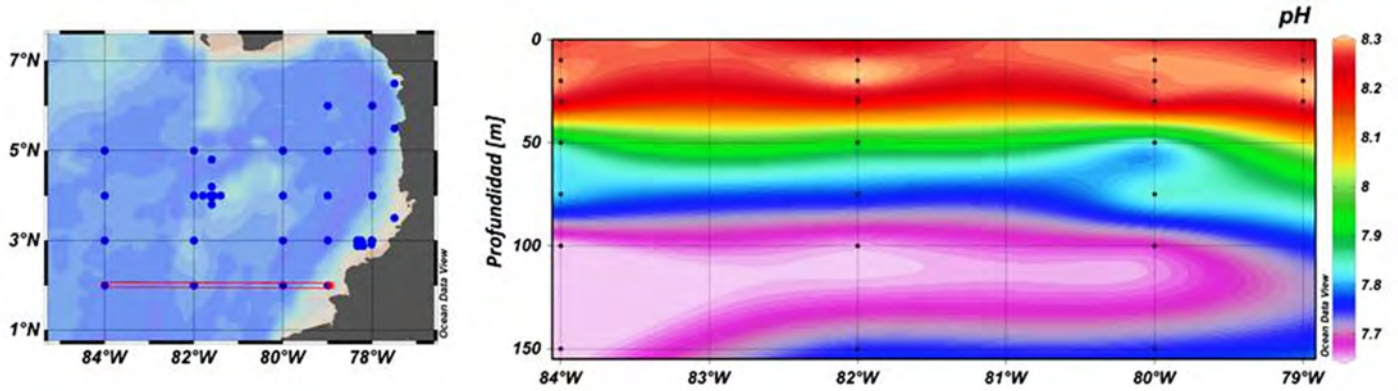


FIGURA 2. Distribución vertical del pH en el perfil longitudinal 79° y 84° W a los 2° N, en el Pacífico colombiano.

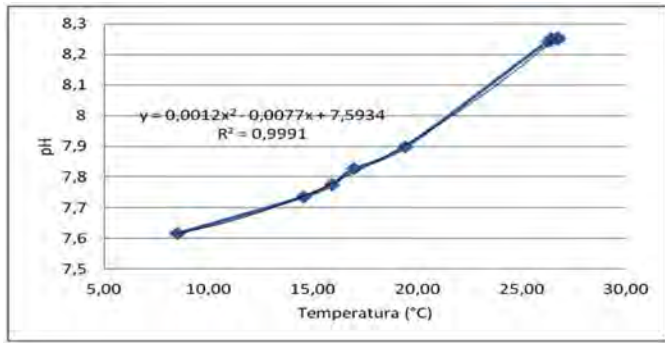


FIGURA 3. Proporcionalidad entre los valores medios, de pH vs. Temperatura, a las profundidades de 0,10, 20, 30, 50, 75, 100, 150 y 500

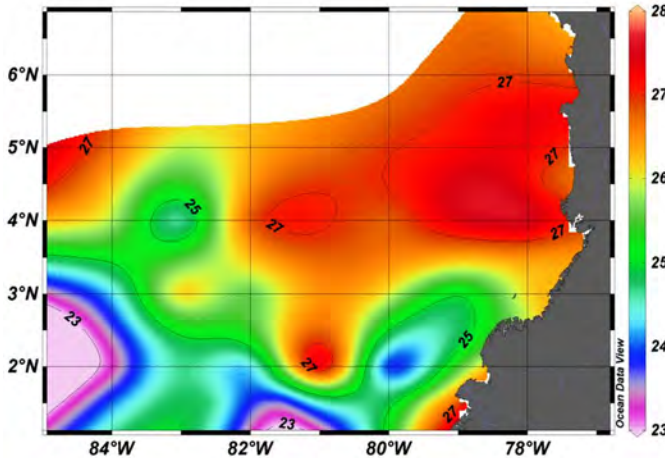


FIGURA 4. Comportamiento espacial de la temperatura superficial (°C) en la CPC.

esta isoterma alcanza los 2° y 3° de latitud norte principalmente.

La salinidad superficial en la CPC presentó una variación entre 17,5 psu y 34,3 psu; con un gradiente de disminución en dirección perpendicular hacia la costa, contorneando un frente de proyección hacia el norte de Nariño (Figura 6).

Los valores relativos más bajos de salinidad estuvieron en el intervalo comprendido entre 17,5 psu y 21,1 psu y se presentaron en la zona costera norte del Pacífico colombiano, comportamiento asociado a las lluvias; puesto que para septiembre de 2010 las precipitaciones estuvieron por encima de lo normal en el norte y occidente de Colombia (IDEAM, 2010); por lo cual, el aporte de los ríos fue pronunciado y por ende se generó una disminución en la salinidad. Su distribución también es comparado con los datos del WOA13 (Zweng, et al., 2013) ver Figura 7, en este se puede evidenciar que las aguas más saladas se distribuye desde el sur disminuyendo a medida que se extiende

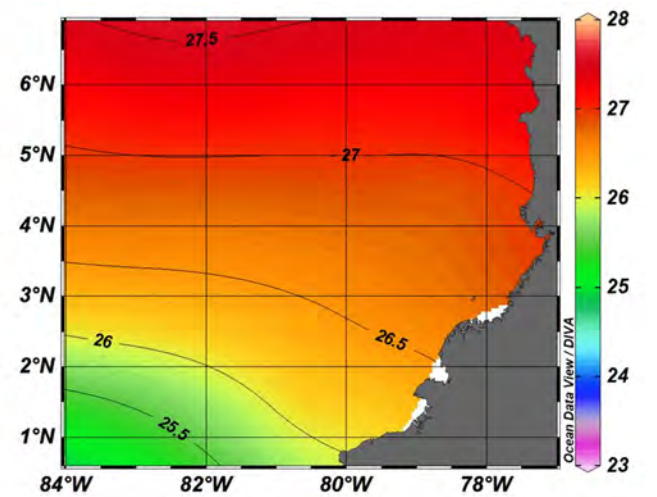


FIGURA 5. Distribución de la temperatura superficial del mar para el mes de septiembre obtenido del World Ocean Atlas 2013, con datos desde 1955 hasta el 2012.

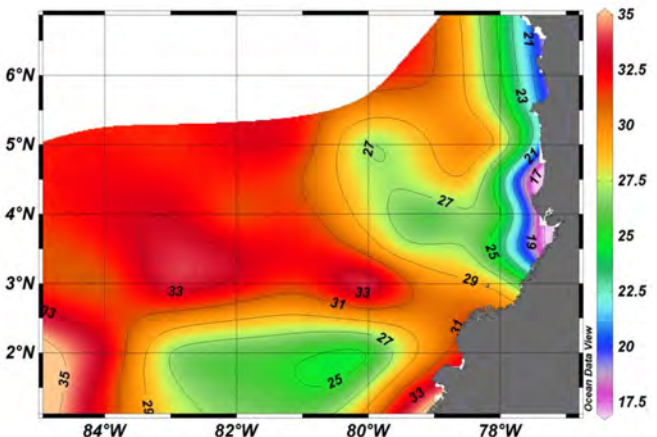


FIGURA 6. Comportamiento espacial de la salinidad (psu) a nivel superficial en la CPC.

hacia el norte de la cuenca, con valores entre 33 y 31 psu. De igual forma este comportamiento se evidencia en los datos de crucero, a excepción de un núcleo salobre en los 80°W y 2°N, debido a precipitaciones que se presentaron en esta estación.

Este comportamiento de aguas frías, por encima de la media y saladas son características de la presencia de fenómeno de La Niña, el cual fue reportado para el segundo semestre de 2010 e inicio de 2011, con valores negativos de la anomalía de TSM en las cuatro regiones “El Niño”, para septiembre y octubre así: Niño 4

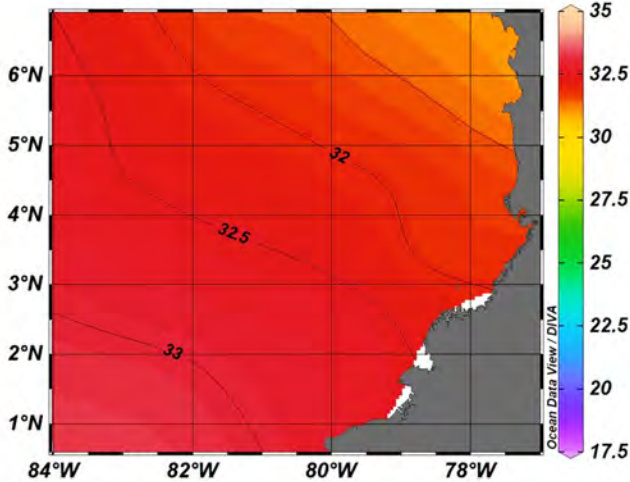


FIGURA 7. Distribución de la salinidad superficial del mar para el mes de septiembre obtenido del World Ocean Atlas 2013, con datos desde 1955 hasta el 2012.

