

---

# ALGUNOS ASPECTOS DE INVESTIGACIÓN DE LA FORMACIÓN DEL RÉGIMEN OCEANOGRÁFICO EN EL PACÍFICO COLOMBIANO

---

Valery Tchantsev, PhD. Oceanólogo, Orientador Científico C.C.C.P  
Edgar Cabrera Luna, Msc. Oceanógrafo, Físico, Director C.C.C.P

## Resumen

---

Se realiza el análisis de las fluctuaciones entreanuales de distribución de temperatura superficial del mar (TSM) y salinidad en la Cuenca del Pacífico Colombiano (CPC). Se muestra que el mecanismo básico de las fluctuaciones de distribución de la TSM está relacionado con el ciclo anual de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y las condiciones de viento, ocasionando el cambio de intensidad de la Corriente de Humboldt y la Contracorriente Ecuatorial (CCE). Así mismo, del cambio de condiciones del viento y las corrientes, depende la distribución de profundidad de la termoclina. La distribución de la salinidad en el Pacífico Colombiano depende de la cantidad de precipitación y los aportes de los ríos. Se determinan períodos básicos entreanuales de fluctuación de la TSM y salinidad en el Pacífico Colombiano y el aporte del río San Juan. Se observa la conexión entre las fluctuaciones interanuales de caudales de los ríos del Pacífico Colombiano, con las fluctuaciones del Índice de Oscilación del Sur (IOS).

## Abstract

---

The analysis of intra-annual fluctuations of distribution of sea surface temperature and salinity in the Colombian Pacific basin is presented. It is shown, that the basic mechanism for the fluctuations of the sea surface temperature distribution depends on the annual cycle of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the wind conditions connected to it, that causes the change of intensity of Humboldt Current and Equatorial Counter-Current. Also a change of the wind and currents conditions, as well as the distribution of thermocline depth depends on it. The distribution of salinity in Colombian Pacific depends on the intensity of precipitation and drain of the rivers. The basic intra-annual periods of fluctuations of sea surface temperature and salinity in Colombian Pacific and charge of San Juan river, are determined. The interannual fluctuations of drain of the Colombia Pacific rivers were observed in connection with fluctuations of Southern Oscillation Index (SOI).

## 1. INTRODUCCIÓN

La variabilidad de las condiciones del viento en la parte ecuatorial de Océano Pacífico en el hemisferio norte está conectada con las oscilaciones (movimientos) de la ZCIT. Los Alisios del noreste tienen un mayor cubrimiento desde Noviembre hasta Mayo, cuando se distribuyen a lo ancho del océano [Ginzburg, 1985]. La disminución en su intensidad ocurre entre Junio y Octubre, siendo mínimas en Septiembre su fuerza y área de distribución. El encuentro entre los vientos Alisios del Sureste y los del Noreste ocurre al norte del Ecuador, donde se forma la ZCIT. Durante el año, la ZCIT oscila entre los 2 y 13° N. Su máxima posición hacia el norte, se presenta en Septiembre y la máxima hacia el sur en Marzo.

En la parte oriental del Océano Pacífico se encuentra la frontera entre las aguas frías provenientes del sur y las aguas cálidas provenientes del norte. Esta frontera se marca severamente y tiene carácter de frente oceánico. Su formación ocurre como resultado de la influencia de los vientos del sur [Bubnov, 1990]. En el hemisferio norte, bajo la acción del viento del sur, se produce un descenso de las masas de agua y el hundimiento de la termoclina. La CCE se desplaza en sentido este entre 4-5° N y 9-10° N. En su parte norte la termoclina se encuentra más cerca de superficie, y hacia el sur presenta una profundización como consecuencia de un proceso de convergencia.

Se observa una considerable variabilidad de la salinidad en la parte oriental del Océano Pacífico. Cerca de la costa se registran valores de salinidad menores de 32‰ (Septiembre - Marzo), que están determinados por la variabilidad anual de la precipitación atmosférica y los aportes de los ríos.

Las aguas oceánicas de la CPC están limitadas por las Cordilleras submarinas de Cocos y Carnegie, que impiden procesos de intercambio con aguas profundas del Océano Pacífico. Los intercambios de calor, salinidad y cantidad de movimiento ocurren únicamente en la capa superficial, que presenta un espesor máximo de 200 metros. Los factores generales que ocasionan la formación de los regímenes hidrodinámicos y termohalinos son la radiación solar, distribución del viento, precipitación, intensidad de los aportes fluviales en las desembocaduras de los ríos y las variaciones de las corrientes de Perú y la Contracorriente Ecuatorial. En la región de estudio, se forman regímenes internos locales termohalinos e

hidrodinámicos, con poca interacción e intercambio con aguas profundas del Océano Pacífico.

Existen varios estudios en la región del Pacífico Colombiano, que aportan datos básicos, sobre distribución y variabilidad temporal de los parámetros básicos de interacción océano-atmósfera en la región de investigación, tales como temperatura ambiental, presión atmosférica, velocidad y dirección del viento, humedad y cantidad de precipitación. No se encontró información sobre observaciones de corrientes. La información existente por no ser suficiente, dificulta el análisis cualitativo de formación del régimen oceanográfico en la Cuenca del Pacífico Colombiano.

## 2. MATERIALES Y MÉTODOS

### 2.1. Datos de distribución de la temperatura y la salinidad

Para la realización del estudio de parámetros generales del comportamiento climático en el Pacífico Colombiano se tomaron los datos de profundidades estándar en los puntos de medición de la grilla establecida para la región de estudio, provenientes de los cruceros oceanográficos efectuados por la Armada Nacional de Colombia, desde 1970 hasta 1996. Todos los datos provienen de la Cuenca del Pacífico Colombiano, ubicada entre los meridianos 77°40'W - 82°00'W y los paralelos 01°30'N - 06°30'N.

Para cada una de las estaciones, se calcularon las características del comportamiento anual de los promedios mensuales de la temperatura y la salinidad. Los valores medios mensuales se determinaron hasta los 500 metros en profundidades estándar (0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 150, 200, 300, 400, 500 metros) debido a que en las demás profundidades los datos iniciales no eran suficientes. La mayoría de los datos de este periodo se obtuvieron de las zonas costeras y centrales. En la zona oceánica del Pacífico Colombiano se encontró muy poca información; en algunas estaciones se registraron datos sólo 2-3 veces.

La cantidad máxima de observaciones en una estación fue de 19 veces lo cual significa que para la determinación de las oscilaciones anuales en un mes del año, se obtendrían no más de 4 observaciones y en otros meses no existirían datos. Esto quiere decir, que los datos que se utilizan para este trabajo sólo nos permiten presentar una aproximación de la distribución anual para la temperatura y la salinidad.

