

Dinámica de mesoescala y capturas de atún aleta amarilla en el Pacífico mexicano

Mesoscale dynamics and yellowfin tuna catches in the Mexican Pacific

Ernesto Torres-Orozco^{1,2}

Armando Trasviña³

Arturo Muhlia-Melo¹

Sofía Ortega-García⁴

¹ Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, S.C.

Apartado postal 128

Mar Bermejo No. 195, Col. Playa Palo de Santa Rita

La Paz, CP 23090, Baja California Sur, México

² Universidad de Colima. Facultad de Ciencias Marinas

Kilómetro 20 carretera Manzanillo-Cihuatlán

Manzanillo, CP 28860, Colima, México

Email: etorres@ucol.mx

³ Oceanografía Física, CICESE - BCS

Miraflores 334 e/Mulegé y La Paz, Fracc. Bella Vista

La Paz, CP 23050, Baja California Sur, México

⁴ Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas-IPN

La Paz, CP 23000, Baja California Sur, México. Becario COFAA.

Recibido en noviembre de 2004; aceptado en julio de 2005

Resumen

Se usaron datos de captura de la pesquería de atún aleta amarilla (AAA) para estudiar la relación entre la variación estacional y espacial del AAA con la presencia/ausencia de estructuras de mesoescala en la entrada al Golfo de California (19°–24°N y 104°–112°W). Las capturas de AAA están distribuidas sobre el talud continental, alrededor de islas y montes submarinos la mayor parte del año. Altas concentraciones de lances ocurren alrededor de las islas Marías y Cabo Corrientes a lo largo del año, particularmente en marzo y junio. En febrero y abril se encontró un flujo de agua caliente (>28°C) con un ancho de 1.5 radios de Rossby (~20.6 km) que cubre toda la plataforma continental fuera de Cabo Corrientes. Su velocidad media es 0.31 m s⁻¹ y se extiende al norte del bajo Roca Corbetera. La interacción con el agua fría genera una zona frontal alrededor de la cual se concentran las capturas de AAA. En contraste, durante marzo se observó una región de surgencia costera con temperatura superficial del mar de 18°C, con un ancho de 3.7 radios de Rossby hacia fuera de la costa y cubriendo 2600 km². Las capturas de AAA ocurren en agua caliente, hacia el norte de la zona de surgencia.

Palabras clave: atún aleta amarilla, Pacífico mexicano, procesos de mesoescala, surgencias.

Abstract

Catch data of the yellowfin tuna (YFT) fishery were used to study the relationship between the seasonal and spatial variations of YFT with or without the presence of mesoscale structures at the entrance to the Gulf of California (19°–24° N, 104°–112° W). The YFT catches were distributed mainly over the continental shelf and around islands and seamounts. High concentration sets of YFT occurred throughout the year around the Marías islands and Cabo Corrientes, particularly in March and June. A warm (>28°C) coastal jet with a width of 1.5 Rossby radius (~20.6 km) was observed off Cabo Corrientes during February and April, covering all the continental shelf off Cabo Corrientes. The jet moved at an average speed of 0.31 m s⁻¹ and extended northwards to the Roca Corbetera seamount. The interaction with cooler water generated a frontal zone around which the YFT catches were concentrated. In contrast, during March the wind field was more favorable for the development of coastal upwelling off Cabo Corrientes. We observed an upwelling region with sea surface temperature of 18°C and an offshore width of about a 3.7 Rossby radius of cold water that covered some 2600 km². The YFT catches occurred in warmer water north of the upwelling zone.

Key words: yellowfin tuna, Mexican Pacific, mesoscale processes, upwelling.

Introducción

El área de estudio se localiza en el Pacífico mexicano, extendiéndose desde Cabo Corrientes hasta el norte de las Islas Mariás (19°–22° N, 105°–107° W; 19°–24° N, 104°–112° W); posee una plataforma continental de 80 km en su extremo norte en el interior del Golfo de California, y que se reduce a unos 18 km al sur de Cabo Corrientes (fig. 1). Los rasgos batimétricos sobresalientes incluyen la presencia de cañones submarinos dentro de Bahía de Banderas y al sur de Cabo Corrientes: el primero (20.4° N) alcanza más de 1000 m de profundidad y se extiende hacia el interior de la Bahía de Banderas, mientras que el segundo es más somero (~400 m de profundidad) y se localiza en 20.1° N; incluye también dos zonas de bajos, El Banco y la Roca Corbetera (fig. 1).

Es una zona interesante para el estudio tanto desde el punto de vista de la oceanografía física como del de la pesquería de atún aleta amarilla (AAA). Varios autores han reportado una gran abundancia de AAA en la entrada al Golfo de California (Allen y Punsly, 1984; Castro-Ortiz y Quiñones-Velásquez, 1987; Muhlia-Melo, 1993; Ortega-García, 1998). Otros estudios señalan que el AAA está en concentraciones comerciales en regiones con temperatura superficial del mar (TSM) de 20°C a 28°C (Laevatus y Rosa, 1963; Blackburn 1965, 1969; Castro-Ortiz y Quiñones-Velásquez, 1987; Ortega-García, 1998) y que su distribución puede estar relacionada con el desplazamiento y distribución de la isoterma de 21°C (Blackburn *et al.*, 1962; Broadhead y Barrett, 1964).

Algunos aspectos dinámicos que caracterizan esta región son la presencia de estructuras de mesoescala tales como giros, filamentos, frentes térmicos y surgencias costeras. Estas últimas son procesos dinámicos cuya intensidad está en función de la fuerza del viento que sopla paralelo a la costa (Colling, 1989). Robinson (1983) y Pichevin *et al.* (1999) han mostrado que los giros tienen un impacto importante sobre el transporte de agua, calor y energía, y por lo tanto en la biología y el clima de una región. La presencia de frentes térmicos en esta región es favorecida por la interacción de masas de agua de distintos orígenes que crean zonas de marcados contrastes hidrográficos (Roden, 1972; Torres-Orozco, 1993; López-Bojórquez, 1996; Lavín *et al.*, 1997; Bernal *et al.*, 2001). De acuerdo con Torres-Orozco (1993), las masas de agua superficiales que interactúan en el área de estudio y que favorecen la formación de zonas frontales son el Agua Superficial Ecuatorial (ASE), la del Golfo de California (AGC) y la masa de agua de la Corriente de California (ACC). La región de estudio también es afectada por señales de alta frecuencia producidas por el paso de tormentas y huracanes (Zamudio *et al.*, 2001) y por la presencia de ondas de Kelvin atrapadas por la costa durante eventos de El Niño (Enfield y Allen, 1983; Spillane *et al.*, 1987). Por lo anterior, en este trabajo se estudio la relación entre la variación estacional y espacial del AAA con la presencia/ausencia de estructuras de mesoescala.

Introduction

The study area is located in the Mexican Pacific and extends from Cabo Corrientes to the north of the Mariás islands (19°–22° N, 105°–107° W; 19°–24° N, 104°–112° W); it has an 80-km-wide continental shelf in its northernmost part, in the Gulf of California, decreasing to some 18 km south of Cabo Corrientes (fig. 1). Among its most notable bathymetric features are the submarine canyons found within Banderas Bay (20.4° N) and to the south of Cabo Corrientes (20.1° N). The first is more than 1000 m deep, while the second is shallower, approximately 400 m in depth. There are also two seamounts in the area: El Banco and Roca Corbetera (fig. 1).

This area is interesting from the standpoint of physical oceanography and the yellowfin tuna (YFT) fishery. Several authors have reported great abundance of YFT at the entrance of the Gulf of California (Allen and Punsly, 1984; Castro-Ortiz and Quiñones-Velásquez, 1987; Muhlia-Melo, 1993; Ortega-García, 1998). Other studies indicate commercial concentrations of YFT occurring in regions where sea surface temperature (SST) is 20–28°C (Laevatus and Rosa, 1963; Blackburn, 1965, 1969; Castro-Ortiz and Quiñones-Velásquez, 1987; Ortega-García, 1998) and that the distribution of this resource is related to the displacement and distribution of the 21°C isotherm (Blackburn *et al.*, 1962; Broadhead and Barrett, 1964).