-1.4°C, Niño 3.4 -1.8°C, Niño 3 -1.9°C y Niño 1+2 -2.0°C, (Euscátegui y Hurtado, 2011).

Distribución vertical temperatura y salinidad

Se presentó un marcado comportamiento vertical similar en toda la grilla de estudio, en este aspecto se muestra como referencia un transecto longitudinal sobre el paralelo 4° N, frente a Buenaventura, el cual refleja la descripción de las variables de temperatura y salinidad (Figuras 8 y 9).

A nivel superficial los perfiles presentaron valores entre 23,2 °C y 27,7 °C, observándose un descenso de esta variable con el aumento de la profundidad. Se destaca que la isoterma de los 20 °C se mantuvo entre los 48 y 50 m, que coincide con el posicionamiento de la termoclina; por otra parte, la isoterma de los 15 °C se profundizó a medida que se aleja de la costa, marcada a 70 m de profundidad en cercanía al litoral colombiano y entre 130 y 135 m en los 84° W (Figura 6); comportamiento similar al reportado para la zona de isla Malpelo, en septiembre 2007 en el que esta misma isoterma se ubicó a más de 125 m de profundidad (Rodríguez-Rubio y Giraldo, 2011).

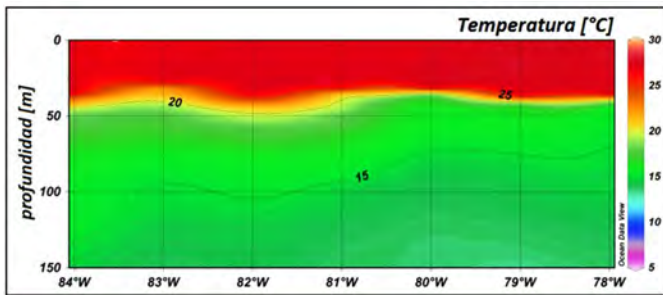


FIGURA 8. Comportamiento vertical de la temperatura hasta 150 m, en el transecto longitudinal entre 78° y 84° W sobre el paralelo 4° N

Teniendo en cuenta la consideración de Turk (Turk, et al., 2001) en la que establece que un área de alta productividad primaria ocurre cuando el suministro de nutrientes a la zona eufótica se ve reforzado por mezcla y una termoclina poco profunda; se puede inferir que hacia los 83° W del transecto longitudinal de los 4°N, (Figuras 8 y 10) se haya presentado una mayor productividad.

Los registros más bajos de salinidad superficial se presentaron en cercanía de la costa, en la vertical entre los

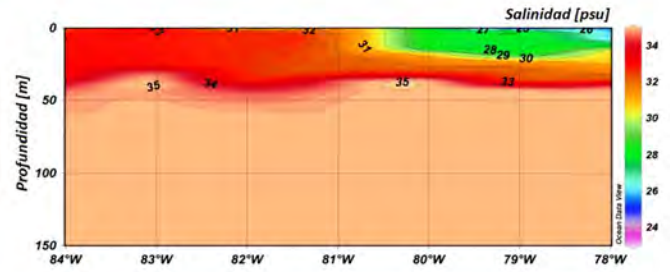


FIGURA 9. Comportamiento vertical de la salinidad hasta 150 m, en un transecto longitudinal entre 78° y 84° W sobre el paralelo 4° N.

20 y 30 m, con valores menores a 29 psu, incrementándose en aguas más profunda con valores por encima de 34,0 psu.

Las variaciones de salinidad se presentaron en los primeros 50 m, marcándose la haloclina principalmente entre los 35 y 45 m de profundidad, y a partir de los 50 m se presentó una capa más estable.

Oxígeno disuelto (OD)

El oxígeno es un gas con alta dinámica en el medio marino debido a que se involucra con diversos procesos biogeoquímicos que a la vez, dependen de otros factores como temperatura, salinidad, presión, entre otros.

La concentración promedio (± 1 desviación estándar) para el OD en los primeros 30 m reflejó alta homogeneidad y estuvo alrededor de $6,54 \pm 0,14$ mg O₂/L, niveles que contribuyen a la supervivencia de las especies marinas; dichos valores se ven favorecidos principalmente por la interacción océano - atmósfera, oleaje y actividad fotosintética. En este aspecto el comportamiento espacial observado a los 20 m a través de la CPC reflejó dos frentes de agua con niveles ligeramente menores, en dirección sureste; localizados hacia los 79° W - 6° N y 83° W - 5° N (Figura 11).

Sin embargo, en el sector sur hacia los 79° W - 2° N, se originó una masa, con dirección noreste, frente a la costa nariñense que alcanzó el oeste de isla Gorgona con niveles de OD ligeramente mayores. De manera similar hacia los 84°W - 3°N se observó la formación de otro frente con esta misma característica, pero con proyección hacia el Este.

La Figura 12, presenta los valores promedios multianuales para oxígeno disuelto a nivel superficial, para el mes de septiembre, tomados del WOA13 (García, et al., 2013a); connotando que los datos presentados por este atlas para el mes en cuestión, son concordantes con el patrón de comportamiento que se registró durante el crucero.

A 50 m descendió notablemente registrando niveles de $2,34 \pm 0,51$ mg O₂/L; y aún más a los 100 m con un valor menor a 1 mg O₂/L (Figura 13); lo cual se asocia principalmente a consumo por descomposición de la materia orgánica que precipita desde las capas superficiales. Los niveles en los dos últimos perfiles mencionados se encuentran en el intervalo de concentraciones comprendido entre 1 y 3 mg O₂/L que indica condición de hipoxia, siendo perjudiciales para la vida marina, y niveles inferiores a 1 mg O₂/L respectivamente; que indican anoxia, una condición no apta para el desarrollo de la misma (EPA, 2002).

De esta forma se marcan dos fronteras: una al perfil de los 30 m y otra a los 50 m, determinando para este perfil una rata de disminución de 0,20 mg O₂/L por cada metro de profundidad; definiendo así tres zonas entre la superficie y los 150 m (Figura 13).

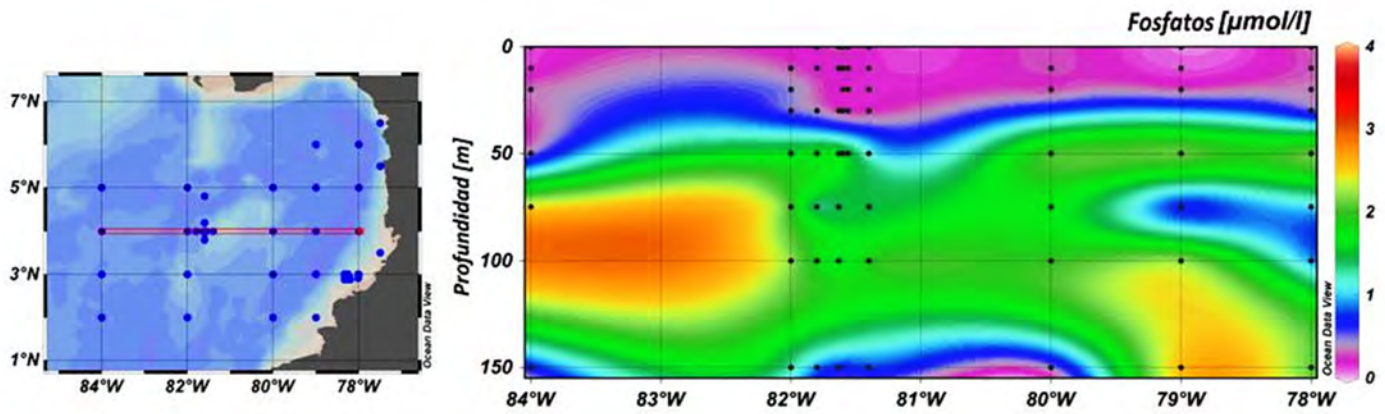


FIGURA 10. Comportamiento vertical de los fosfatos hasta 150 m, en el transecto longitudinal entre 79° y 84° W sobre el paralelo 4° N.