Para superar la falta de información en cada una de las estaciones dentro del periodo de observación (1970–1996), fue necesario realizar la restauración de los datos ausentes.

El cambio anual para la temperatura y la salinidad fue obtenido mediante la utilización del método de restauración por medio de la regresión de polinomio. La regresión polinomial en forma general se expresa de la siguiente manera:

(1) 
$$Y = \sum_{i=0}^m a_i x^i = a_0 + a_1 x + a_2 x^2 + \dots + a_m x^m,$$

donde,

**m** - el nivel del polinomio;

**a<sub>i</sub>** - el coeficiente de regresión.

Para encontrar los coeficientes  $a_0, a_1, \dots, a_m$  se utilizó el método de los cuadrados mínimos.

Con el aumento del grado del polinomio la curva se acercará aún más a los puntos que representan a los datos iniciales, o sea ante  $m = n-1$  (donde  $n$  es la cantidad de puntos iniciales) la curva pasará por cada punto. Graficar un polinomio de este tipo no tiene sentido debido a que simplemente se representarán los mismos datos iniciales sin ningún cambio. En el presente trabajo se utilizó el polinomio de quinto grado, el cual se considera permite describir de la mejor forma las oscilaciones estacionales del año.

### 2.2. Datos de distribución de la precipitación y de dirección y velocidad del viento

La información sobre la distribución de la precipitación, dirección y velocidad del viento, se obtuvieron por Internet, desde el servidor de INGRED para el período desde el Enero de 1940 hasta el Diciembre de 1992.

Los datos de distribución de precipitación son promedios mensuales sobre la superficie del mar, en los puntos de una grilla uniforme de 2.5° por 2.5°. Todos los datos provienen del Océano Pacífico entre meridianos 73°75'W - 86°25'W y paralelos 01°25'S - 11°25'N. En la región del Pacífico Colombiano se incluyen 6 puntos que pueden usarse para análisis de variabilidad de condiciones de las precipitaciones.

Los datos de distribución de la dirección y la velocidad del viento, son promedios mensuales sobre la superficie del mar, en puntos de grilla uniforme de

2° por 2°. Los datos provienen del Océano Pacífico entre meridianos 75°00'W - 85°00'W y paralelos 01°00'S - 11°00'N. En la región de Pacífico Colombiano se incluyen en total 9 puntos de observación de parámetros del viento.

Es necesario anotar, que tanto las observaciones de la precipitación como de la dirección y velocidad del viento en la Cuenca del Pacífico Colombiano se registraron en forma no regular y esporádica. Por lo tanto la distribución de estos parámetros tiene carácter general y no permite un análisis detallado de su variabilidad temporal y espacial.

### 2.3. Datos de los caudales de los ríos

Para el análisis de variabilidad de régimen de la salinidad en la zona costera del Pacífico Colombiano es necesario conocer las fluctuaciones del aporte general del agua dulce desde la costa. En primer término, estos datos deben basarse en la información sobre caudales de todos los ríos de la Cuenca del Pacífico Colombiano. Los caudales deberían determinarse en los deltas de los ríos, para tener en cuenta el volumen del agua que está entrando al mar. De todos los datos obtenidos en el IDEAM, sólo corresponden a esta condición los datos de los caudales del río San Juan, que fueron tomados cerca de la costa, a una altura de 7 metros sobre el nivel del mar. Los datos de los caudales de otros ríos se registraron lejos de la costa, en alturas superiores a 100 metros sobre el nivel del mar y por lo tanto no pueden usarse para este estudio.

Los datos de caudales del río San Juan son promedios mensuales de los valores de éstos, que se registraron en el punto con coordenadas  $\phi = 04^{\circ}18'N$ ,  $\lambda = 77^{\circ}13'W$  para el período desde Enero de 1965 hasta el Diciembre de 1995. La cantidad de promedios mensuales de los caudales varía entre 926 hasta 2069 m<sup>3</sup>/sec.

## 3. METODOLOGÍA DE PREPARACIÓN DE LOS DATOS INICIALES PARA EL ANÁLISIS

En la Cuenca del Pacífico Colombiano, la formación del régimen de la capa superior del océano, está influenciada por la distribución del viento y la precipitación. El ciclo estacional de estos parámetros influencia fuertemente al cambio del régimen de la capa superior del océano. Para el análisis de variabilidad

entreanual de precipitación y los componentes del viento se debe hacer un promedio multianual de estos parámetros en cada punto de observación por cada mes mediante la fórmula:

$$(2) \quad \|\psi_j\| = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \psi_{j_i}$$

$\Psi$  - el parametro de observación (la precipitación y los componentes del viento),

$j$  - número del mes para el cual se hace promediando (de 1 a 12),

$N$  - cantidad de los años de las observaciones.

Promediando así los valores de precipitación y los componentes del viento, se describen los promedios climáticos de variabilidad entreanual de estos parámetros, que permiten determinar cambio de temporadas de acción de estos u otros factores.

El análisis de distribución de la estabilidad vertical de las capas y el cambio vertical de energía en el Pacífico Colombiano fue hecho para los datos de distribución de profundidad de la termoclina. La profundidad de la termoclina se determinó como la profundidad del gradiente vertical máximo de la temperatura, como resultado de la fórmula:

$$(3) \quad h_{max} = h_i + \frac{1}{\gamma_{max}} \cdot \left( \frac{T_{i+1} - T_i}{2} \right)_{max}, \quad \gamma_{max} = \left( \frac{T_{i+1} - T_i}{\Delta z} \right)_{max}$$

donde  $h_{max}$  - la profundidad del gradiente vertical máximo de la temperatura,

$i$  - el número de profundidad estándar,

$\Delta z$  - el grueso de la capa ( $h_{i+1} - h_i$ ).

El cambio de salinidad en la capa superficial del mar en la zona costera del Pacífico Colombiano está influenciada por el cambio de intensidad de los aportes de las desembocaduras de los ríos. Un parámetro de la cantidad de agua dulce que está entrando al mar desde los ríos es el caudal. El análisis de variabilidad de los caudales de los ríos de la costa Colombiana del Océano Pacífico, hecho por el IDEAM, muestra que todos los ríos grandes cambian su caudal durante el año. Por lo tanto, cuando se determina la variabilidad del caudal de un río grande, es

posible hablar del aporte general de los ríos al Pacífico Colombiano.