This region is characterized by the presence of mesoscale structures like eddies, filaments, thermal fronts and coastal upwelling. Upwelling is a dynamic process, its intensity being related to the strength of the alongshore wind (Colling, 1989). Robinson (1983) and Pichevin *et al.* (1999) have shown that

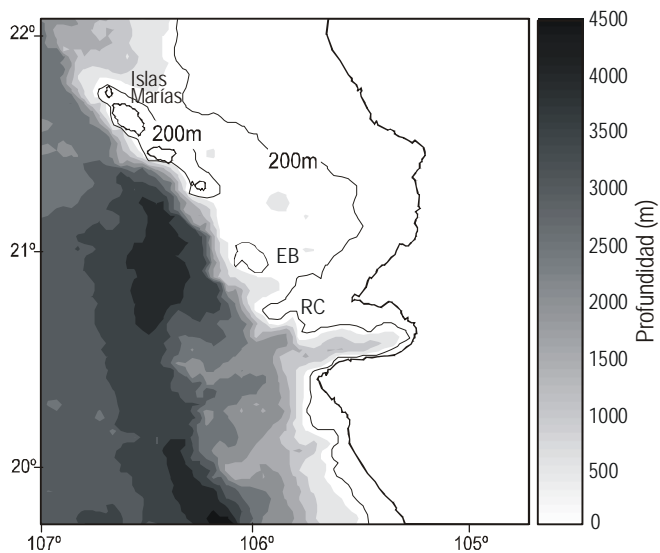


Figura 1. Batimetría de la región de Cabo Corrientes y las Islas Mariás. Se indica la posición de dos zonas de bajos: El Banco (EB) y Roca Corbetera (RC).

Figure 1. Bathymetry of the region of Cabo Corrientes and the Mariás islands. The position of the two seamounts is indicated: El Banco (EB) and Roca Corbetera (RC).

Materiales y métodos

Datos

Los datos de captura de atún aleta amarilla fueron extraídos de la base de datos del proyecto ATÚN-CICIMAR del Centro de Investigación Interdisciplinario de Ciencias Marinas del Instituto Politécnico Nacional en La Paz, Baja California Sur. Los datos usados en este estudio incluyen capacidad de acarreo, captura por especie, y posición y tipo de lance para el periodo 1990–1999 y 2003.

También se utilizaron imágenes de satélite de TSM de infrarrojo de alta resolución (AVHRR) que fueron obtenidas a través de la estación del Centro de Investigación y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) en La Paz. Para el análisis de esta información se usó el concepto conocido en inglés como *satellite feature tracking* que se basa en identificar un patrón o característica particular en imágenes satelitales, por ejemplo la TSM. Este concepto supone que la TSM sirve como trazador pasivo con características conservativas y supone, además, un movimiento puramente advectivo de las estructuras definidas para el estudio de corrientes superficiales (Breaker *et al.*, 1994).

Estandarización del esfuerzo pesquero

Para obtener la captura por unidad de esfuerzo (CPUE) se hicieron las siguientes suposiciones: (a) el esfuerzo de pesca de la flota atunera mexicana de cerco fue dirigido hacia el AAA; y (b) la CPUE es un buen indicador de la abundancia relativa de AAA. En este trabajo se usa CPUE como una estimación de la abundancia relativa de AAA, como ha sido usada en diversas otras pesquerías (Shimada y Shaefer, 1956; Gulland, 1964; Large, 1992; Kimura y Zenger, 1997; Fréon y Misund, 1999).

La estandarización del esfuerzo pesquero se realizó siguiendo la metodología de Ortega-García y Muhlia-Melo (1992) y Trigueros-Salmerón y Ortega-García (2000). La CPUE fue estandarizada usando la capacidad de acarreo de las diferentes embarcaciones, considerando cada lance como unidad de esfuerzo. Para obtener la CPUE se realizó un análisis de varianza de la capacidad de acarreo de los barcos cerqueros para el periodo de estudio. Los resultados mostraron dos clases de barcos significativamente diferentes ($F_{(1, 11688)} = 395.84$; $P < 0.05$). La clase 1 corresponde a barcos de 680 toneladas métricas (tm) o menor capacidad de acarreo, mientras que en la segunda están los barcos de más de 680 tm.

La CPUE fue estimada como:

$$CPUE_i = \frac{C_i}{N} \quad (1)$$

donde $CPUE_i$ es la captura por unidad de esfuerzo nominal para el i ésimo lance y N es el esfuerzo nominal.

eddies have an important effect on heat, energy and water transport and, therefore, on a region's biology and climate. The occurrence of thermal fronts in this region is favoured by the interaction of different water masses that create markedly different hydrographic zones (Roden, 1972; Torres-Orozco, 1993; López-Bojórquez, 1996; Lavín *et al.*, 1997; Bernal *et al.*, 2001). According to Torres-Orozco (1993), the surface water masses that interact in the area, favouring the formation of thermal fronts, are Equatorial Surface Water (ESW), the Gulf of California Water (GCW) and the California Current Water (CCW). The study area is also influenced by high-frequency signals produced by passing storms and hurricanes (Zamudio *et al.*, 2001) and by the presence of coastally-trapped Kelvin waves during El Niño events (Enfield and Allen, 1983; Spillane *et al.*, 1987). This study therefore aims to study the relationship between the seasonal and spatial variations of YFT with or without the presence of mesoscale structures.

Material and methods

Data

The YFT catch data were obtained from the database compiled by the ATÚN-CICIMAR project at the Interdisciplinary Research Center of the National Polytechnic Institute in La Paz, Baja California Sur (Mexico). The data used in this study included carrying capacity, catch per species, position and type of set for the period 1990–1999 and 2003.

Satellite-derived SST images from the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) were also used. They were obtained through the La Paz station of the Center for Scientific Research and Higher Education of Ensenada (CICESE). This information was analyzed using the satellite feature tracking method, which consists of identifying a pattern or particular characteristic in satellite imagery, for example SST. This method assumes that SST serves as a passive tracer with conservative characteristics, as well as a purely advective movement of the structures defined for the study of surface currents (Breaker *et al.*, 1994).

Standardization of fishing effort

The following assumptions were made to obtain catch per unit effort (CPUE): (a) the fishing effort of the Mexican tuna fleet was directed at YFT, and (b) CPUE is a good index of the relative abundance of YFT. In this work, CPUE is used as a measure of the relative abundance of YFT, as has been done in other fisheries (Shimada and Shaefer, 1956; Gulland, 1964; Large, 1992; Kimura and Zenger, 1997; Fréon and Misund, 1999).

Fishing effort was standardized following the methodology of Ortega-García and Muhlia-Melo (1992) and Trigueros-Salmerón and Ortega-García (2000), and CPUE was standardized based on the carrying capacity of different vessels, considering each set a unit of effort. To obtain CPUEs, an analysis of variance was performed on the carrying capacity of

El poder de pesca (P) para cada clase de barco ($k = 1, 2$) fue determinado como:

$$P_k = \frac{CPUE_k}{CPUE_2} \quad (2)$$

donde $CPUE_k$ corresponde al valor promedio de la captura por unidad de esfuerzo de los barcos clase k (clase 1 y clase 2), en el periodo de 10 años.

El esfuerzo estandarizado (E) fue obtenido multiplicando el poder de pesca (P) por el esfuerzo nominal (N):

$$E_k = P_k \times N \quad (3)$$

Finalmente, la CPUE estandarizada se obtiene a partir de la ecuación 4:

$$CPUES_{ik} = \frac{CPUE_i}{E_k} \quad (4)$$

El esfuerzo del viento (τ) en $N\ m^{-2}$ fue estimado con datos de viento de satélite obtenidos del escaterómetro SeaWinds de NASA/JPL a bordo del satélite QuikSCAT, con una resolución horizontal de 25 km, mediante las fórmulas siguientes (Gill, 1982):

$$\begin{aligned} \tau_x^s &= \rho \times C_{Dx} \times U \\ \tau_y^s &= \rho \times C_{Dx} \times V \end{aligned} \quad (5)$$

siendo $\rho = 1.225\ kg\ m^{-3}$ la densidad del aire, U y V las componentes x y y de la velocidad del viento en $m\ s^{-1}$, y C_{Dx} y C_{Dy} los coeficientes de arrastre en la dirección x y y , respectivamente. Este coeficiente depende de la velocidad del viento y fue calculado con las fórmulas 6 (Wu, 1982):

$$\begin{aligned} C_{Dx} &= (0.8 + 0.065 \times U) \times 10^{-3} \\ C_{Dy} &= (0.8 + 0.065 \times V) \times 10^{-3} \end{aligned} \quad (6)$$

El esfuerzo del viento sobre la superficie del mar no sólo causa un movimiento horizontal del agua, sino también genera movimientos verticales. La velocidad vertical (o de bombeo) de Ekman (w_E) es función del rotacional del esfuerzo del viento en la superficie y fue estimada a partir de la ecuación 7 (Gill, 1982).

$$w_E = \frac{1}{\rho f} \left(\frac{\partial \tau_y^s}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x^s}{\partial y} \right) \quad (7)$$

con $f = 2\ \Omega\ \sin\ \phi$ (fuerza de Coriolis, s^{-1}), $\Omega = 7.29 \times 10^{-5}\ s^{-1}$ (velocidad angular de la Tierra) y ϕ la latitud. La ecuación 7

the purse seiners for the entire period. The results showed two significantly different classes of vessels ($F_{(1, 11688)} = 395.84$; $P < 0.05$): class 1 corresponds to vessels of 680 metric tons (Mt) or less carrying capacity and class 2 to vessels of more than 680 Mt.