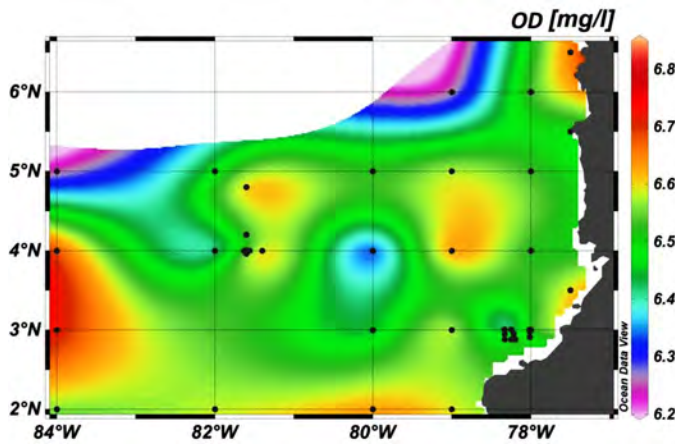


FIGURA 11. Comportamiento espacial del OD en la CPC a los 20 m.

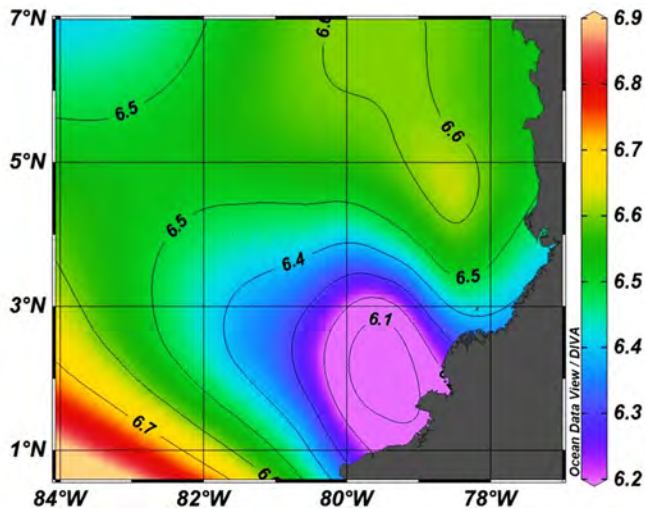


FIGURA 12. Distribución de oxígeno disuelto (mg/l) a nivel superficial para el mes de septiembre obtenido del World Ocean Atlas 2013, con datos desde 1955 hasta el 2012.

Clorofila

En el mar es natural que los niveles de clorofila a fluctúen con el tiempo, puesto que están principalmente influenciadas por el contenido de nutrientes, turbidez, condiciones meteorológicas como por ejemplo la radiación solar y por ende la hora del día. El promedio de clorofila a en la superficie fue de $0,39 \pm 0,19 \text{ mg/m}^3$, alcanzando el máximo valor medio de $0,54 \pm 0,31 \text{ mg/m}^3$ a los 50 m. Determinándose a través de la columna de los 50

m un promedio de $0,45 \pm 0,21 \text{ mg/m}^3$, los niveles máximos no superaron los $1,20 \text{ mg/m}^3$; coincidiendo así con la nutriclina, comportamiento que mostró concordancia con lo reportado para la corriente de Colombia en febrero del 2007, con un promedio de $0,23 \pm 0,08 \text{ mg/m}^3$ a nivel superficial y de $0,54 \pm 0,06 \text{ mg/m}^3$ para la nutriclina (Martínez-Aguilar, et al., 2010). A los 75 m los niveles disminuyeron notablemente, llegando a un promedio de $0,23 \pm 0,16 \text{ mg/m}^3$; y disminuyendo aún más a los 100 m con un valor medio de $0,18 \pm 0,13 \text{ mg/m}^3$. Esta variabilidad obedece principalmente a condiciones meteorológicas; conllevando a la formación de parches con altos o bajos niveles.

El comportamiento observado permite inferir que en el perfil de los primeros 50 m es donde se presente la mayor productividad, ya que la clorofila es un indicador de la abundancia y biomasa del fitoplancton en las aguas marinas, costeras y estuarinas. El comportamiento a través de los perfiles longitudinales presentó un ensanchamiento con respecto a la profundidad desde la zona costera hacia la región oceánica; como una posible consecuencia de la interferencia en el proceso fotosintético asociado con la entrada de material particulado de origen continental (Figura 14).

Nutrientes

El aumento en la concentración de nutrientes a nivel superficial en el océano se debe principalmente a fenómenos de surgencia. Sin embargo, el exceso puede provocar floraciones de algas nocivas, pero estos efectos adversos dependen de otros factores (EPA, 2002). Cuando los niveles de nutrientes exceden la capacidad de absorción normal de los organismos más altos de la cadena alimenticia, un estado de eutrofización podría ser inducido y puede generar anoxia, muerte de peces, pérdida de la biodiversidad, entre otros problemas. De hecho, se ha documentado que las cargas de nutrientes que entran en el océano costero pueden estimular floraciones de fitoplancton a gran escala (Beman, Arrigo, y Matson, 2005).

Entre los nutrientes se destacan el nitrógeno y fósforo en su forma disuelta como los parámetros claves en la productividad primaria y por ende en toda la cadena trófica marina. Usualmente, en aguas marinas, el nitrógeno es crítico (Ryther, Dunston, y Dunstan, 2011).

Compuestos nitrogenados

La asimilación del nitrógeno por el fitoplancton está estrechamente relacionada con la fijación fotosintética del carbono, puesto que ambos elementos son necesarios para la síntesis de la materia orgánica viviente. Lo mismo aplica a la asimilación de fosfato. Puesto que la mayoría del fitoplancton

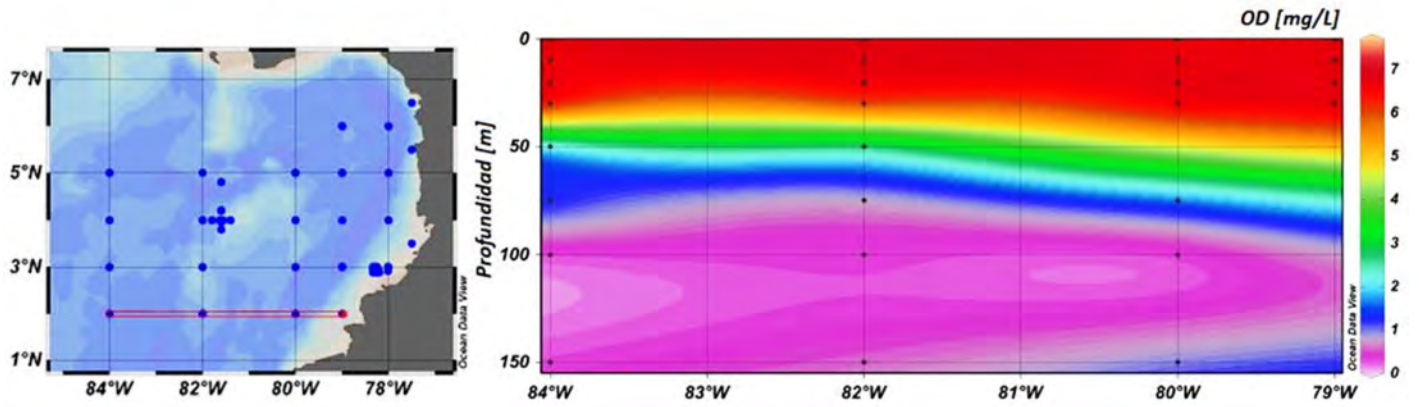
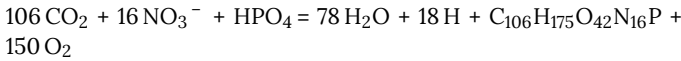
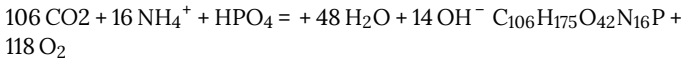


FIGURA 13. Comportamiento vertical del OD hasta los 150 m, sobre el transepto longitudinal entre 79° y 84° W el paralelo 2° N.

parece tener una fracción relativamente fija en la célula para proteínas, lípidos, carbohidratos y ADN/ARN (Hedges, et al., 2002), ellos tienden a tomar diferentes elementos con una razón relativamente fija, permitiendo escribir la síntesis de la materia orgánica por la asimilación acoplada de CO_2 , $(\text{NO}_3)^-$ y $(\text{PO}_4)^{3-}$, como se presenta en la siguiente ecuación:

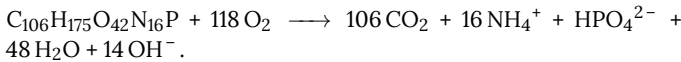


Y cuando, el NH_4^+ es usado como fuente de nitrógeno, la ecuación obedece a:



Donde: $\text{C}_{106}\text{H}_{175}\text{O}_{42}\text{N}_{16}\text{P}$ representa la composición promedio de la materia orgánica en el fitoplancton (Hedges, et al., 2002).