Para el análisis de variabilidad entreanual del caudal del río San Juan por cada mes, se efectuó un promedio climático (multianual) de su caudal, mediante la fórmula (2). Para el análisis estadístico de variabilidad entreanual de la desembocadura del río San Juan se tuvo en cuenta la desviación estándar la cantidad ( $s_{v_j}$ ) para cada mes bajo la fórmula:

$$(4) \quad \sigma_{v_j} = \pm \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_{j_i} - \|V_j\|)^2}$$

donde  $V_j$  - promedio mensual de caudal,

$\|V_j\|$  - promedio mensual multianual de caudal,

$N$  - cantidad de años de observaciones.

Para el análisis de variabilidad interanual del caudal del río San Juan se calculó el espectro ( $S(\omega)$ ), el cual muestra cómo la dispersión del caudal del río San Juan ( $s_v^2$ ) se distribuye sobre la frecuencia. Al escribir  $\sigma_v^2(\tau)$  como,

$$(5) \quad \sigma_v^2(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) \exp\{j2\pi\omega\tau\} d\tau$$

ó

$$(6) \quad \sigma_v^2(\tau) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left\{ \frac{1}{M} \int_{(i-1)M}^{iM-\tau} V(t)V(t+\tau) dt \right\}, \quad M=N/n$$

donde  $\omega$  - la frecuencia,

$\tau$  - el periodo,

$n$  - longitud de componentes de la fila.

Entonces el espectro  $S(\omega)$  se puede calcular bajo la fórmula:

$$(7) \quad S(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \left(1 - \frac{\tau}{M}\right) \sigma_v^2(\tau) \exp\{-j2\pi\omega_k\tau\} d\tau,$$

$$\text{donde } -\frac{1}{2\Delta} \leq \omega_k \leq \frac{1}{2\Delta}, \quad k = 0, \dots, \left(\frac{N}{2} - 1\right)$$

#### 4. ANÁLISIS TEMPORAL Y ESPACIAL DE LA VARIABILIDAD DE LOS PARÁMETROS HIDROMETEOROLÓGICOS

El cambio de distribución de la temperatura y la salinidad en la Cuenca del Pacífico Colombiano durante un año refleja las peculiaridades generales de los procesos, que existen en esta región.

El proceso principal que influencia la distribución y el cambio de campos termohalinos es el sistema de corrientes en la Cuenca del Pacífico Colombiano. Este sistema se forma bajo la influencia de corrientes principales de la parte tropical oriental del Océano Pacífico (Corriente de Humboldt y Contracorriente Ecuatorial) y el viento. Sobre la intensidad y dirección de corrientes en la Cuenca del Pacífico Colombiano es posible hablar analizando la distribución de la temperatura y la salinidad. Pero este análisis tiene carácter descriptivo, por no contar con datos de observaciones de corrientes.

La variabilidad entreañal de distribución de la temperatura superficial del mar (TSM) se muestra en la Fig. 1. Aquí se somete la evolución entreañal a la distribución del viento.

La Cuenca del Pacífico Colombiano es la región donde se encuentran los Alisios de noreste y de sureste donde está formada la ZCIT. Durante un año la ZCIT se desplaza en el intervalo desde 2° hasta 13° N. La posición más al norte la ocupa en Septiembre y la más al sur - en Marzo. Según el desplazamiento de la ZCIT hay cambio de intensidad y dirección del viento en el Pacífico Colombiano (Fig. 1). Desde Enero hasta Marzo, predomina el viento con dirección desde el norte, lo cual corresponde a la máxima posición sur de la ZCIT. Desde Junio hasta Octubre hay debilitamiento de los Alisios del noreste y en Septiembre su área de influencia y su fuerza son mínimas. En el período desde Junio hasta Noviembre, los Alisios del sureste predominan en la CPC.

Las oscilaciones entreañales de la ZCIT influyen al cambio de intensidad de la Corriente de Humboldt y la Contracorriente Ecuatorial, lo cual produce cambios de distribución de la temperatura. Durante la época de preponderancia de los Alisios del noreste hay la ampliación de la Contracorriente Ecuatorial y se produce un aumento en la TSM. Durante la preponderancia de los Alisios del sureste ocurre una in-

intensificación de la Corriente de Humboldt, que ocasiona la penetración de los aguas frías desde el sur. Durante el cambio de la dirección del viento (Enero y Junio), se observan valores máximos de la temperatura del superficie de mar. La fluctuación entreañal de profundidad de la termoclina (Figs. 2 y 3), está relacionada tanto con el cambio de influencia de los Alisios del norte como los del sur. Desde Junio hasta Diciembre en la Cuenca del Pacífico Colombiano, bajo la acción del viento sur, hay descenso de las masas de agua y hundimiento de la termoclina (Fig. 3). La Termoclina más cercana a la superficie del océano, se observó en Marzo (Fig. 2). Una deshomogeneidad en la distribución de la profundidad de la termoclina, en Enero y Junio en la CPC, muestra que en estos períodos falta homogeneidad en la distribución de estructura dinámica como resultado del sistema de circulación de pequeña escala. Tal circulación puede provenir durante el cambio de la dirección de la corriente principal. En la región estudiada, tal cambio de la dirección de corriente ocurre dos veces al año, conectándose con las fluctuaciones de la ZCIT.

La formación de corrientes en el Pacífico Colombiano ocurre en dos capas, una capa superficial, por encima de la termoclina y una inferior, por debajo del máximo gradiente vertical de la temperatura. Entre ellas hay poca interacción debido al fuerte gradiente que las separa. En Octubre - Noviembre alcanza 5-10° C/m en la parte sur del Pacífico Colombiano y se debilita a 1-3° C/m en la parte norte. En otra temporada no excede de 1° C/m. La ampliación del gradiente de temperatura en la termoclina no permite que se desarrollen procesos de intercambio de energía térmica y cinética. El aumento de profundidad de la termoclina de Junio a Diciembre hasta 90 metros (Fig. 3), cuando ocurre la intensificación de los Alisios del sureste, permite suponer que en la capa de mezcla superior del Pacífico Colombiano, hay la formación de una estructura dinámica más fuerte que en la capa inferior.

Sobre la formación de las corrientes de gradientes en la Cuenca del Pacífico Colombiano influye la variabilidad entreañal de distribución de la salinidad. En la región investigada existen fluctuaciones entreañales de distribución de la salinidad, así como las fluctuaciones de distribución de la temperatura (Fig. 4). A diferencia de la temperatura, los cambios de la salinidad no están conectados con las fluctuaciones de ZCIT. Pero ellos son consecuencia de fluctuaciones de la precipitación y los aportes de los ríos, que están conexión con cambio de dirección de los vientos.