The CPUE was estimated as follows:

$$CPUE_i = \frac{C_i}{N} \quad (1)$$

where $CPUE_i$ is the nominal CPUE for the i th set and N is the nominal effort.

Fishing power (P) for each class of vessel ($k = 1, 2$) was determined as:

$$P_k = \frac{CPUE_k}{CPUE_2} \quad (2)$$

where $CPUE_k$ is the mean CPUE value of the boats of class k (class 1 and class 2) in the ten-year period.

Standardized effort (E) was obtained by multiplying fishing power (P) by nominal effort (N):

$$E_k = P_k \times N \quad (3)$$

Finally, standardized CPUE was obtained using the following formula:

$$CPUES_{ik} = \frac{CPUE_i}{E_k} \quad (4)$$

Wind stress (τ), in $N\ m^{-2}$, was estimated using wind data collected by NASA/JPL's SeaWinds scatterometer aboard the QuikSCAT satellite, with a horizontal resolution of 25 km, according to the following formulae (Gill, 1982):

$$\begin{aligned} \tau_x^s &= \rho \times C_{Dx} \times U \\ \tau_y^s &= \rho \times C_{Dx} \times V \end{aligned} \quad (5)$$

where air density = $1.225\ kg\ m^{-3}$, U and V are the components x and y of wind speed in $m\ s^{-1}$, and C_{Dx} and C_{Dy} the drag coefficients in the direction x and y , respectively. This coefficient depends on wind velocity and was calculated as follows (Wu, 1982):

$$\begin{aligned} C_{Dx} &= (0.8 + 0.065 \times U) \times 10^{-3} \\ C_{Dy} &= (0.8 + 0.065 \times V) \times 10^{-3} \end{aligned} \quad (6)$$

Wind stress on the sea surface generates both horizontal and vertical water movements. The Ekman pumping velocity

indica que donde el rotacional del esfuerzo del viento es positivo o negativo, la velocidad de bombeo de Ekman produce surgencia o hundimiento, respectivamente. Las derivadas parciales (en N m^{-3}) en la ecuación 7 fueron calculadas numéricamente con el método de diferencias finitas, con $\delta x = \delta y = 25,000$ m. Esta distancia corresponde a la resolución espacial de los datos de viento de QuikSCAT.

Para determinar las inestabilidades del frente de surgencia se usaron los resultados de Narimousa y Maxworthy (1989), quienes obtuvieron un criterio empírico que permite distinguir si éstas se deben a interacciones topográficas. Ellos consideran que esto es cierto cuando el parámetro de control θ^* (ec. 8) es menor que 6.

$$\theta^* = \frac{g'H_o}{U^* f \lambda_s} \quad (8)$$

en donde g' es la gravedad reducida, H_o el espesor de la capa superior, U^* la velocidad friccional superficial ($0.1U$), f el parámetro de Coriolis ($2 \Omega \sin \phi$) y λ_s el ancho no perturbado de la región de surgencia. Fueron realizados varios cálculos usando la ecuación 8 para determinar cuál sería la magnitud de g' que satisface la condición de θ^* menor a 6. Los demás valores de la ecuación 8 son más fáciles de determinar. Se tomó, como primera estimación, un valor de λ_s de un radio baroclínico de Rossby (R_d , 20.6 km) dado que las surgencias ocurren principalmente dentro de una distancia R_d de la costa (Bowden, 1983) y lo que se quiere analizar es la formación de filamentos en el frente de surgencia; H_o corresponde a la profundidad media de la capa de mezcla (25 m), $U^* = 0.15 \text{ m s}^{-1}$ (una fracción del flujo medio) y $f = 5.1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

En el análisis dinámico de la surgencia se hace uso del concepto de vorticidad potencial (ec. 9), la cual es una cantidad dinámica conservativa que relaciona la vorticidad planetaria (f), la vorticidad relativa (V), y el grosor de la columna de agua, o, en un océano estratificado, el grosor de la capa superficial (H_o).

$$P = \frac{(V-f)}{H_o} \quad (9)$$

Resultados

Durante la época de invierno se observan altas concentraciones de AAA entre Cabo Corrientes y las Islas Marías (fig. 2a–c). En enero el AAA se concentra alrededor de los bajos El Banco y la Roca Corbetera y la CPUE máxima es de 166 t/lance con una promedio de 10 t/lance. En febrero hay un incremento tanto en la CPUE como en el número de lances, los cuales se distribuyen desde Cabo Corrientes hasta el extremo norte de las Islas Marías, y la CPUE máxima es de 298 t/lance, con un promedio de 13 t/lance. En enero y febrero el atún se distribuye cercano al quiebre de la plataforma continental (indicado por la isobata de 200 m en la fig. 1). En marzo el atún

(w_E) is a function of the wind stress curl on the surface and was estimated using the following formula (Gill, 1982):

$$w_E = \frac{1}{\rho f} \left(\frac{\partial \tau_y^s}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x^s}{\partial y} \right) \quad (8)$$

where $f = 2 \Omega \sin \phi$ (Coriolis force, s^{-1}), $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Earth's angular velocity) and ϕ is latitude. Equation 7 indicates that where the wind stress curl is positive or negative, the Ekman pumping velocity produces upwelling or downwelling, respectively. The partial derivatives (in N m^{-3}) of equation 7 were calculated numerically using the finite difference method, with $\delta x = \delta y = 25,000$ m. This distance corresponds to the spatial resolution of the QuikSCAT wind data.

The instabilities of the upwelling front were determined based on the empirical criterion obtained by Narimousa and Maxworthy (1989), which allows us to distinguish whether they are due to topographic interactions. According to these authors, this is true when the control parameter θ^* (eq. 8) is less than 6.

$$\theta^* = \frac{g'H_o}{U^* f \lambda_s} \quad (9)$$

where g' is the reduced gravity; H_o , the thickness of the upper layer; U^* , the surface friction velocity ($0.1U$); f , the Coriolis parameter ($2 \Omega \sin \phi$); and λ_s , the unperturbed width of the upwelling zone. Several calculations were made using equation 8 to determine which magnitude of g' would satisfy the condition of $\theta^* < 6$. The other values of equation 8 were easier to determine. As a first estimate, a λ_s value of one baroclinic Rossby radius (R_d , 20.6 km) was used because upwelling occurs mainly within such a distance from the coast (Bowden, 1983) and the aim was to analyze the formation of filaments in the upwelling front; H_o = mean depth of the mixed layer (25 m), $U^* = 0.15 \text{ m s}^{-1}$ (a fraction of the mean flux) and $f = 5.1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

The concept of potential vorticity (eq. 9) is applied in the dynamical analysis of upwelling, consisting of a conservative dynamic quantity that relates planetary vorticity (f), relative velocity (V) and thickness of the water column (H_o):

$$P = \frac{(V-f)}{H_o} \quad (10)$$

Results

During winter, high YFT concentrations were observed between Cabo Corrientes and the Marías islands (fig. 2a–c). In January, YFT concentrated around the El Banco and Roca Corbetera seamounts, and maximum CPUE was 166 t/set, with a mean of 10 t/set. In February, there was an increase in both