El nitrógeno amoniacal ($[\text{NH}_4]^+$) en los ecosistemas acuáticos en parte se genera del intercambio de gases con la atmósfera; como también es producto de la transformación heterotrófica de la materia orgánica, relacionado con la inversión del proceso de asimilación, gobernado con la siguiente ecuación química:



Las concentraciones de amonio en la CPC fueron relativamente bajas, y estuvieron por debajo de $2,0 \mu\text{g}$ at $\text{N}-(\text{NH}_4)^+/\text{L}$; con

promedios a través de las diferentes profundidades que no superaron $1,0 \mu\text{g}$ at $\text{N}-(\text{NH}_4)^+/\text{L}$ (Figura 15). Aspecto que puede obedecer a que el NH_4^+ es la fuente de fijación de nitrógeno preferida por el fitoplancton. Dado que su asimilación no involucra una reacción tipo REDOX y por lo tanto requiere poca energía (Zehr y Ward, 2002).

Los nitritos presentaron un comportamiento espacial irregular con respecto a la profundidad, con niveles que no superaron los $0,6 \mu\text{g}$ at $\text{N}-(\text{NO}_2)^-/\text{L}$ (Figura 16) y con un valor medio máximo a los 50 m de $0,22 \mu\text{g}$ at $\text{N}-(\text{NO}_2)^-/\text{L}$.

Los nitritos en el medio generalmente son bajos debido a la inestabilidad química de las moléculas, puesto que tienden a pasar al estado más oxidado de nitrógeno (N_5^+), por ende los nitratos se encuentran en altas concentraciones, razón por la cual es normal encontrar niveles por encima de los $40 \mu\text{g}$ at $\text{N}-(\text{NO}_3)^-/\text{L}$. Los valores medios para los nitratos aumentaron progresivamente con la profundidad (Figura 17), obteniendo un valor de $0,45 \pm 0,70 \mu\text{g}$ at $\text{N}-(\text{NO}_3)^-/\text{L}$ a nivel superficial, marcando $18,45 \pm 6,5 \mu\text{g}$ at $\text{N}-(\text{NO}_3)^-/\text{L}$ a los 50 m y $28,49 \pm 10,45 \mu\text{g}$ at $\text{N}-(\text{NO}_3)^-/\text{L}$ a los 150 m (Figura 18). En este aspecto, durante la campaña oceanográfica el 96.3% de los 243 registros variaron entre $<0,11$ y $36,72 \mu\text{g}$ at $\text{N}-(\text{NO}_3)^-/\text{L}$, niveles acordes con lo establecido para el Pacífico ecuatorial que según la NOAA (Conkright, Boyer, y Levitus, 1994) pueden alcanzar hasta $38 \mu\text{g}$ at $\text{N}-(\text{NO}_3)^-/\text{L}$ a profundidades de 150 m.

Fosfatos

El fósforo (P) es un elemento esencial para toda forma de vida, siendo un componente estructural y funcional de

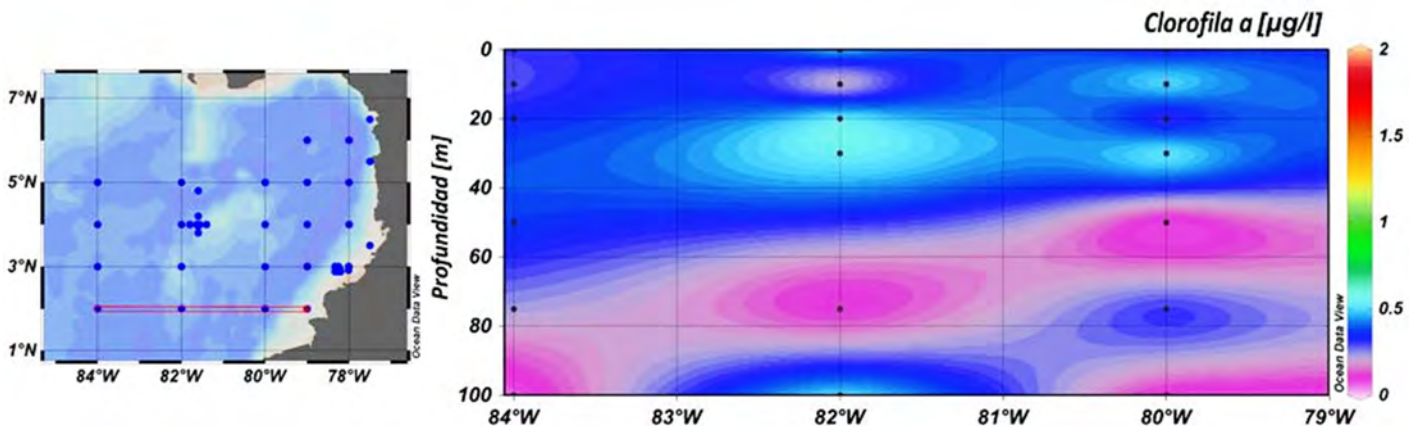


FIGURA 14. Distribución vertical de clorofila a hasta los 100 m, en el transepto longitudinal entre 79° y 84° W sobre el paralelo 2° N.

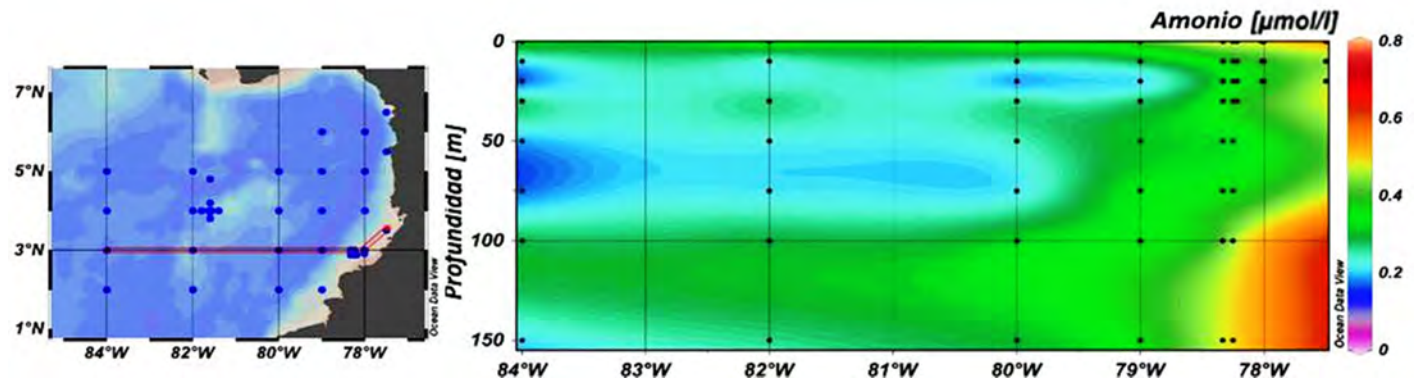


FIGURA 15. Distribución vertical de amonio a hasta 150 m, en el transepto longitudinal entre 77,5° y 84° W sobre el paralelo 3° N.

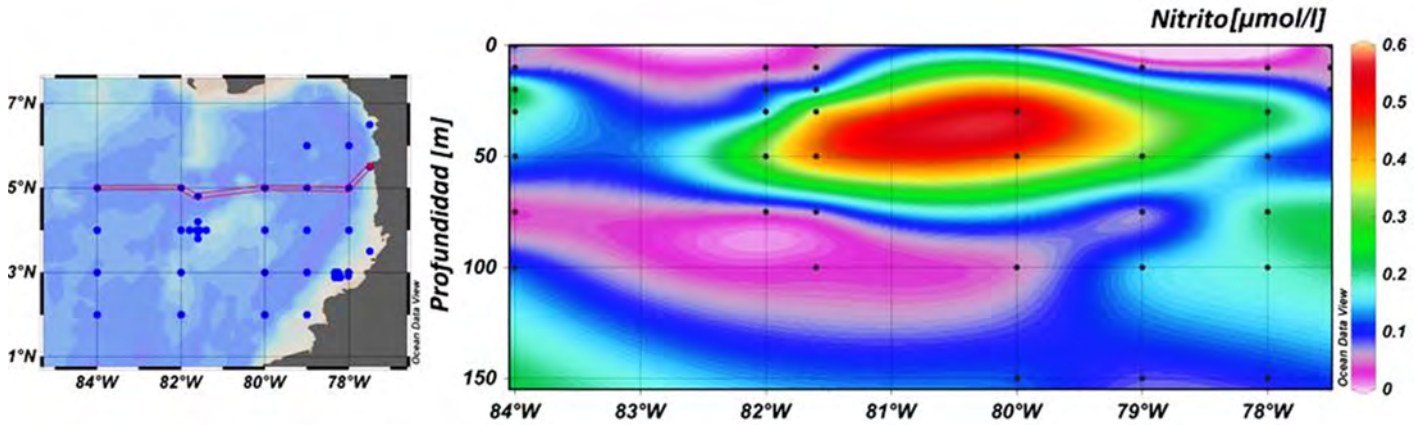


FIGURA 16. Distribución vertical de nitritos hasta 150 m, en el en un transepto longitudinal entre 77,5° y 84° W sobre el paralelo 5° N.