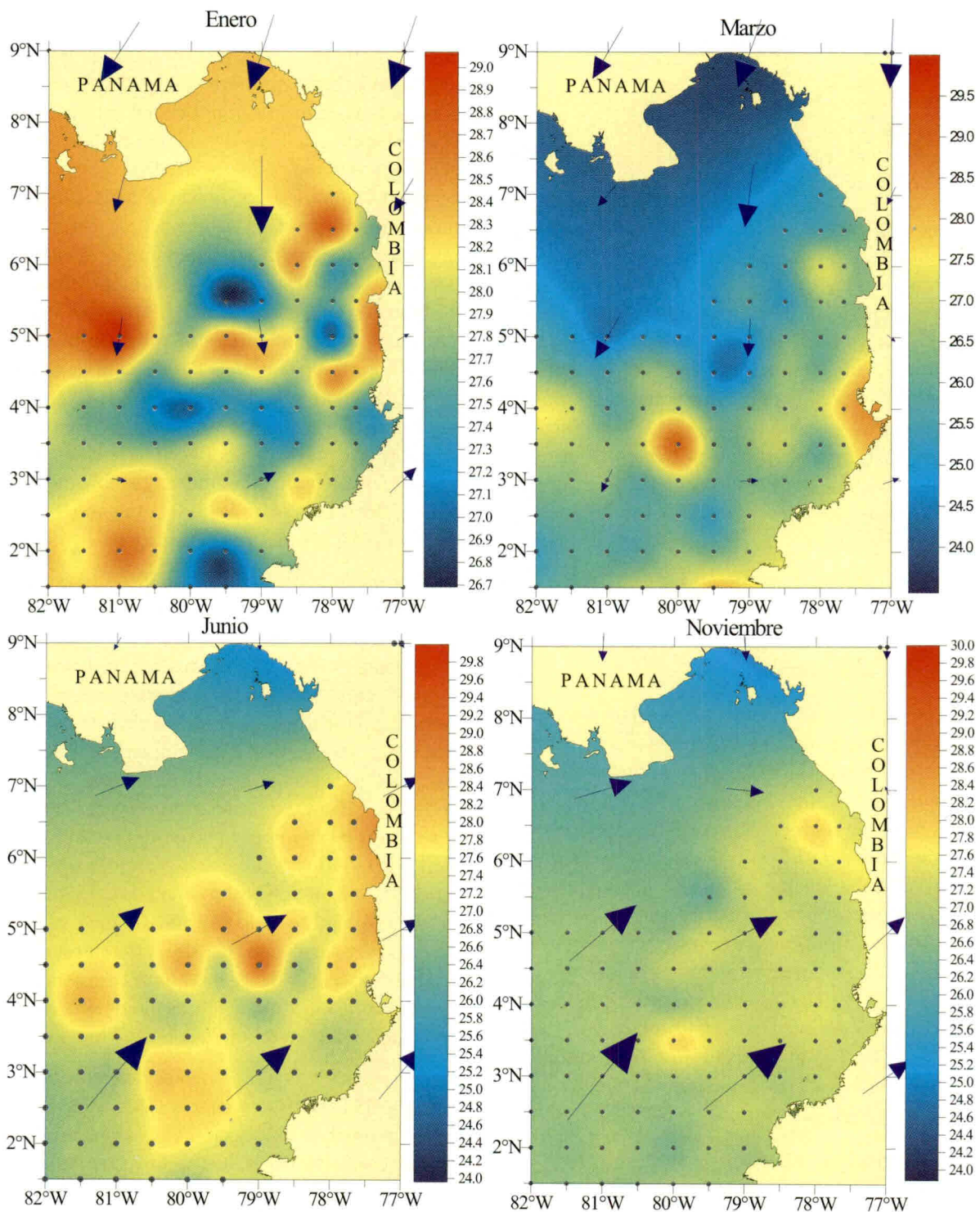


Figura 1: Distribución anual de promedio mensual temperatura superficial del mar y viento en la Cuenca del Pacífico Colombiano.