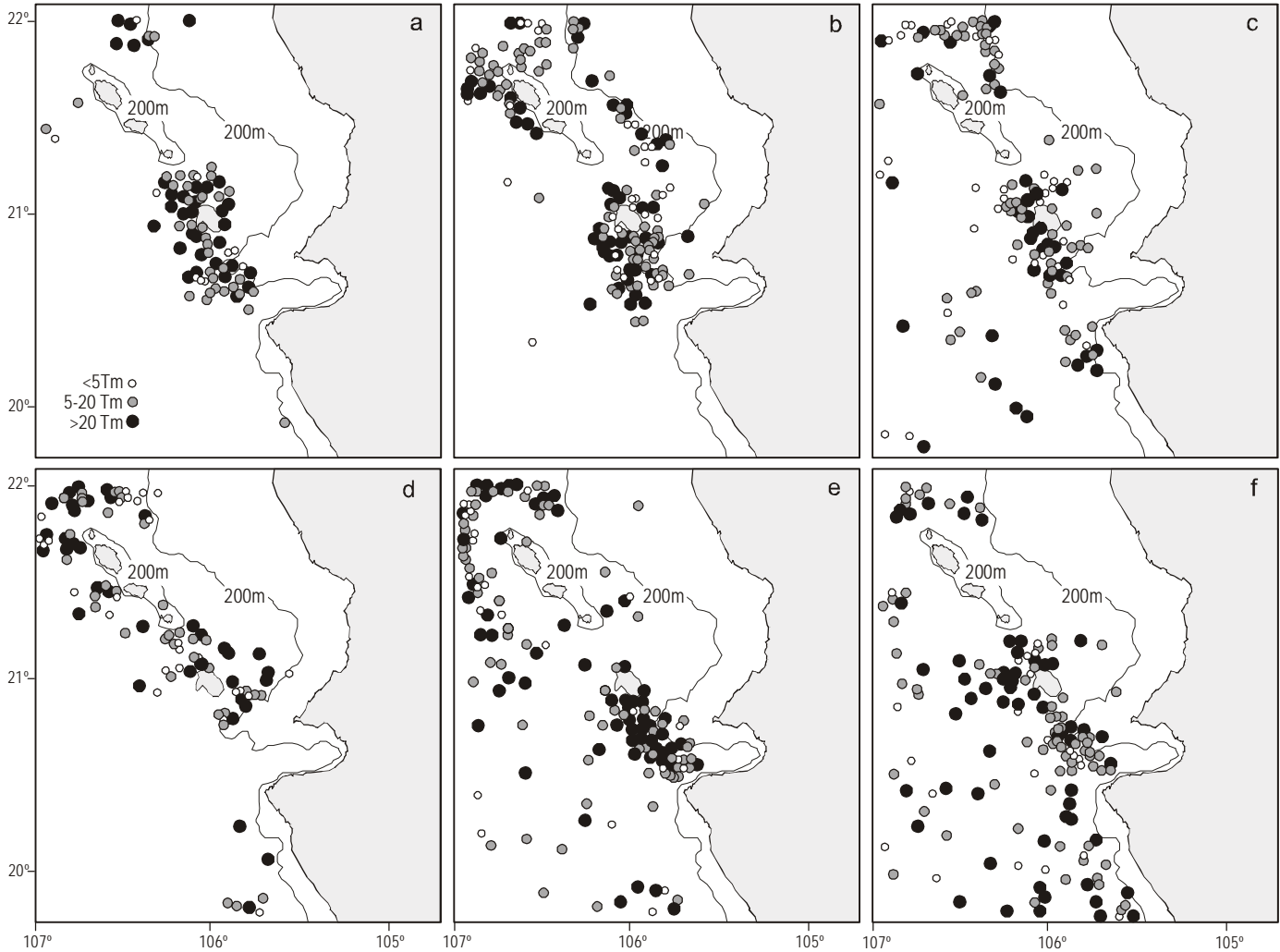


Figura 2. Distribución espacio-temporal de la CPUE (captura por lance) durante el periodo 1990–1999 y en 2003: (a) enero, (b) febrero, (c) marzo, (d) abril, (e) mayo y (f) junio.

Figure 2. Spatio-temporal distribution of the catch per unit effort (catch per set) during the period 1990–1999 and 2003: (a) January, (b) February, (c) March, (d) April, (e) May and (f) June.

se encuentra más cercano a Cabo Corrientes, aun cuando se observan lances dispersos sobre toda el área prevalece la concentración de AAA alrededor de la zona de bajos y en el extremo norte de las Islas Marías. Para marzo la máxima CPUE es de 230 t/lance y la CPUE media es de 11 t/lance.

Entre abril y junio el atún se distribuye en toda el área, pero principalmente entre Cabo Corrientes y las Islas Marías. En abril (fig. 2d) la máxima CPUE es de 300 t/lance y la CPUE media es de 17 t/lance. En mayo se observa nuevamente una gran concentración de lances cerca de Cabo Corrientes (fig. 2e). Más al norte el AAA se distribuye alrededor de las Islas Marías y hacia la región oceánica, lejos de la plataforma continental, aunque en menor cantidad. La CPUE máxima en mayo es de 279 t/lance, con un promedio de 20 t/lance. La distribución espacial del AAA en junio tiene dos puntos de concentración con mayor número de lances entre Cabo Corrientes y el extremo sur de las Islas Marías (fig. 2f). Hacia

the CPUE and number of sets, which were distributed from Cabo Corrientes to the northernmost part of the Marías islands; maximum CPUE was 298 t/set, with a mean of 13 t/set. In January and February, the tuna occurred close to the shelf break (indicated by the 200-m isobath in fig. 1). In March, YFT were found closer to Cabo Corrientes, and even though the sets were dispersed throughout the area, they were concentrated around the seamounts and to the north of the Marías islands. Maximum CPUE in March was 230 t/set, with a mean of 11 t/set.

From April to June, YFT occurred throughout the area, but primarily between Cabo Corrientes and the Marías islands. In April (fig. 2d), maximum CPUE was 300 t/set, with a mean of 17 t/set. In May, a large number of sets were once again concentrated near Cabo Corrientes (fig. 2e). Farther north, YFT were distributed around the Marías islands and towards the oceanic region, far from the continental shelf, but not so

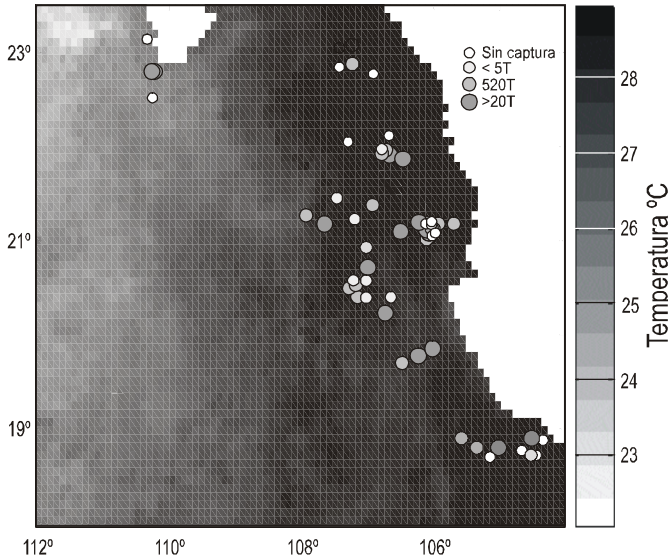


Figura 3. Distribución de atún aleta amarilla y su relación con la temperatura media mensual en junio de 1998.

Figure 3. Distribution of yellowfin tuna and relation to mean monthly temperature in June 1998.

el norte de las islas el número de lances disminuye. Otro factor que favorece la presencia del atún en la región es el desarrollo de un frente térmico afuera de Cabo Corrientes de mayo a junio, el cual se extiende a lo largo de toda la entrada al Golfo de California (fig. 3). Durante este tiempo el atún se localiza sobre el lado cálido del frente, pero no en zonas con TSM superior a 30°C. A diferencia de otros meses, en junio la presencia de atún se incrementa hacia Cabo Corrientes en donde la plataforma continental es más angosta. La CPUE máxima en junio es de 201 t/lance con un promedio de 16 t/lance. Durante otras épocas del año (verano y otoño) la presencia del atún en esta región es mínima o está ausente.

Durante marzo de 2003 se presentaron condiciones de viento favorable para el desarrollo de este tipo de fenómenos. La figura 4a muestra las condiciones de viento en el área de estudio el 18 de marzo de 2003. El viento sopló paralelo a la costa y con dirección hacia el ecuador de manera uniforme en toda el área de estudio. La velocidad máxima es de 12.5 m s⁻¹ y ocurre frente a las costas de Cabo Corrientes, la mínima es de 2.7 m s⁻¹ (afuera de Cabo San Lucas) y la media de 8.4 m s⁻¹. Frente a las costas de Cabo Corrientes la magnitud del viento oscila entre 8 y 12 m s⁻¹, aproximadamente, y con dirección constante a lo largo de la costa. Hacia la parte central del área de estudio la velocidad oscila entre 8 y 10 m s⁻¹.