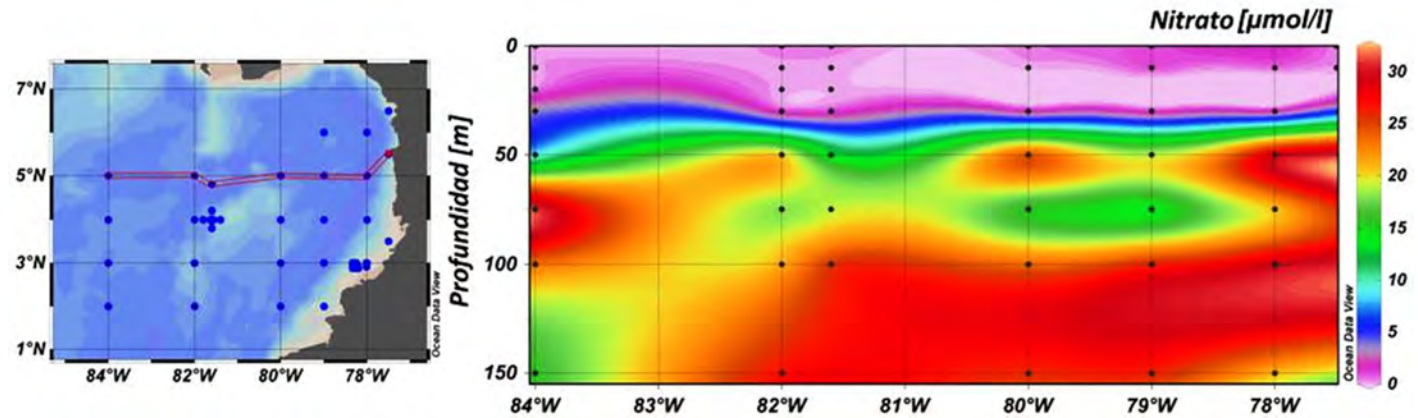
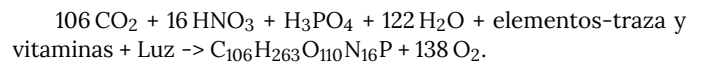


FIGURA 17. Comportamiento vertical de nitratos hasta 150 m, en el transepto longitudinal entre 77,5° y 84° W sobre el paralelo 5° N.

todo organismo. El fósforo proporciona el fosfato-éster de la estructura del ácido desoxirribonucleico (ADN) y del ácido ribonucleico (ARN), y es crucial en la transmisión de energía química a través de la molécula de adenosin trifosfato (ATP). El fósforo también es un constituyente estructural en muchos componentes celulares tales como fosfoproteínas, y fosfolípidos en las membranas celulares, los dientes y los huesos. En algunos organismos también puede estar presente como gránulos de almacenamiento intracelulares de polifosfato. La disponibilidad del fósforo puede afectar la producción primaria en el océano, así como la distribución y estructura de las especies (Paytan y McLaughlin, 2007).

El fósforo, en forma de ortofosfato, desempeña un papel clave en la fotosíntesis. La ecuación química que representa la fotosíntesis en el océano puede escribirse como:



Por lo tanto, la disponibilidad de fósforo en los sistemas marinos puede influir fuertemente en el ciclo del carbono marino y el secuestro del dióxido de carbono atmosférico.

El fósforo entra principalmente al océano a través de afluencia fluvial en forma disuelta y particulada, asociada con la erosión continental. Gran parte del fósforo particulado fluvial es retenido dentro de las plataformas continentales, y por lo tanto no es importante para los procesos en el mar abierto (Seitzinger, et al., 2005).

Por otra parte, se resalta que gran parte del fósforo en los ríos está asociado a la materia inorgánica en partículas, específicamente el fósforo se presenta en partículas de apatita y otros minerales, y adsorbido a óxido/oxihidróxidos de

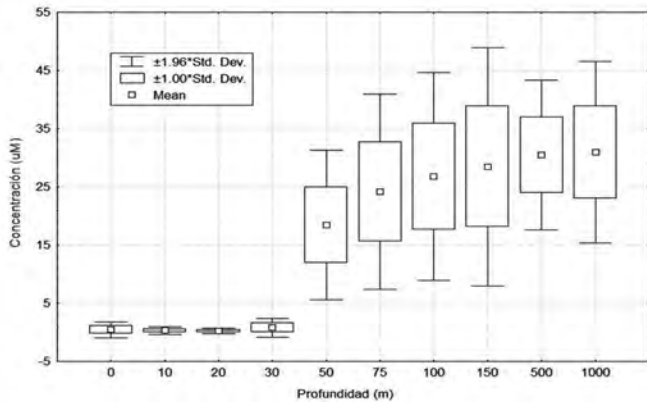


FIGURA 18. Variabilidad de nitratos con respecto a la profundidad en la CPC

hierro-manganeso. Esta carga de partículas se deposita rápidamente en ambientes estuarinos y en la plataforma costera; y no contribuye a su biodisponibilidad marina (Bolin y Cook, 1983). Sin embargo, las partículas de arcilla con oxihidróxidos de hierro y aluminio en su superficie tienen una alta capacidad para adsorber fosfato a partir de soluciones de agua dulce. Este fosfato se transporta luego en estuarios y, posteriormente, se puede liberar en el mar una vez aumenta la salinidad. Se ha estimado que la carga total de fósforo que se desorbe de las partículas de arcilla es de 2-5 veces más que la carga de fosfato disuelto que entra en el océano a través de los ríos (Sundareshwar y Morris, 1999).

Se ha estimado que sólo alrededor del 10-30% del flujo total del fósforo que llega a través de los ríos es potencialmente "reactivo" (disponible para la captación biológica) y una cuarta parte de ese fósforo reactivo puede ser atrapado en los estuarios y nunca llega al océano abierto (Compton, et al., 2000).

En relación con lo anterior los niveles encontrados en la CPC para fosfatos en el perfil de los primeros 30 m fueron bajos, variando entre valores menores al límite de detección del método ($0,01 \mu\text{M}$) y $0,53 \mu\text{M}$, con un promedio de $0,25 \pm 0,14 \mu\text{M}$.

Teniendo, en cuenta que en el Pacífico colombiano se presenta una masa de agua típica del norte del Ecuador identificada como Agua Tropical Superficial (ATS: $> 25 \text{ }^\circ\text{C}$, $S > 34$), que se distribuye entre la superficie y 100 m de profundidad (Rodríguez-Rubio y Giraldo, 2011); la cual también se despliega en Isla del Coco, lugar en donde durante el año 2008 se determinó una concentración promedio de $0,33 \mu\text{M}$ (Lizano, 2008), con promedios trimestrales comprendidos entre $0,17$ y $0,50 \mu\text{M}$; así mismo, Broenkow (Broenkow, 1959) encontró una concentración media de fosfato de $0,41 \pm 0,04 \mu\text{mol/L}$; y Thomas (Thomas, 1962) reportó un promedio de $0,37 \mu\text{mol/L}$. Concentraciones que exhiben una estrecha concordancia con los valores determinados a nivel superficial en el presente estudio para el Pacífico colombiano; niveles que coinciden con el patrón típico de bajas concentraciones de fosfato del ATS inferido por Fiedler y Talley (Fiedler y Talley, 2006).

A los 50 m la concentración media fue de $1,50 \mu\text{M}$; y aumentó progresivamente a mayores profundidades. Esto puede obedecer a que a partir de los 50 m predomina el proceso de descomposición de la materia orgánica frente al proceso de consumo de la misma. Las concentraciones determinadas se encontraron dentro de los valores referenciados por la NOAA (Conkright, et al., 1994) a nivel superficial para el océano Pacífico ecuatorial, establecidos entre no detectables y $2,0 \mu\text{M}$.