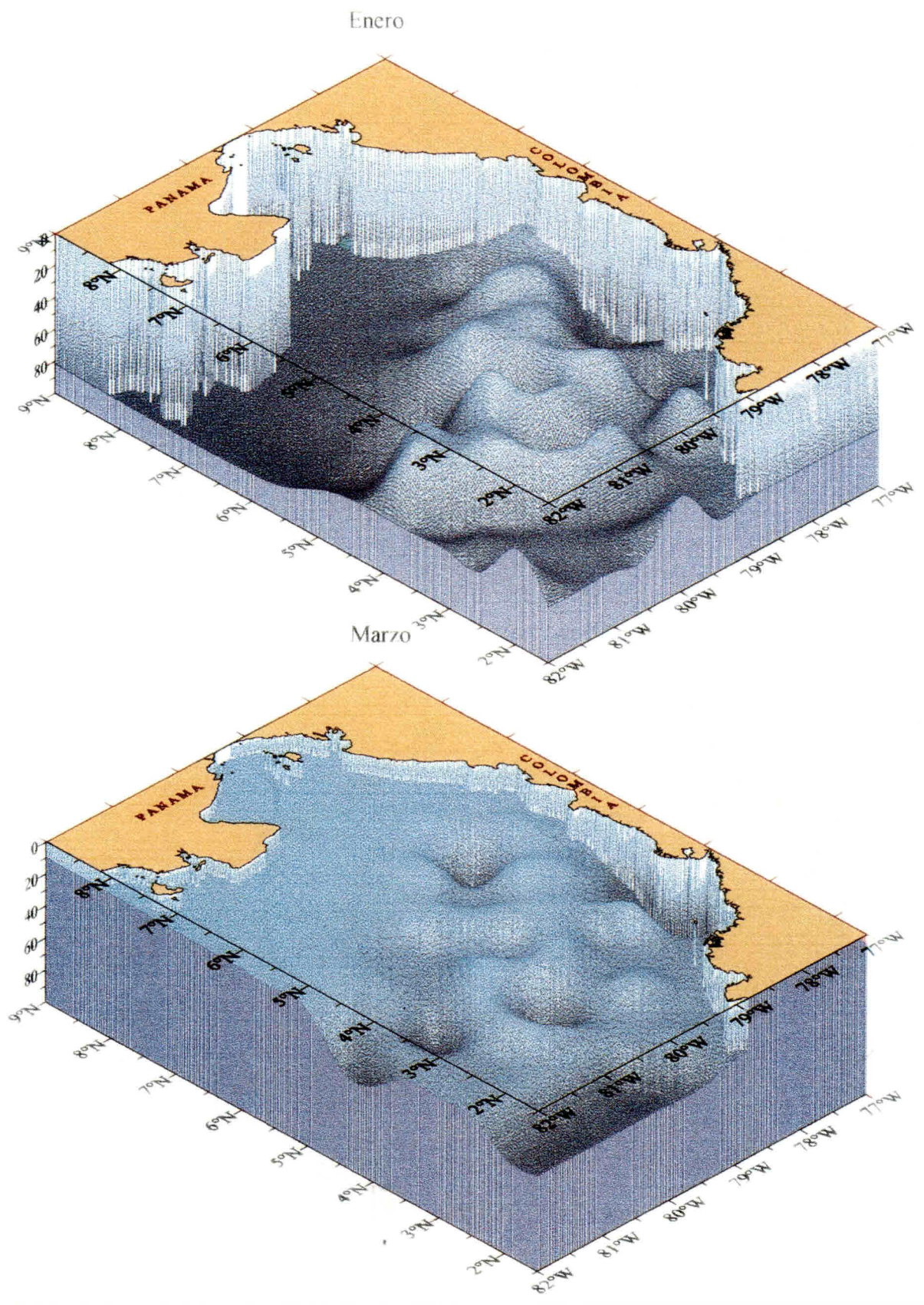


Figura 2: Distribución del promedio mensual de profundidad de la termoclina en Enero y Marzo en la Cuenca del Pacífico Colombiano

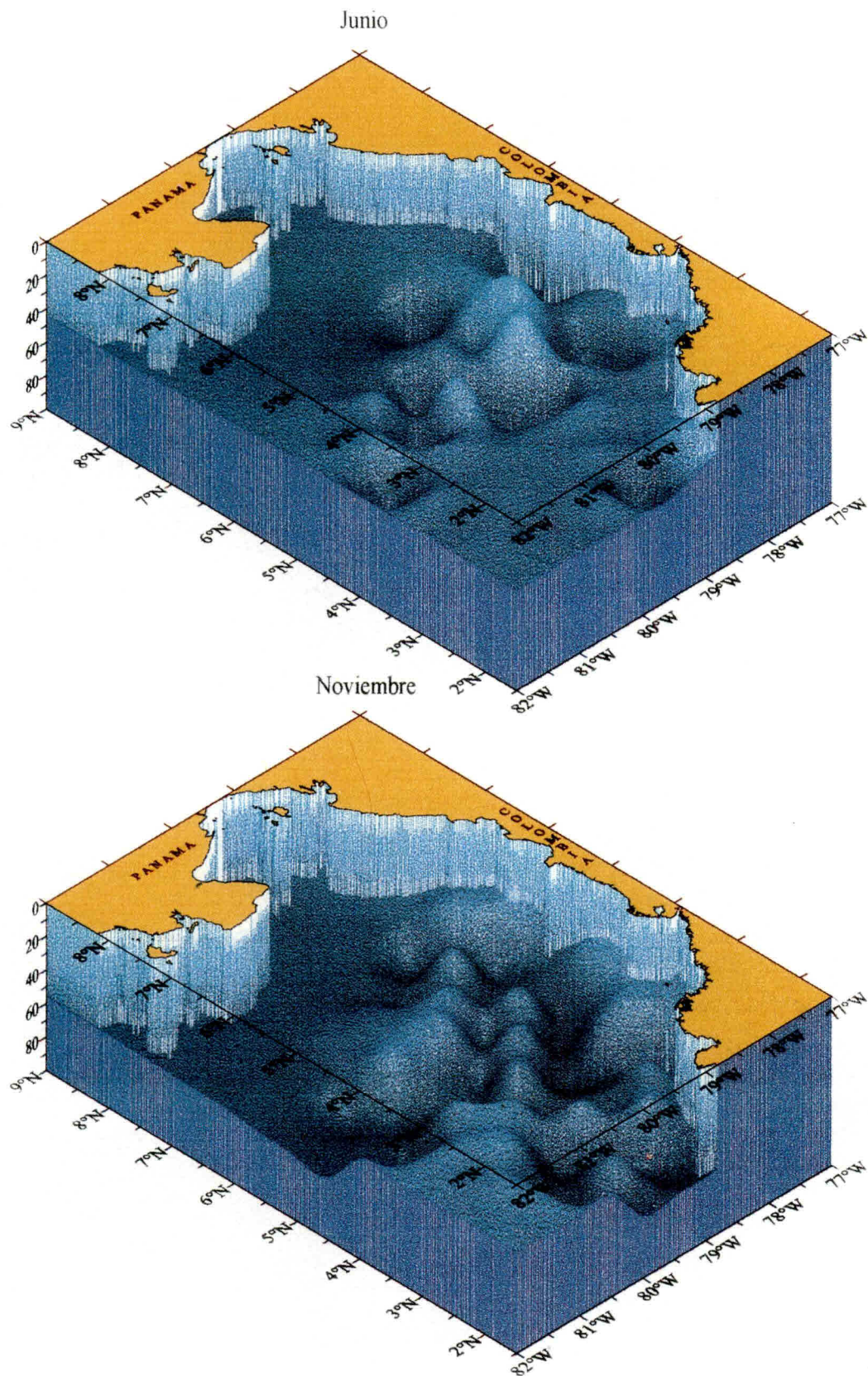


Figura 3: Distribución del promedio mensual de profundidad de la termoclina en Junio y Noviembre en la Cuenca del Pacífico Colombiano