El rotacional del esfuerzo del viento (ec. 7) asociado a las condiciones del 18 de marzo fue positivo frente a las costas de Cabo Corrientes (fig. 4b). La forma de las isolíneas de la velocidad del bombeo de Ekman (w_E) corresponde a una lengüeta que se extiende hasta 108°W, su orientación es zonal y está centrada en 19.45°N. La magnitud de w_E aumenta hacia el centro de la lengüeta, en donde la velocidad máxima es mayor a 40 m d⁻¹, en su periferia es de 10 m d⁻¹ y su velocidad media

abundantly. Maximum CPUE in May was 279 t/set, with a mean of 20 t/set. The spatial distribution of YFT in June shows two points of concentration with a greater number of sets between Cabo Corrientes and the southernmost part of the Marías islands (fig. 2f). The number of sets decreased to the north of the islands. Another factor that favoured the presence of tuna in this region was the development of a thermal front off Cabo Corrientes from May to June, which extended throughout the entrance of the Gulf of California (fig. 3). At this time, tuna occurred on the warm side of the front, but not so in areas where SST was greater than 30°C. In contrast to other months, in June the presence of YFT increased towards Cabo Corrientes, where the continental shelf is narrower; max-

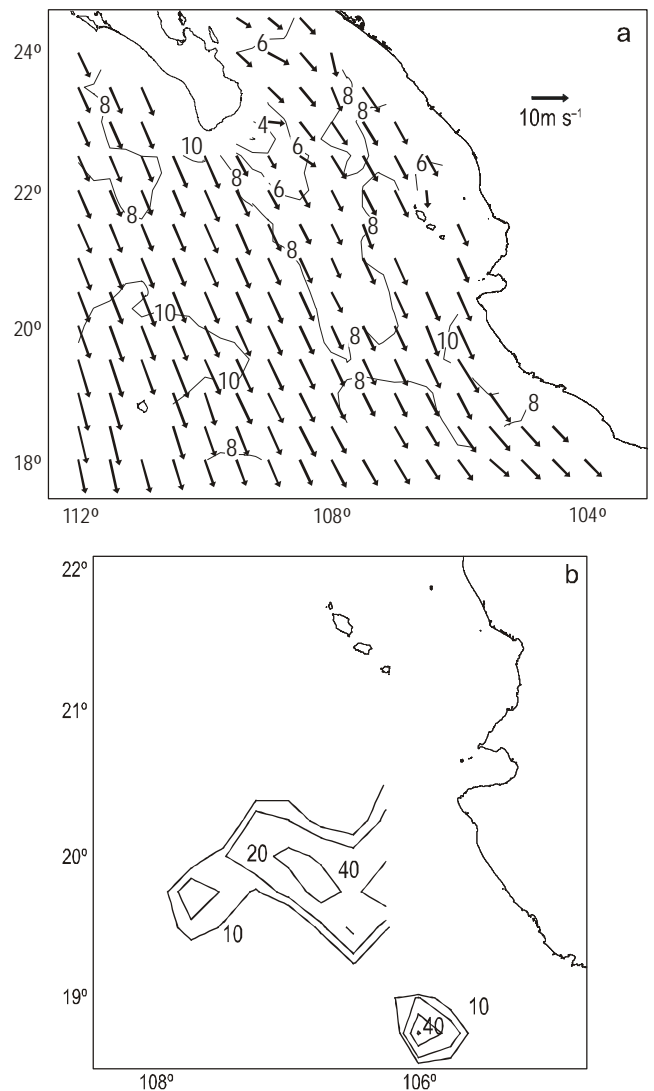


Figura 4. (a) Campo de viento correspondiente al 18 de marzo de 2003 y (b) velocidad del bombeo de Ekman expresada en m d⁻¹. Los datos fueron obtenidos de QuikSCAT.

Figure 4. (a) Wind field corresponding to 18 March 2003 and (b) Ekman pumping velocity expressed in m d⁻¹. The data were obtained from QuikSCAT.

es de 14 m d^{-1} . No se tienen resultados en la costa debido a que QuikSCAT sólo registra vientos sobre el mar, pero el comportamiento comúnmente observado es que el viento disminuye en magnitud sobre tierra, por lo que consecuentemente se esperaría que el rotacional del viento fuera también positivo en la costa.

Las imágenes de satélite de TSM para las mismas fechas (marzo de 2003) muestran la presencia de un evento de surgencia que se extiende a lo largo de la plataforma continental al sur de Cabo Corrientes. Este evento fue detectado en las imágenes de TSM entre el 18 y el 28 de marzo (fig. 5). La TSM asociada a la zona de surgencia es de 18°C . El día 20 la surgencia está confinada a la plataforma continental (fig. 5a), se extiende 27 km hacia fuera de la costa (1.2 Rd) y cubre una superficie de 1440 km^2 en la imagen. Para el 21 de marzo la surgencia cubre una mayor extensión, ocupando entonces un área de 2586 km^2 (fig. 5b), lo que representa un incremento del 80% en relación con el día anterior. Su extensión hacia el mar es de 46 km (2.2 Rd). A medida que la extensión horizontal de la surgencia aumenta se forma un filamento que se observa en la imagen del 23 de marzo (fig. 5c). Ese día alcanza una extensión de 55 km (2.7 Rd), 14 km (0.7 Rd) de ancho y se orienta hacia el suroeste. La superficie ocupada por esta agua fría de la surgencia es de 2658 km^2 .

Respecto a la inestabilidad del frente de surgencia, los resultados obtenidos se muestran en la figura 6. En ella, las líneas a trazos marcan el límite hasta donde el parámetro de control de Narimousa y Maxworthy (1989) es menor que 6, en función de la gravedad reducida. Para el área de estudio se encontró que, bajo condiciones de estratificación en que la gravedad reducida sea menor a 0.037 m s^{-1} , la presencia de un filamento resultará de interacciones topográficas, mientras que

imum CPUE was 201 t/set, with a mean of 16 t/set. During summer and autumn, the presence of YFT in this region was minimal or null.

In March 2003, favourable wind conditions occurred for the development of this type of phenomena. Figure 4a shows the wind conditions in the study area on 18 March 2003. The wind blew uniformly along the shore in an equatorward direction. Maximum wind velocity was 12.5 m s^{-1} off the coast of Cabo Corrientes and minimum was 2.7 m s^{-1} off Cabo San Lucas, with a mean of 8.4 m s^{-1} . Wind magnitude ranged from 8 to 12 m s^{-1} off Cabo Corrientes, with a constant direction along the coast, and from 8 to 10 m s^{-1} towards the central part of the study area.

The wind stress curl (eq. 7) associated with the conditions on 18 March was positive off Cabo Corrientes (fig. 4b). The tongue-shape produced by the Ekman pumping velocity (w_E) isolines extended to 108° W , its orientation was zonal and centered at 19.45° N . The magnitude of w_E increased towards the center of this tongue, where maximum velocity was greater than 40 m d^{-1} ; in its periphery it was 10 m d^{-1} and the mean velocity was 14 m d^{-1} . Data are not available for the coast because QuikSCAT only records winds over the sea; however, the commonly observed behaviour is that winds decrease in magnitude over land, so one would also expect the wind curl to be positive on the coast.

The SST images for the same dates show the occurrence of an upwelling event from 18 to 28 March 2003 that extends along the continental shelf to the south of Cabo Corrientes (fig. 5). The SST associated with this upwelling zone is 18°C . On 20 March the upwelling is confined to the continental shelf (fig. 5a), extending 27 km off the coast (1.2 Rd) and covering an area of 1440 km^2 . By 21 March the upwelling has extended

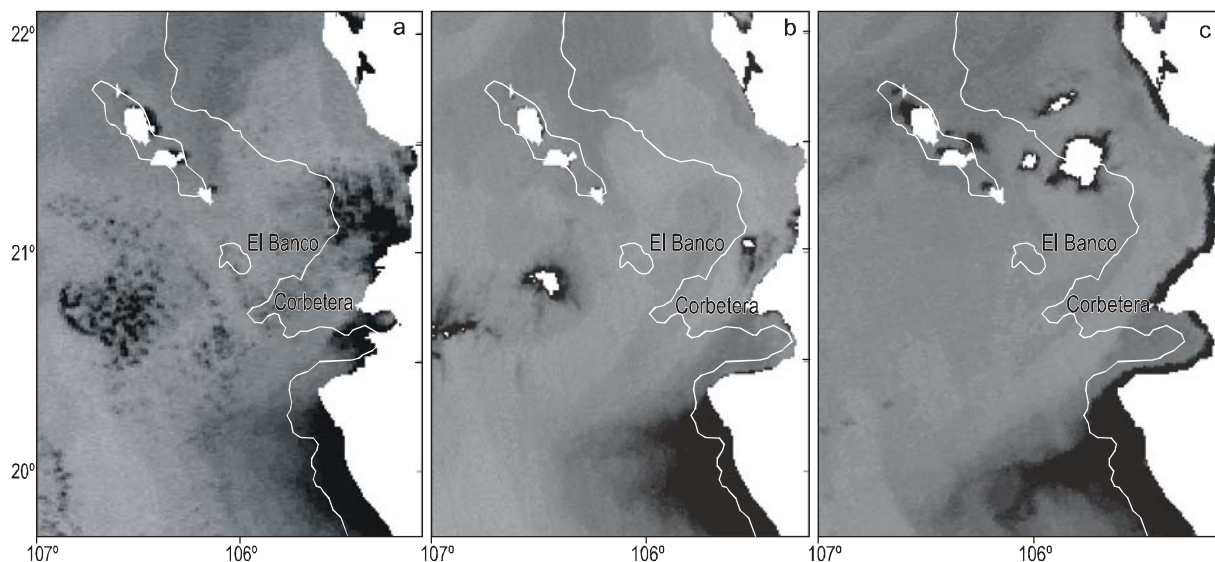


Figura 5. Imágenes de temperatura superficial del mar de alta resolución (AVHRR) que muestran el desarrollo de un evento de surgencia sobre la región costera de Cabo Corrientes. Las imágenes corresponden al (a) 20, (b) 21 y (c) 23 de marzo de 2003.