El comportamiento con respecto a la profundidad en los perfiles longitudinales presentó isolíneas con tendencias a

profundizarse o superficializarse; en especial para el transecto longitudinal de los $2^\circ 00' \text{ N}$, en donde hacia los $82^\circ 00' \text{ W} \pm 1^\circ$ permite inferir el desarrollo de un proceso de consumo pronunciado hasta aproximadamente los 75 m; mientras que hacia los dos extremos delimitados por las longitudes $81^\circ 00' \text{ W}$ hacia el Este, y desde los $83^\circ 00' \text{ W}$ hacia el Oeste se debilitó alcanzando aproximadamente los 30 m (Figura 19); semejando un proceso de surgencia. Un comportamiento análogo se observó para el transecto longitudinal de los $3^\circ 00' \text{ N}$ pero con dicho foco de consumo desplazado hacia los $79^\circ 00' \text{ W}$.

Con respecto al perfil de los $4^\circ 00' \text{ N}$ el patrón antes mencionado se presentó hacia los $81^\circ 00' \text{ W}$, pero solo penetró hasta los 50 m. En el perfil de los $5^\circ 00' \text{ N}$, este patrón de consumo se mantuvo prácticamente constante hasta los 30 m desde los $79^\circ 00' \text{ W}$ hacia mar adentro; y se profundizó hasta aproximadamente los 50 m desde los $78^\circ 00' \text{ W}$ hacia la costa.

El comportamiento espacial a nivel superficial de este nutriente a través de la cuenca mostró los valores más altos a nivel costero, partiendo desde la bahía de Buenaventura, proyectándose hacia el noroeste, y marcándose frente al delta del río San Juan y avanzando hasta aproximadamente los $79^\circ 00' \text{ W}$. Este mismo patrón espacial se presentó a los 20, 30, 75 y 150 m. A partir de los $79^\circ 00' \text{ W}$ hacia el Oeste el comportamiento espacial mostró valores más bajos, no obstante, también se presentó una masa con una concentración de aproximadamente $0,35 \mu\text{M}$ que se proyectó desde los $84^\circ 00' \text{ W}$ hasta los $81^\circ 00' \text{ W}$, tomando como eje central transversal los $3^\circ 00' \text{ N}$, con un ancho de 1° . Esta masa se unió con otra de características similares que se proyectó desde el sector norte, torneando en conjunto la forma de una hipérbola con eje sesgado hacia el meridiano $82^\circ 00' \text{ W}$; y por ende marcando otra hipérbola de concentraciones más bajas con eje sobre el paralelo $4^\circ 00' \text{ N}$ (Figura 20).

Silicatos

El silicio disuelto en el agua de mar se encuentra esencialmente en forma de ácido ortosilícico y es indispensable en el crecimiento y reproducción de las diatomeas. Su presencia en el agua de mar proviene de la disolución de sales minerales, principalmente de los aluminosilicatos, pero también de la degradación de silicio orgánico en particular.

Los silicatos presentaron un comportamiento estable, con valores relativamente bajos en los primeros 30 m de la columna de agua, con un promedio de $6,74 \pm 3,3 \mu\text{M}$. A partir de los 50 m la concentración media fue 2,4 veces mayor, y aumentó progresivamente hasta alcanzar una razón de 5,3 a los 100 m. De tal forma que las concentraciones más altas se encontraron a esta profundidad alcanzando los $60,81 \mu\text{M}$; clasificándose dentro del intervalo establecido para el Pacífico ecuatorial que de acuerdo con la NOAA (Conkright, et al., 1994) puede alcanzar $80 \mu\text{M}$ hasta los 400 m.

Espacialmente las concentraciones más altas se presentaron hacia el sector costero, reflejando su origen continental o litogénico; es así por ejemplo que a en el perfil de los 20 m se presentó un frente con una concentración de aproximadamente $9 \mu\text{M}$, que se originó con un eje de propagación de los $5^\circ 00' \text{ N}$ y un ancho de aproximadamente $2^\circ 00'$, el cual se propagó hasta los $80^\circ 00' \text{ W}$ (Figura 21). Así mismo en el sector adyacente a la isla Malpelo se presentó un núcleo con características similares, que refleja su origen de liberación en las rocas presentes en el área.

Por último, las Figuras 22 y 23, presentan los valores promedios multianuales para fosfatos y silicatos a nivel superficial, para el mes de septiembre, tomados del WOA 2013 (García; et al., 2013b); de forma análoga al oxígeno disuelto, en ellos se observa que los datos presentados por este atlas para el

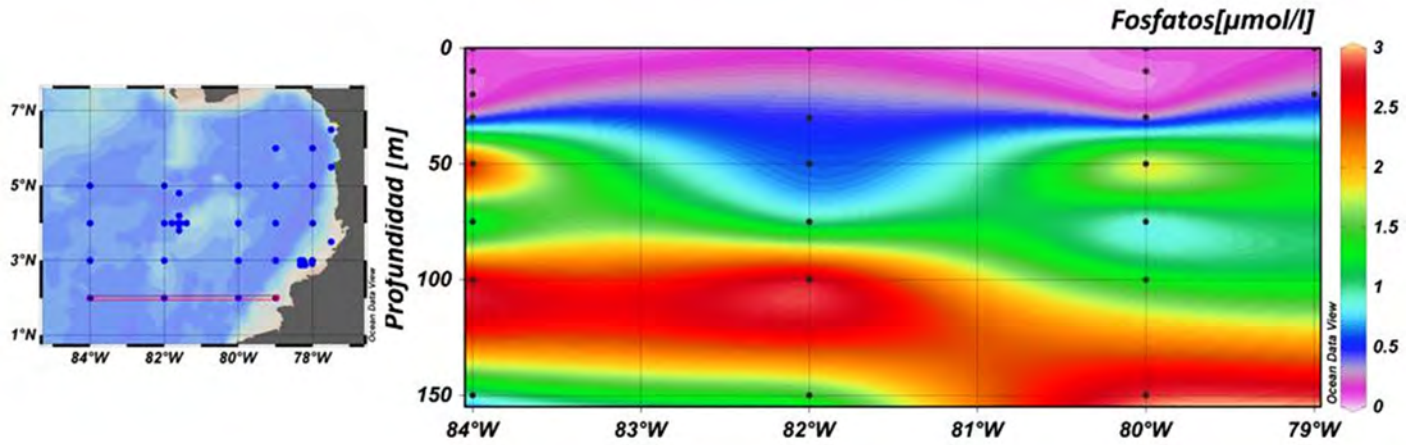


FIGURA 19. Comportamiento vertical de fosfatos hasta 150 m, en el transepto longitudinal entre 79° y 84° W sobre el paralelo 2° N.

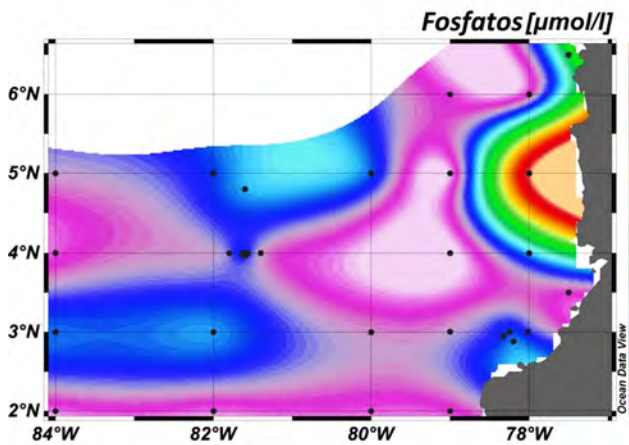


FIGURA 20. Comportamiento del fosfato a nivel superficial en la CPC

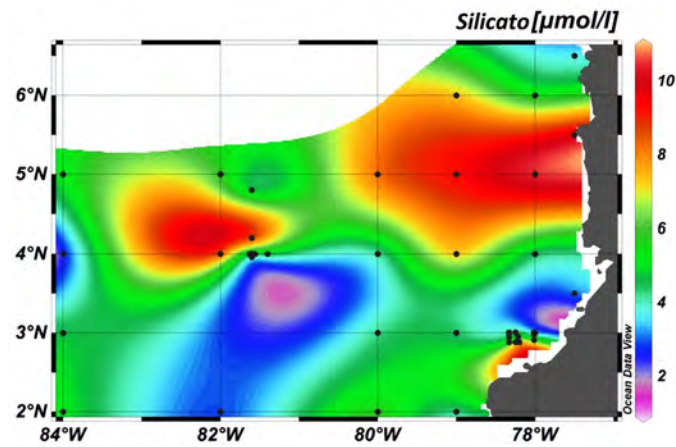


FIGURA 21. Distribución de silicatos ($\mu\text{mol/l}$) a nivel superficial para el mes de septiembre obtenido del World Ocean Atlas 2013, con datos desde 1955 hasta el 2012.

mes en cuestión, representan una estrecha concordancia con los patrones de comportamiento que se registraron durante el crucero, así como también el orden de las magnitudes de las variables en especial para los silicatos. Connotando que para los fosfatos se presenta un contraste limitado hacia el borde costero específicamente en la zona comprendida desde Buenaventura hacia el norte y sin extenderse más allá de los 78° 30'. Es posible, que esto se deba a la falta de información medida en la cuenca Pacífica colombiana que se haya aportado para la construcción

del WOA13 y por lo cual estos cruceros oceanográficos se convierten en la fuente de información más detallada y fiable para el sector.