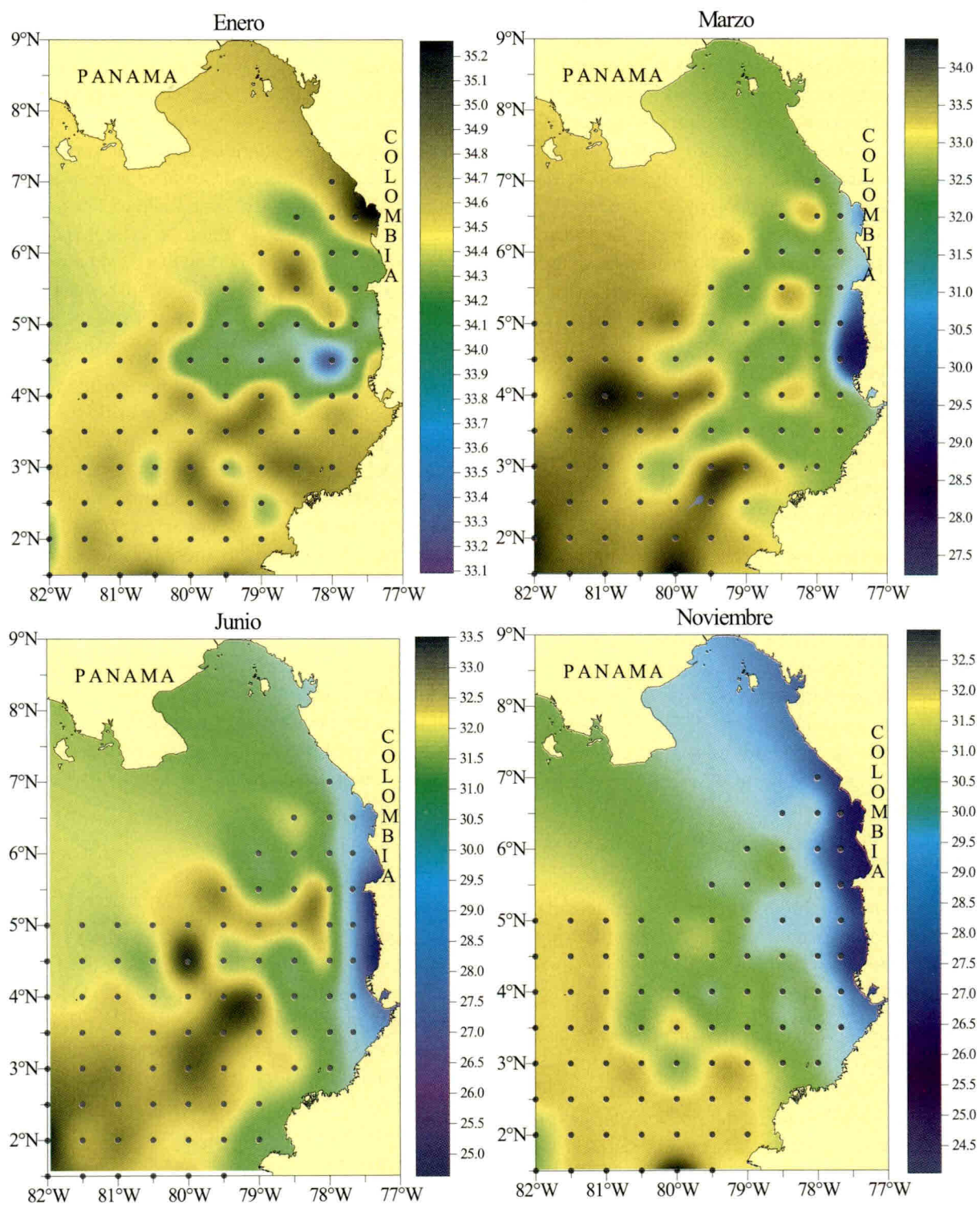


Figura 4: Distribución anual del promedio mensual de salinidad superficial del mar en la Cuenca del Pacífico Colombiano

En Enero el aumento de la salinidad en toda la región del Pacífico Colombiano, es consecuencia de la penetración de aguas oceánicas en la costa de Colombia, de la disminución de la precipitación y del aporte por la desembocadura de los ríos. La disminución de la salinidad en la parte oriental del Pacífico Colombiano en Marzo, está en conexión con el aumento de precipitaciones, aunque el aporte de los ríos en este momento es aún mínimo (Fig. 5). La influencia del aporte de los ríos a la distribución de la salinidad comienza en el período de Mayo - Junio y en el mismo tiempo hay el aumento de las precipitaciones. La influencia máxima de las precipitaciones y el aporte de los ríos se observa en Noviembre. En este período la salinidad en la Cuenca del Pacífico no excede 32‰ y a lo largo de la costa de Colombia la salinidad disminuye hasta 25-28 ‰. La reducción de la salinidad bajo la influencia de precipitaciones y aporte de aguas dulces cambia la distribución vertical de densidad de agua y crea condiciones para el cambio de estructura dinámica cerca a la costa, lo cual es posible observar sobre la figura de distribución de la profundidad de la termoclina (Fig. 3).

La influencia del aporte de los ríos en el cambio de estructura de corrientes en la zona costera del Pacífico Colombiano ocurre no sólo a causa del cambio de densidad del agua. En la región de la desembocadura del río al mar se forma la corriente que se conecta a la intensidad de la corriente del río. La fluctuación entreanual del aporte de los ríos hace fluctuar el sistema de corrientes en la zona costera. Mediante el ejemplo del aporte del río San Juan (Figs. 5, 6 y 7) es posible analizar la influencia de fluctuaciones del caudal del río sobre el régimen oceanográfico de los aguas del Pacífico Colombiano.

El período largo de observaciones del caudal del río San Juan permite hacer un análisis más profundo de sus fluctuaciones entreanual e interanual con ayuda de la matemática estadística.

La fluctuación entreanual del promedio mensual multianual del caudal del río San Juan tiene dos máximos (Fig. 5), uno en Junio y otro en Noviembre. Estos dos máximos del caudal del río San Juan son provocados por el tránsito anual que hace la ZCIT y de la precipitación asociada a ella. La fluctuación del caudal de período de seis meses, puede verse en el diagrama de distribución de densidad espectral (Fig. 6). Sin embargo, la paridad de valores de estos dos máximos no es siempre idéntica. En la Fig. 7 es posible ver, que las fluctuaciones de los máximos en todo

el período de observaciones cambian de amplitudes y fases. Como se observa en las mismas Figuras, 7a y 7b, las oscilaciones de cantidad de caudal del río son periódicas a través del año, mientras que las anomalías son aperiódicas. La anomalía positiva o negativa del caudal puede observarse durante todo el año. Los años con anomalías de caudales se repiten más frecuentemente cada dos y cuatro años y tienen diversa intensidad, permitiendo considerar anomalías del caudal, como la cantidad casual y hacer su análisis espectral. El carácter de variabilidad interanual también puede verse en la curva de valores promedio anuales del caudal del río San Juan. Una muestra que la alternancia de los caudales fuertes y débiles, ocurre con frecuencia de 2 a 4 años y su tendencia multianual del período de 30 años es negativa.

El análisis espectral del caudal del río San Juan permite dar a conocer los períodos generales de sus fluctuaciones. El análisis de distribución de la densidad espectral del caudal muestra que sus fluctuaciones de períodos de 6 meses y 1 año suprimen todas las demás fluctuaciones por su repetición (Fig. 6) y las fluctuaciones de frecuencias menores no sobrepasan el nivel de ruido. Las fluctuaciones de períodos de 6 meses y 1 año son procesos determinísticos y no deben ser tenidos en cuenta al aplicar análisis espectral. Estas frecuencias no están en la distribución de anomalías y el análisis espectral de anomalías muestra que sus fluctuaciones principales tienen períodos de 24 y 48 meses. Estas frecuencias son también generales en fluctuaciones de IOS [Montealegre, Caicedo, 1992, Pabón, Mesa, 1996].