Figure 5. High-resolution sea surface temperature imagery (AVHRR) showing the development of an upwelling event over the coastal region of Cabo Corrientes. The images correspond to (a) 20, (b) 21 and (c) 23 March 2003.

para valores mayores de g' el filamento resulta de otras causas, como inestabilidades baroclínicas debidas quizá a cortes laterales en el campo de velocidad.

Discusión

La distribución del AAA a lo largo del talud continental (fig. 2) puede estar relacionada, en parte, a una capa de mezcla somera que favorece la disponibilidad de alimento para el atún, pero también a su vulnerabilidad a la captura con red de cerco.

La presencia de AAA durante el invierno en la región comprendida entre Cabo Corrientes y las Islas Marías coincide con lo reportado por Arenas *et al.* (1992) en el sentido de que la boca del Golfo de California, durante el primer trimestre del año, constituye un área importante para la pesca de atún. Se ha reportado que tanto en invierno como en primavera el AAA se reproduce en estas aguas del Pacífico mexicano (González-Ramírez y Ramírez-Rodríguez, 1989), favorecido por el incremento estacional de la TSM que alcanza valores dentro de los rangos de preferencia del atún (20–28°C) reportados con anterioridad (Laevatus y Rosa, 1963; Blackburn, 1965, 1969; Castro-Ortiz y Quiñones-Velásquez, 1987; Ortega-García, 1998). De acuerdo con Richards y Simmons (1971), Davis *et al.* (1990), Muhlia-Melo (1993) y Boehlert y Mundy (1994), la temperatura mínima de reproducción del AAA es 24°C, de manera que los flujos costeros cálidos favorecen las condiciones para la reproducción del AAA en esta región.

Las condiciones de viento durante marzo favorecieron el desarrollo de la surgencia costera detectada mediante imágenes de satélite de TSM. El atún se distribuyó hacia el norte de la zona de surgencia, cercana a la zona frontal generada por la interacción del agua fría de la surgencia con la de los alrededores (fig. 2c). No se observa AAA dentro de la zona de surgencia debido a que la TSM es menor a 18°C, esto es, por debajo de su límite inferior de preferencia u ocurrencia. Su distribución afuera de Cabo Corrientes coincide con la orientación de filamentos de agua fría que se forman en la zona frontal de la surgencia. Llama la atención que el filamento se desprende sobre el talud y justamente sobre el cañón submarino antes descrito. Tanto la presencia del cañón submarino en el área de estudio (fig. 1) como la topografía costera o las variaciones en el esfuerzo del viento pueden iniciar inestabilidades en la corriente superficial, las cuales pueden crecer y generar giros que interactúan con la región de la surgencia costera y formar filamentos (Haynes *et al.*, 1993). Es posible entonces que el filamento se produzca debido a interacciones batimétricas que modifiquen el balance de vorticidad.

En el análisis del filamento localizado en la zona frontal de la surgencia (fig. 5) se consideró una velocidad de 0.2 m s⁻¹ que fue estimada de la velocidad de traslación del frente de surgencia mediante una secuencia de imágenes de TSM de alta resolución (fig. 5). Se usó un valor de $\lambda_s = 30$ km que fue estimada de imágenes de TSM; H_o fue de 30 m y corresponde con la profundidad media de la capa de mezcla en marzo; y la densidad asociada a las capas superior e inferior fue 24.50 y

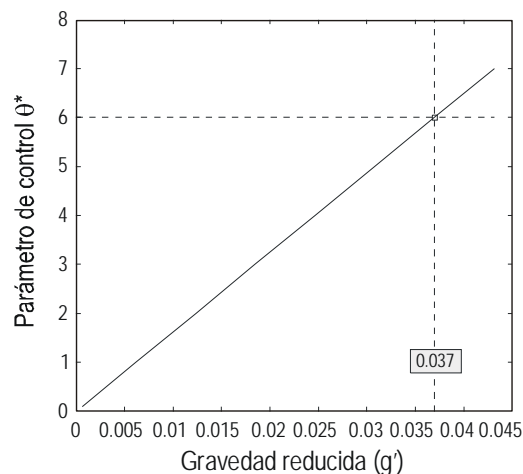


Figura 6. Condición bajo la cual la inestabilidad de un filamento se debe a la interacción con la batimetría. Las líneas a trazos señalan el valor de g' para $\theta^* = 6$.

Figure 6. Condition under which the instability of a filament is due to interaction with the bathymetry. The broken lines indicate the value of reduced gravity for $\theta^* = 6$.

46 km (2.2 Rd) off the coast and now covers an area of 2586 km² (fig. 5b), which represents an increase of 80% relative to the previous day. As the horizontal extension increases, a filament is formed that can be observed on the image for 23 March (fig. 5c). On that day it has an extension of 55 km (2.7 Rd), a width of 14 km (0.7 Rd) and is oriented south-westwards. The area occupied by this cold upwelled water is 2658 km².

The results obtained regarding the instability of the upwelling front are shown in figure 6. The broken lines indicate up to what point the control parameter of Narimousa and Maxworthy (1989) is less than 6, in relation to reduced gravity. For the study area we found that under stratification conditions, when reduced gravity is less than 0.037 m s⁻¹, the filament is formed as a result of topographic interactions, whereas when reduced gravity is above this value, the filament is formed because of other causes, such as baroclinic instabilities probably due to lateral cuts of the velocity field.

Discussion

The distribution of YFT along the continental shelf (fig. 2) may be related not only to a shallow mixing layer that favours the availability of food for this species, but also to its vulnerability to capture by purse seine nets.

The presence of YFT in winter in the area between Cabo Corrientes and the Marías islands coincides with that reported by Arenas *et al.* (1992), in that the mouth of the Gulf of California, during the first three months of the year, constitutes an important tuna fishing area. It has been reported that this species breeds in these waters of the Mexican Pacific in both winter and spring (González-Ramírez and Ramírez-Rodríguez, 1989), favoured by the seasonal increase in SST to values

26.65, respectivamente. Con estos datos se obtuvo un valor de $\theta^* > 6$, lo cual indica que un filamento bajo esas condiciones no resultará por interacciones topográficas en la región, de manera que un posible mecanismo de formación podrían ser inestabilidades baroclínicas. Una fuente de este tipo de inestabilidades son los cortes laterales del campo de velocidad, como ya se mencionó, en este caso quizá inducidos por heterogeneidades en el campo de viento.

Respecto a la vorticidad potencial, si ocurre un cambio en el grosor de la capa superficial, éste se traduce en un cambio en la estratificación. Por el principio de conservación de la vorticidad potencial (ec. 9), ese cambio debe ser compensado por ajustes en la vorticidad planetaria cambiando de latitud, o a través de la vorticidad relativa cambiando de velocidad angular. A medida que la surgencia se desplaza hacia fuera de la costa el espesor de la capa superior (H_o) aumenta. Consecuentemente, para conservar vorticidad potencial es necesario un incremento en la vorticidad relativa (porque no hay cambio de latitud) y esto produce el desprendimiento de parcelas de fluido de la región frontal, en forma de filamentos, y después giros. En la figura 5 se observa que el frente muestra una trayectoria sinuosa lo cual denota la presencia de precursores de giros (meandros) entre las aguas costeras de la surgencia y las aguas superficiales oceánicas.

En síntesis, durante marzo se observa la presencia de surgencias costeras, afuera de Cabo Corrientes, cuya extensión es de 2.2 Rd hacia fuera de la costa y cubren una superficie de 2658 km². Estas surgencias son producidas por el esfuerzo del viento como lo demuestran los resultados del bombeo de Ekman. El agua fría de la surgencia se desplaza hacia fuera de la costa e interacciona con agua más caliente dando como resultado la formación de un frente (fig. 5c). Esta zona frontal rica en nutrientes (Berger, 2002) favorece la presencia de AAA en la región por la disponibilidad de alimento como resultado de fertilización de la capa superficial del océano, localizándose el atún hacia el lado caliente del frente. Este hecho coincide con lo que sucede en otras áreas de surgencia como la del Golfo de Tehuantepec, donde el atún prevalece del lado cálido del frente (Arias-Aréchiga *et al.*, 2004). Además, como lo han señalado varios autores, entre ellos Bowden (1983), la mayoría de las pesquerías importantes en el océano se localizan en regiones de surgencias costeras. También se observa la presencia de un filamento de agua fría que se extiende mar afuera de la zona de surgencias y su extensión es de ~50 km. Su formación, con base en los resultados del parámetro de control θ^* , es producto de inestabilidades baroclínicas como podrían ser fluctuaciones en el esfuerzo del viento. Durante esta época el AAA se distribuye principalmente hacia el extremo norte de Cabo Corrientes, en donde se observa una mayor concentración de este recurso marino. En la región oceánica afuera de la plataforma continental el AAA se distribuye en la periferia de la zona frontal (figs. 2c, 5c), de nuevo, del lado cálido. No se observa AAA dentro de la región de surgencia y su distribución frente a Cabo Corrientes coincide con la

within the range preferred by YFT, of 20–28°C (Laevatus and Rosa, 1963; Blackburn, 1965, 1969; Castro-Ortiz and Quiñones-Velásquez, 1987; Ortega-García, 1998). According to Richards and Simmons (1971), Davis *et al.* (1990), Muhliamelo (1993) and Boehlert and Mundy (1994), the minimum temperature for the reproduction of YFT is 24°C, so the warm coastal fluxes favour their breeding conditions in this region.