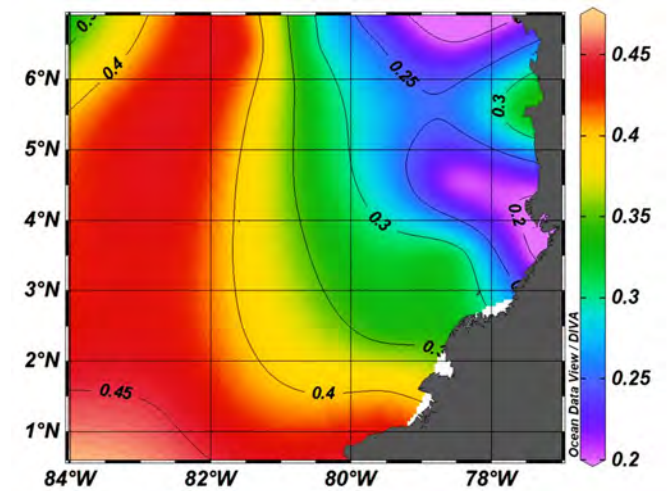


FIGURA 22. Distribución de fosfatos ($\mu\text{mol/l}$) a nivel superficial para el mes de septiembre obtenido del World Ocean Atlas 2013, con datos desde 1955 hasta el 2012.

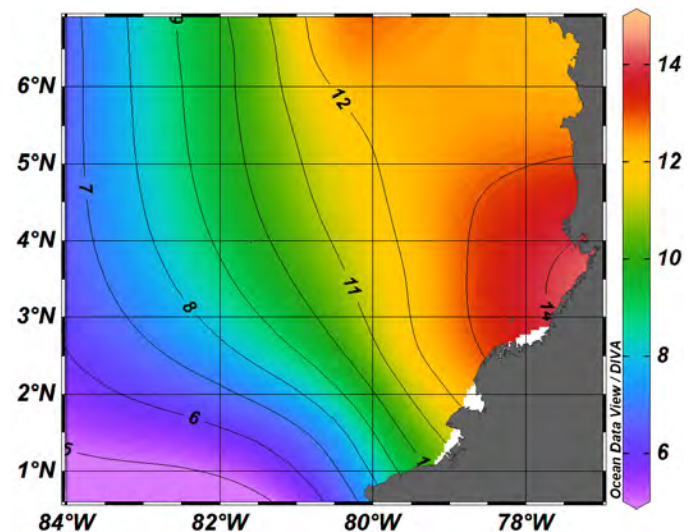


FIGURA 23. Distribución de silicatos ($\mu\text{mol/l}$) a nivel superficial para el mes de septiembre obtenido del World Ocean Atlas 2013, con datos desde 1955 hasta el 2012.

CONCLUSIONES

El comportamiento de las diferentes variables analizadas durante la campaña oceanográfica permitió caracterizar los distintos parámetros físicos y químicos en la capa superficial que ocupó los primeros 50 m, que al ser una zona activa de alta interacción en los procesos de producción de materia y energía; lo es por ende, de los procesos biogeoquímicos.

Las capas más profundas a la termoclina se constituyen como la fuente de suministro de nutrientes hacia la superficie, siendo el movimiento de la misma el que marca los procesos de productividad, en las cantidades y concentraciones mostradas en los resultados.

Las concentraciones para los diferentes nutrientes en la cuenca del océano Pacífico colombiano, se encontraron dentro de los niveles considerados normales por organismos, como la NOAA (Conkright, et al., 1994).

REFERENCIAS

- Amador, J. A., Alfaro, E. J., Lizano, O. G., y Magaña, V. O. (2006). Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2-4), 101-142. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.007>
- Andrade, C. A. (1992). Movimiento geostrofico en el Pacifico Colombiano. *Boletín Científico CIOH*, 12(Septiembre), 23-38.
- APHA, AWWA, W. (2005). *Standard Methods for examination of water and wastewater*. (21st ed.). Washington: American Public Health Association.
- Barber, R. T., y Chavez, F. P. (1983). Biological consequences of el niño. *Science*, 222(4629), 1203-1210. <https://doi.org/10.1126/science.222.4629.1203>
- Barber, R. T., y Chavez, F. P. (1991). Regulation of primary productivity rate in the equatorial Pacific. *Limnology and Oceanography*, 36(8), 1803-1815. <https://doi.org/10.4319/lo.1991.36.8.1803>
- Beman, J. M., Arrigo, K. R., Matson, P. A. (2005). Agricultural runoff fuels large phytoplankton blooms in vulnerable areas of the ocean. *Nature*, 434(7030), 211-214 <https://doi.org/10.1038/nature03370>
- Bendschneider, K., Robinson, R. J. (1952). A New Spectrophotometric Method for the Determination of Nitrite in Sea Water. *Journal of Marine Research*, 11(8), 87-96.
- Bolin, B., Cook, R. B. (1983). The major biogeochemical cycles and their interactions. Serie 21. (1st ed.; J. W. S. Ltd, ed.). International Council for Science (ICSU), Scientific Committee on Problems of the Environment (SCOPE).
- Broenkow, W. W. (1959). The Distribution Eastern Tropical Pacific Ocean Dome. *Limnology Ocenography*, 10, 40-52.
- Cabrera-Luna, E. (1992). Estudio del comportamiento de la capa de mezcla en un área del Pacífico colombiano y su comparación con un modelo numérico unidimensional. *Boletín Científico CIOH*, (12), 3-12. <https://doi.org/10.26640/22159045>.
- Calienes, R., y Guillén, O. (1981). Masa de agua y producción primaria en el Perú. Proyecto de Investigación Cooperativa de La Anchoyeta y Su Ecosistema (ICANE). *Boletín Del Mar Del Perú*. Vol Extraordinario, 155-163.
- Compton, J. S., Mallinson, D. J., Glenn, C. R., Filip-pelli, G., Follmi, K., Shields G., y Zanin, Y. (2000). Variations in the global phosphorus cycle. En: Glenn. C. R, Prévôt-Lucas, L. Lucas, J. Marine authigenesis: From global to microbial, Editado por: C. R. Glenn, p. 21-33. Tulsa, Oklahoma: Society for Sedimentary Geology (SEPM).
- Conkright, M. E., Boyer, T. P., y Levitus, S. (1994). Quality Control and Processing of Historical Oceanographic Nutrient Data. NOAA Technical Report NESDIS, 79 (Abril), 75.
- DIMAR-CCCP y UAESPNN-DTSO. (2007). Santuario de Fauna y flora Malpelo: descubrimiento en marcha. (5th ed.), capítulo Calidad de las aguas marinas, 45-58.
- EPA. (2002). Developing and Implementing an Estuarine Water Quality Monitoring, Assessment, and Outreach Program. The Mysound Project, EPA/625/R- (Noviembre), 1-81.
- Euscátegui, C., y Hurtado, G. (2011). Análisis del impacto del fenómeno de “La Niña” 2010-2011 en la hidroclimatología del país. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. 32 PP.
- Fiedler, P. C., y Talley, L. D. (2006). Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2-4), 143-180. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.008>
- Forsbergh, E. D. (1969). On the climatology, oceanography and fisheries of the Panama Bight. In *Inter-American Tropical Tuna Commission* (Vol. 14).
- García, H. E., Locarnini, R. A., Boyer, T. P., Antonov, J.I., Baranova, O. K., Zweng, M. M., Reagan J.R., y Johnson, D. R. 2014. World Ocean Atlas 2013a, Volumen 3: Oxígeno disuelto, utilización aparente de oxígeno y saturación de oxígeno. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 75, 27 pp.
- García, H. E., Locarnini, R. A., Boyer, T. P., Antonov, J.I., Baranova, O. K., Zweng, M. M., Reagan J.R., y Johnson, D. R. 2014. World Ocean Atlas 2013b, Volumen 4: Nutrientes inorgánicos disueltos (fosfato, nitrato, silicato). S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 76, 25 pp.
- Guillén, O. (1966). Variación de los fosfatos en el Callao como medida de la producción primaria. Memoria Del Seminario Latino- Americano Sobre El Océano Pacífico Oriental, Universidad Nacional Mayor de San Marcos., pp. 192-198.
- Guillén, y Calienes, R. (1981). Productividad y afloramiento frente a las aguas costeras peruanas. Proyecto de Investigación Cooperativa de La Anchoyeta y Su Ecosistema (ICANE). *Boletín Del Instituto Del Mar Del Perú*, Vol. Extraordinario, pp. 130-143.
- Hedges, J. I., Baldock, J. A., Gélinas, Y., Lee, C., Peterson, M. L., y Wakeham, S. G. (2002). The biochemical and elemental compositions of marine plankton: A NMR perspective. *Marine Chemistry*, 78(1), 47-63. [https://doi.org/10.1016/S0304-4203\(02\)00009-9](https://doi.org/10.1016/S0304-4203(02)00009-9)
- IDEAM. (2010). Boletín Climatológico Mensual Septiembre, Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales.
- Kessler, W. S. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2-4), 181-217. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.009>
- Kessler, W. S., Rothstein, L. M., y Chen, D. (1998). The Annual Cycle of SST in the Eastern Tropical Pacific, Diagnosed in an Ocean GCM. *Journal of Climate*, 11(5), 777-799. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1998\)011<0777:TACOSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1998)011<0777:TACOSI>2.0.CO;2)
- Lizano, O. G. (2008). Dinámica de aguas alrededor de la Isla del Coco, Costa Rica. *Revista de Biología Tropical*, 56(2), 31-48. <https://doi.org/10.15517/rbt.v56i2.26937>.
- Locarnini, R. A., A. V. Mishonov, J. I. Antonov, T. P. Boyer, H. E. Garcia, O. K. Baranova, M. M. Zweng, C. R. Paver, J. R. Reagan, D. R. Johnson, M. Hamilton, and D. Seidov, 2013. World Ocean Atlas 2013, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 73, 40 pp.
- Málikov, I., y Villegas, N. (2010). Proceso De Mezcla Vertical En Las Masas De Agua De La Cuenca Del Pacifico Colombiano Y Comportamiento Anual De Sus Características Termohalinas. *Geología Colombiana - An International Journal on Geosciences*, 35(0), 102-112.
- Martínez-Aguilar, T. I., Giraldo, A., y Rodríguez-Rubio, Casanova et al.