## 5. CONCLUSIONES

Las fluctuaciones de distribución de la temperatura en la Cuenca del Pacífico Colombiano están conectadas con el movimiento anual de la ZCIT. Durante la posición sur de la ZCIT (Marzo) en la región de investigación, se observa el aumento de temperatura superficial del mar y la reducción de profundidad de la termoclina. En Noviembre, la ZCIT se desplaza al norte, lo cual trae la disminución de la TSM y aumento de profundidad de la termoclina.

La fluctuación de distribución de la salinidad depende de las fluctuaciones de intensidad de las precipitaciones y los aportes de los ríos. La distribución de precipitación y de la intensidad del aporte de los ríos igualmente está asociada con los cambios de la ZCIT.

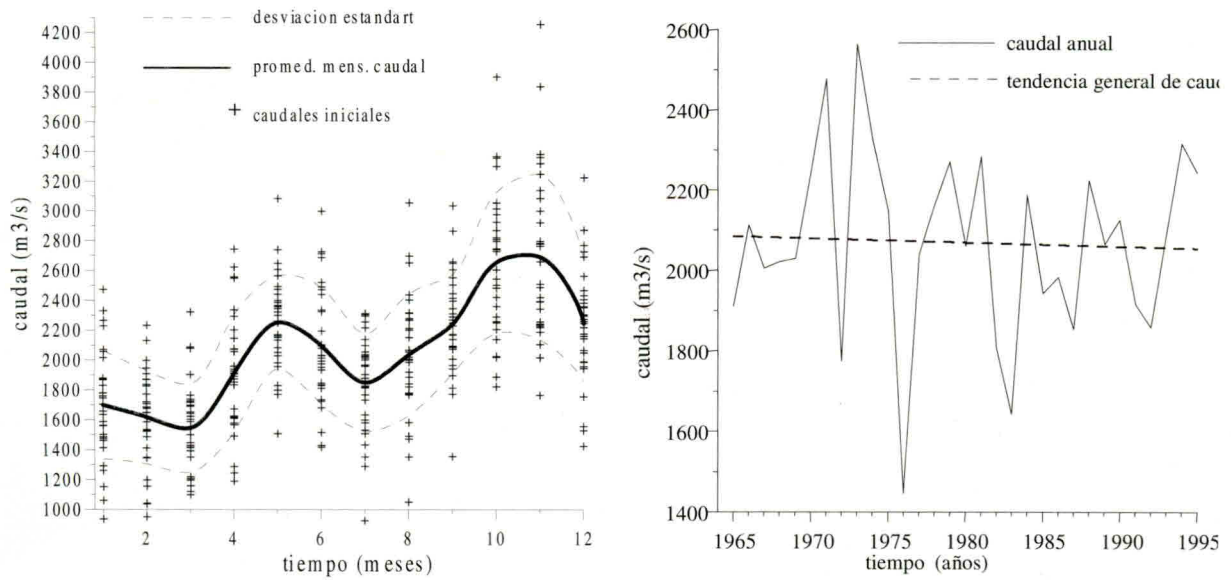


Figura 5: Fluctuaciones mensuales y anuales de caudal del río San Juan

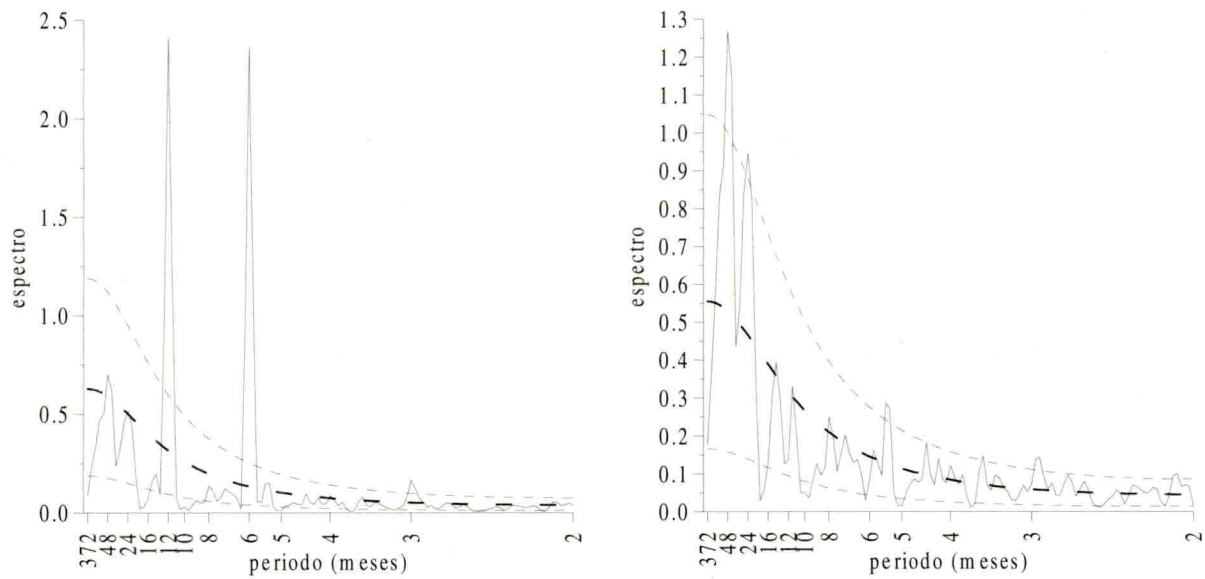


Figura 6: Espectros de caudal y anomalías de caudal del río San Juan

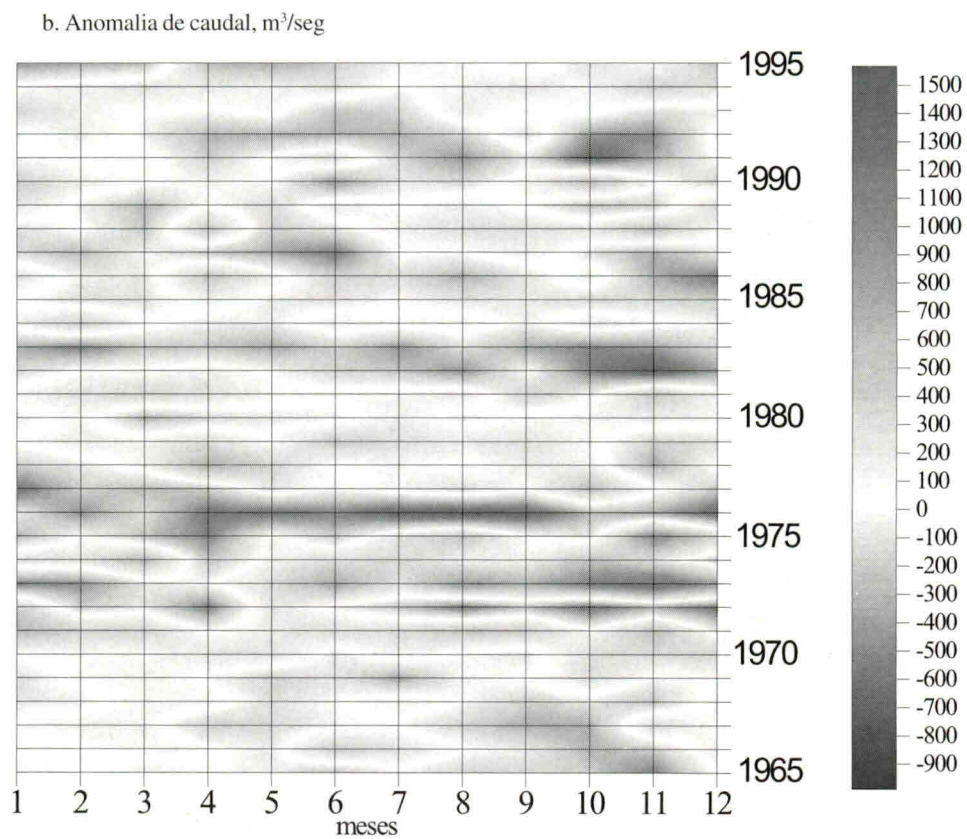
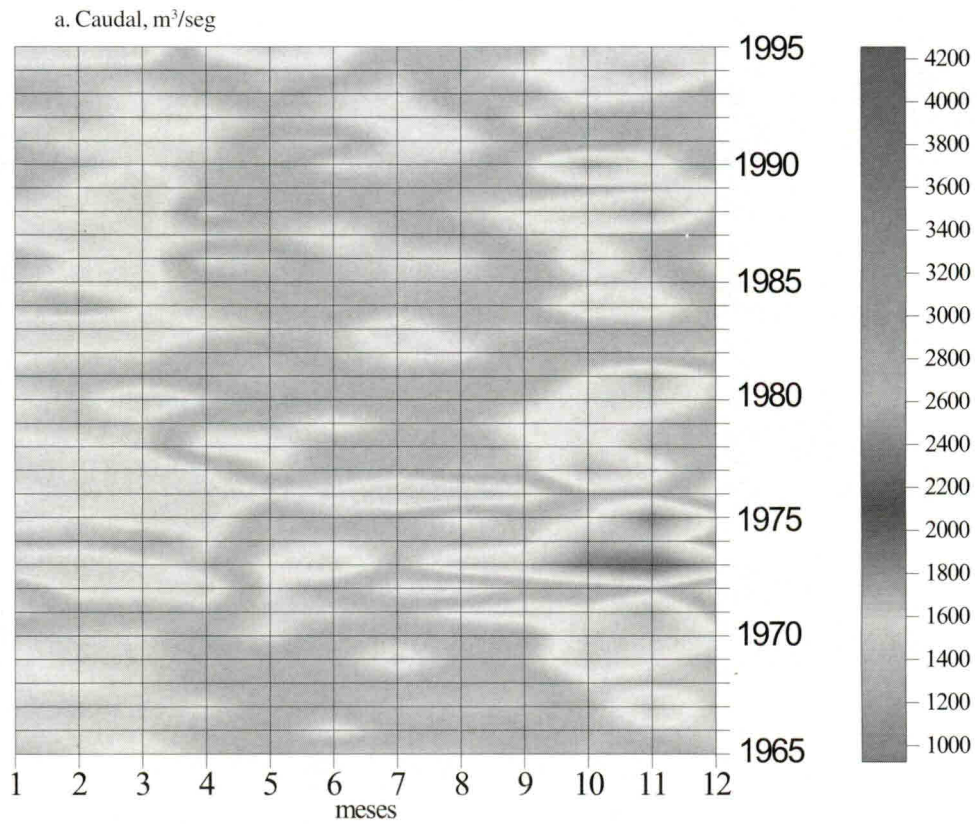


Figura 7: Distribución interanual de caudal (a) y anomalías (b) de caudal del río San Juan

Los valores mínimos de la salinidad en superficie se observan en Noviembre.

Los datos de distribución de la temperatura y la salinidad hechos por el Centro Control Contaminación del Pacífico, sirven como base de investigaciones climáticas de régimen de parámetros oceanográficos en la Cuenca del Pacífico Colombiano, permitiendo cuantificar la variabilidad interanual de diversos procesos termohalinos y dinámicos.