The March wind conditions favoured the development of the coastal upwelling detected in the satellite-derived SST images. The tuna occurred to the north of the upwelling zone, near the frontal zone generated by the interaction between the cold upwelled water and the surrounding water (fig. 2c); YFT were not observed within the upwelling zone where SST is lower than 18°C, below their limit of preference or occurrence. The distribution of this species off Cabo Corrientes coincides with the orientation of the cold-water filaments that formed in the frontal upwelling zone. It is interesting to note that the filament spreads over the continental slope and precisely over the previously-described submarine canyon. The presence of the submarine canyon in the study area (fig. 1) as well as the coastal topography or variations in wind stress can initiate instabilities in the surface current, which can grow and generate eddies that interact with the coastal upwelling zone and form filaments (Haynes *et al.*, 1993). It is possible that the filament is produced as a result of bathymetric interactions that modify the vorticity balance.

The analysis of the filament observed in the frontal upwelling zone (fig. 5) considered a speed of 0.2 m s⁻¹, estimated from the translation velocity of the upwelling front using a sequence of high-resolution SST images (fig. 5). A value of $\lambda_s = 30$ km was used, estimated from SST images; H_o was 30 m, corresponding to the mean depth of the mixed layer in March; and the density associated with the upper and lower layers was 24.50 and 26.65, respectively. With these values, a value of $\theta^* > 6$ was obtained, indicating that under these conditions a filament would not be formed as a result of topographic interactions in the region. Baroclinic instabilities constitute a possible mechanism for its formation. Lateral cuts of the velocity field are a source of this type of instabilities, in this case induced by heterogeneities in the wind field.

Regarding potential vorticity, a change in the thickness of the surface layer means a change in stratification. To conserve potential vorticity (eq. 9), that change must be compensated by adjustments in the planetary vorticity through a change in latitude, or by relative vorticity through a change in angular velocity. As the upwelling spreads offshore, the thickness of the upper layer (H_o) increases. Consequently, to conserve potential vorticity, an increase in relative vorticity is necessary (because there is no change in latitude) and this produces the detachment of parcels of water from the frontal region in the form of filaments and then eddies. Figure 5 shows that the front follows a sinuous trajectory and this suggests the presence of eddy precursors between the coastal upwelling waters and the oceanic surface waters.

orientación del filamento de agua fría que se forma a partir de la surgencia costera.

Conclusiones

La principal contribución de este trabajo consiste en describir los mecanismos de agregación de AAA en una zona especialmente importante de la distribución del recurso, su área de reproducción. Durante las surgencias de primavera, afuera de Cabo Corrientes las capturas de AAA se concentran en la vecindad del frente de surgencia pero en el lado cálido del frente, en rangos de temperatura de 20°C a 25°C. En esas condiciones se espera que la capa superficial mezclada sea más somera que en otras regiones y, por lo tanto, representa una ventaja para la pesca con red de cerco, además de su cercanía a los puertos atuneros más importantes (por ejemplo Mazatlán y Manzanillo). Esta experiencia nos permite recomendar la pesca en esta región en el primer semestre del año, principalmente de invierno a principios de primavera y cuando las temperaturas sean de 20°C a 29°C, con excepción de mayo que es cuando se presenta un máximo de reproducción del AAA, con el fin de permitir que esta se produzca.

Los filamentos que se desprenden de la zona de surgencias modulan la distribución de AAA. De los resultados de los modelos físicos con similaridad dinámica se concluye que los filamentos son seguramente resultado de inestabilidades baroclínicas. La posición de los filamentos no es determinada por interacciones del flujo con la batimetría. Esto sugiere que la manera idónea de predecir el comportamiento dinámico y biológico de esta zona de surgencias no puede evitar el utilizar modelos dinámicos acoplados a modelos biológicos. Un análisis más simple no sería capaz de predecir correctamente el comportamiento de, por ejemplo, una población de atún.

Del análisis de la distribución de capturas sobresalen altos valores alrededor de los bajos como El Banco y la Roca Corbetera. Esto expone una práctica muy conocida, y muy criticada, de los buques atuneros: la captura alrededor de bajos. Esta captura debe ser regulada principalmente porque los bajos se caracterizan por su alta diversidad biológica y por ser refugio de especies de importancia ecológica. El riesgo de capturas incidentales de especies de alto valor ecológico es demasiado alto en estos sitios.

Agradecimientos

El primer autor agradece el apoyo de CONACYT (Reg. 60997) y de la Universidad de Colima, así como a la Unidad La Paz del CICESE. Agradecemos al proyecto ATÚN del CICIMAR-IPN por proporcionar los datos de captura y también el apoyo del proyecto IAI SGPII-066. A.T. es miembro del Sistema Nacional de Investigadores. Agradecemos también el análisis crítico y sugerencias de tres revisores anónimos y del editor científico. Los datos de QuikSCAT/SeaWinds fueron obtenidos del sitio en Internet del Physical Oceanography Distributed Active Archive Center en el Jet

In summary, coastal upwelling occurred off Cabo Corrientes in March and had an offshore extension of 2.2 Rd, covering an area of 2658 km². As shown by the Ekman pumping results, this upwelling was produced by wind stress. The cold upwelled water was transported offshore and interacted with warmer water, resulting in the formation of a front (fig. 5c). This nutrient-rich frontal zone (Berger, 2002) favoured the presence of YFT in the region because of food availability owing to fertilization in the oceanic surface layer. The tuna were observed on the warmer side of the front. This coincides with that reported for other upwelling regions like the Gulf of Tehuantepec, where tuna are also found on the warm side of the front (Arias-Aréchiga *et al.*, 2004). Moreover, as indicated by other authors including Bowden (1983), most of the important fisheries are located in coastal upwelling regions. The presence of an approximately 50-km-long cold-water filament was also observed, extending out to sea from the upwelling zone. Based on the results of the θ^* control parameter, it formed as a result of baroclinic instabilities such as fluctuations in wind stress. At this time of year, YFT were primarily distributed to the north of Cabo Corrientes, where a greater concentration of this marine resource occurs. In the oceanic region off the continental shelf, YFT are distributed in the periphery of the frontal zone (figs. 2c, 5c), also on the warm side. This species was not observed within the upwelling zone and its distribution off Cabo Corrientes coincides with the orientation of the cold-water filament produced by coastal upwelling.

Conclusions

The main objective of this study was to describe the assemblage of YFT in an area that is especially important for its distribution: its breeding area. During spring upwelling, off Cabo Corrientes, YFT were mainly found in the vicinity of the upwelling front, but on the warm side, where temperature ranged from 20°C to 25°C. The mixed surface layer must therefore be shallower than in other regions, thus favouring purse-seine fishing. Another advantage of this area is its proximity to important fishing ports (e.g., Mazatlán and Manzanillo). Fishing in this area is therefore recommendable during the first six months of the year, mainly in winter and early spring, and when temperatures range from 20°C to 29°C, but except in May when maximum reproduction of YFT occurs in the region.

The filaments that separate from the upwelling zone modulate the distribution of YFT. The results obtained from the physical models with dynamic similarity show that the filaments are probably produced as a result of baroclinic instabilities. The position of the filaments is not determined by interactions of the flux with the bathymetry. This suggests that the best way to predict the dynamic and biological behaviour of this upwelling region is to use dynamic models coupled with biological models. A simpler analysis would not predict correctly the behaviour of, for example, a tuna population.

Propulsion Laboratory, California Institute of Technology (<http://podaac.jpl.nasa.gov>).