- E. (2010). Ictioplancton en la zona costera del Pacífico colombiano durante la fase terminal de El Niño 2006-2007. *Latin American Journal of Aquatic Research*, 38(1), 151-166. <https://doi.org/10.3856/vol38-issue1-fulltext-14>
- McClain, C. R., Christian, J. R., Signorini, S. R., Lewis, M. R., Asanuma, I., Turk, D., y Dupouy-Douchement, C. (2002). Satellite ocean-color observations of the tropical Pacific Ocean. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(13-14), 2533-2560. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00047-4](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00047-4)
- Ministerio de Salud. Decreto 1594: Disposiciones sanitarias sobre el agua. Republica de Colombia. , (1984).
- Mitchell, T. P., y Wallace, J. M. (1992). The Annual Cycle in Equatorial Convection and Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, 5(10), 1140-1156. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1992\)005<1140:TACIEC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1992)005<1140:TACIEC>2.0.CO;2)
- Murphy, J., y Riley, J. P. (1958). A Single-Solution Method for the Determination of Soluble Phosphate in Sea Water. *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 37(01), 9-14. <https://doi.org/10.1017/S0025315400014776>
- Ñañez, E. (1992). Condiciones oceanográficas en el Pacífico colombiano durante marzo - abril 1992. *Boletín Científico CIOH*, 12(Septiembre), 39-54.
- Paytan, A., y McLaughlin, K. (2007). The oceanic phosphorus cycle. *Chemical reviews*, 107(2), 563-576. <https://doi.org/10.1021/cr0503613>
- Pennington, J. T., Mahoney, K. L., Kuwahara, V. S., Kolber, D. D., Calienes, R., y Chavez, F. P. (2006). Primary production in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2-4), 285-317. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.012>
- Pineda D, A. R. (1997). La corriente de Cromwell durante el fenómeno La Niña de 1996 y el fenómeno El Niño de 1997, sobre la cuenca del Pacífico colombiano. *Boletín Científico CCCP*, 6 109-122.
- Poveda, G., y Mesa, O. J. (2000). On the Existence of Lloro (the Rainiest Locality on Earth): Enhanced Ocean-Land-Atmosphere Interaction by a Low-Level Jet. *Geophysical Research Letters*, 27(11), 1675-1678. <https://doi.org/10.1029/1999GL006091>
- Rodríguez-Rubio, E., y Giraldo, A. (2001). Surgencia oceánica en el Pacífico colombiano durante febrero - marzo de 1997: Aproximación Oceanográfica utilizando Sensores Remotos. IX Congreso Latinoamericano Sobre Ciencias Del Mar, San Andrés Islas.
- Rodríguez-Rubio, E., y Giraldo, A. (2011). Características oceanográficas en Isla Malpelo y su relación con la Cuenca Oceánica del Pacífico Colombiano. *Bulletin of Marine and Coastal Research*. 40(Supl.Esp.) <https://doi.org/10.25268/bimc.inve.mar.2011.40.0.126>
- Rodríguez-Rubio, E., y Schneider, W. (2003). On the seasonal circulation within the Panama Bight derived from satellite observations of wind, altimetry and sea surface temperature. *Geophysical Research Letters*, 30(7), 0-3. <https://doi.org/10.1029/2002GL016794>
- Ryther, J. H., Dunstan, W. M., Dunstan, W. M. (2011). Nitrogen, Phosphorus, and Eutrophication in the Coastal Marine Environment. *Science*, 171(3975), 1008-1013.
- Seitzinger, S. P., Harrison, J. A., Dumont, E., Beusen, A. H. W., Bouwman, A. F. (2005). Sources and delivery of carbon, nitrogen, and phosphorus to the coastal zone: An overview of Global Nutrient Export from Watersheds (NEWS) models and their application. *Global Biogeochemical Cycles*, 19(4), 1-11. <https://doi.org/10.1029/2005GB002606>
- Strickland, J. D. H., Parsons, T. R. (1972). *A Practical Handbook of Seawater Analysis. A Practical Handbook of Seawater Analysis*, 167, 185.
- Sundareshwar, P. V., Morris, J. T. (1999). Phosphorus sorption characteristics of intertidal marsh sediments along an estuarine salinity gradient. *Limnology and Oceanography*, 44(7), 1693-1701. <https://doi.org/10.4319/lo.1999.44.7.1693>
- Thomas, W. H. (1962). Surface Nitrogenous Nutrients and Phytoplankton in the Northeastern Tropical Pacific Ocean. *Limnology and Oceanography*, 11, 393-400.
- Turk, D., McPhaden, M. J., Busalacchi, A. J., Lewis, M. R., Barber, R. T., Chavez, F. P., ... Suarez, M. J. (2001). Remotely sensed biological production in the equatorial Pacific. *Science*, 293(5529), 471-474. <https://doi.org/10.1126/science.1056449>
- Wang, C., Enfield, D. B. (2001). The tropical western hemisphere warm pool. *Geophysical Research Letters*, 28(8), 1635-1638. <https://doi.org/10.1029/2000GL011763>
- Wooster, W. S. (1959). Oceanographic Observations in the Panama Bight, "Askoy" Expedition, 1941. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, 118(3), 113-152.
- Wyrtki, K. (1966). Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev*, 4, 33-68.
- Wyrtki, K. (1967). Circulation and water masses in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Oceanology and Limnology*, Vol. 1, pp. 117-147.
- Zehr, J. P., Ward, B. B. (2002). Nitrogen Cycling in the Ocean: New Perspectives on Processes and Paradigms. *Applied and Environmental Microbiology*, 68(3), 1015-1024. <https://doi.org/10.1128/AEM.68.3.1015>
- Zirino, A., Ayón, J. M. H., Fuhrmann, R. a, Bernstein, R. L., Lara, R. J. L., Castro, G. G., y Borrego, S. Á. (1997). Estimaciones superficiales de PCO₂ , en el Golfo de California a partir de mediciones continuas de pH e imágenes de satélite. *Ciencias Marinas*, 23 No 1, 1-22.
- Zweng, M. M., Reagan, J.R., Antonov, J.I., Locarnini, R. A., Mishonov, A.V., Boyer, T. P., Garcia, H. E., Baranova, O. K., Johnson, D. R., Seidov, D., Biddle, M. M. 2013. *World Ocean Atlas 2013, Volumen 2: Salinidad*. S. Levitus, Ed., A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 74, 39 pp