Las observaciones de tiempo a gran escala de los parámetros oceanográficos y meteorológicos, permi-

tirán hacer un análisis complejo estadístico-probabilístico de las fluctuaciones entreanuales e interanuales para dar a conocer los períodos principales de cambios de estos parámetros. Los datos de observaciones de la temperatura y la salinidad en el Pacífico Colombiano que ya existen no son suficientes. Por lo tanto ellos no nos permiten conocer los períodos principales de sus cambios interanuales. La base para el estudio de fluctuaciones de período largo de procesos en la Cuenca del Pacífico Colombiano son los datos de distribución de presión, viento, precipitación y aporte de los ríos.

## Bibliografía

---

BUBNOV, V.A. *Circulación de los aguas de la Zona Ecuatorial del Océano Mundial*. Hidrometeoizdat, Leningrado, 1990, 210 p.

DONOSO MARÍA C., HARRIS J., ENFIELD, D. *Upper Ocean Thermal Structure of the Eastern Tropical Pacific*. NOAA Technical Report ERL 450-AOML36, 1994 USA, 221 p.

GINZBURG, A. *Océano Mundial*. Hidrometeoizdat, Leningrado, 1985, 295 p.

MONTEALEGRE, José Edgar, PABON José Daniel. *Características climáticas relevantes en el noroccidente suramericano durante la ocurrencia de fenómenos el Niño oscilación del sur (ENOS)*. VIII Seminario Nacional de Ciencias y Tecnologías del Mar, 1992, pp. 72-87.

POVEDA Germán, MESA Óscar J. *Las fases extras del fenómeno ENSO (El Niño y La Niña) y su influencia sobre la hidrología de Colombia*. *Ingeniería Hidráulica en México*. Vol. XI, 1, 1996, pp. 21-37.