Referencias

- Allen, R. and Punsly, R. (1984). Catch rates as indices of abundance of yellowfin tuna, *Thunnus albacares*, in the Eastern Pacific Ocean. *Bull. Inter-Am. Trop. Tuna Comm.*, 18(4): 303–79.
- Arenas, P., Hall, M. and Miller, F. (1992). The association of tunas with floating objects and dolphins in the Eastern Pacific Ocean I: Environment and fishing areas. *CIAT*. 55 pp.
- Arias-Aréchiga, J.P., Ortega-García, S. and Trasviña-Castro, A. (2004). Fishing oceanography of the Gulf of Tehuantepec: The case of the yellowfin tuna, *Thunnus albacares*. 55th Annual Tuna Conference, Lake Arrowhead, California, 24–27 May 2004, p. 40.
- Berger, W.H. and Wefer, G. (2002). On the reconstruction of upwelling history: Namibia upwelling in context. *Mar. Geol.*, 180: 3–28.
- Bernal, G., Ripa, P. y Huerquera, J.C. (2001). Variabilidad oceanográfica y climática en el bajo Golfo de California: Influencias del Trópico y Pacífico Norte. *Cienc. Mar.*, 27(4): 595–617.
- Blackburn, M. (1962). An oceanography study of the Gulf of Tehuantepec. *US Fish Wildl. Ser. Sci. Rep. Fish.*, 404: 1–28.
- Blackburn, M. (1965). Oceanography and the ecology of tunas. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 3: 299–322.
- Blackburn, M. (1969). Conditions related to upwellings which determine distribution of tropical tunas off western Baja California. *Fish. Bull.*, 68 (1): 147–176.
- Boehlert, G.W. and Mundy, B.C. (1994). Vertical and onshore-offshore distributional patterns of tuna larvae in relation to physical habitat features. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 107: 1–13.
- Bowden, K.F. (1983). *Physical Oceanography of Coastal Waters*. John Wiley and Sons, New York, NY, 302 pp.
- Breaker, L.C., Krasnopolsky, V.M., Rao, D.B. and Yan, X.H. (1994). The feasibility of estimating ocean surface currents on an operational basis using satellite feature tracking methods. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 75: 2085–2095.
- Broadhead, G.C., and Barrett, I. (1964). Some factors affecting the distribution and apparent abundance of yellowfin and skipjack tuna in the eastern Pacific Ocean. *Bull. I-ATTC*, 8(8):417–473.
- Castro-Ortíz, J.L. y Quiñones-Velásquez, C. (1987). Distribución y abundancia del atún aleta amarilla (*Thunnus albacares*) en relación con la temperatura superficial en el Pacífico nororiental (1983–1985). En: M. Ramírez (ed.), *Memorias del Simposio sobre Investigación en Biología y Oceanografía Pesquera en México*. CICIMAR, La Paz, Baja California Sur, abril de 1987, pp. 21–23.
- Colling, A. (1989). *Ocean Circulation*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 238 pp.
- Davis, T.L.O., Jenkins, G.P. and Young, J.W. (1990). Diel patterns of vertical distribution in larvae of southern bluefin (*Thunnus maccoyii*) and other tuna in the Indian Ocean. *J. Plankton Res.*, 12(6): 1295–1314.
- Enfield, D.B. and Allen, J.S. (1983). The generation and propagation of sea level variability along the Pacific coast of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, 13: 1012–1033.
- Fréon, P. and Misund, O.A. (1999). *Dynamics of Pelagic Fish Distribution and Behaviour: Effects on Fisheries and Stock Assessment*. Blackwell Science, Oxford, 348 pp.
- Gill, A. E. (1982). *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, New York, 662 pp.
- Analysis of the catch distribution data revealed high values around the El Banco and Roca Corbetera seamounts. This exposes a well-known, and highly criticized, practice of tuna boats: fishing around seamounts. This catch must be regulated because seamounts are characterized by their great biological diversity and shelter ecologically important species. The risk of incidental catches of species of high ecological value is too high at these sites.

Acknowledgements

The first author acknowledges the support received from CONACYT (Reg. 60997), the University of Colima and CICESE's La Paz station. We thank the ATÚN project (CICIMAR-IPN) for providing the catch data and the IAI SGPII-066 project for support. A.T. is member of Mexico's National Researcher System. We also thank the three anonymous reviewers and the scientific editor for their critical comments and suggestions. The QuikSCAT/SeaWinds data were obtained from the website of the Physical Oceanography Distributed Active Archive Center at the Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology (<http://podaac.jpl.nasa.gov>).

English translation by Christine Harris.

-
- González-Ramírez, O.G. y Ramírez-Rodríguez, M. (1989). Zonas y épocas de reproducción del atún aleta amarilla *Thunnus albacares* en el Pacífico mexicano. *Invest. Mar. CICIMAR*, 4(2): 201–209.
- Gulland, J.A. (1964). Catch per unit effort as a measure of abundance. *Rapp. P-v Réun. Cons. Int. Explor. Mer*, 155: 8–14.
- Haynes, R. D., Barton, E. D., and Piling, I. (1993). Development, persistence and variability of upwelling filaments off the Atlantic coast of the Iberian Peninsula. *J. Geophys. Res.*, 98(C12): 22681–22692.
- Kimura, D.K. and Zenger, H.H. (1997). Standardizing sablefish (*Anoplopoma fimbria*) long-line survey abundance indices by modeling the log-ratio of paired comparative fishing CPUEs. *ICES J. Mar. Sci.*, 54: 48–59.
- Laevatus, T. and Rosa, H. (1963). Distribution and relative abundance of tunas in relation to their environment. *FAO Fish. Rep.*, 6(3): 1835–1851.
- Large, P.A. (1992). Use of a multiplicative model to estimate relative abundance from commercial CPUE data. *ICES J. Mar. Sci.*, 49: 253–261.
- Lavín, M.F., Beier, E. y Badan, A. (1997). Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual. En: F. Lavín (ed.), *Contribución a la Oceanografía Física en México*. Unión Geofísica Mexicana, Monogr. No. 3, pp. 141–171.
- López-Bojórquez, J.M. (1996). *Hidrografía y dinámica del Pacífico transicional mexicano*. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), México, 98 pp.
- Muhlia-Melo, A. (1993). *Retrospectiva de la pesquería del atún aleta amarilla Thunnus albacares (Bonaterre 1788), el recurso y su administración en México*. Tesis de Doctorado, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 81 pp.

- Narimousa, S., and Maxworthy, T. (1989). Application of a laboratory model to the interpretation of satellite and field observations of coastal upwelling. *Dyn. Atmos. Oceans*, 13: 1–46.
- Ortega-García, S. (1998). Análisis de las fluctuaciones espacio-temporal en la abundancia del atún en el Océano Pacífico oriental. Tesis de Doctorado, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 67 pp.
- Ortega-García, S. y Muhlia-Melo, A. (1992). Análisis del poder relativo de pesca de la flota atunera mexicana de cerco. *Cienc. Mar.*, 18(1): 55–78.
- Pichevin, T., Nof, D. and Lutjeharms, J. (1999). Why are there Agulhas rings? *J. Phys. Oceanogr.*, 29: 693–707.
- Richards, W.J. and Simmons, D.C. (1971). Distribution of tuna larvae (Pisces, Scombridae) in the northwestern Gulf of Guinea and off Sierra Leone. *US Natl. Mar. Fish. Serv. Fish. Bull.*, 6(3): 555–568.
- Robinson, A.R. (ed.) (1983). *Eddies in Marine Science*. Springer-Verlag, Berlin, 609 pp.
- Roden, G.I. (1972). Thermohaline structure and baroclinic flows across the Gulf of California entrance and in the Revillagigedo Island region. *J. Phys. Oceanogr.*, 2(2): 177–183.
- Shimada, B.M. and Shaefer, M.B. (1956). A study of changes in fishing effort, abundance, and yield for yellowfin and skipjack tuna in the eastern tropical Pacific Ocean. *Inter-Am. Trop. Tuna Comm. Bull.*, 1: 351–421.
- Spillane, M.C., Enfield, D.B. and Allen, J.S. (1987). Intraseasonal oscillations in sea level along the west coast of the Americas. *J. Phys. Oceanogr.*, 17: 313–325.
- Torres-Orozco, E. (1993). Análisis volumétrico de las masas de agua del Golfo de California. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Mexico, 80 pp.
- Trigueros-Salmerón, J.A. and Ortega-García S. (2000). Spatial and seasonal variation of relative abundance of the skipjack *Katsuwonus pelamis* (Linnaeus, 1758) in the Eastern Pacific Ocean (EPO) during 1970–1995. *Fish. Res.*, 49: 227–232.
- Wu, J. (1982). Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane. *J. Geophys. Res.* C87: 9704–9706. Document.
- Wyrtki, K. (1966). Oceanography of the eastern equatorial Pacific Ocean. *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, 4: 33–68.
- Zamudio, L., Lonardi, A.P., Meyers, S.D. and O'Brien, J.J. (2001). ENSO and Eddies on the Southwest Coast of Mexico. *J. Geophys. Res.* 28(1): 13–16.