

COMISIÓN INTERAMERICANA DEL ATÚN TROPICAL
COMITÉ CIENTÍFICO ASESOR
SEXTA REUNIÓN

La Jolla, California (EE.UU.)
11-14 de mayo de 2015

DOCUMENTO SAC-06 INF-C

**LAS CONDICIONES OCEANOGRÁFICAS EN EL OPO Y SUS EFECTOS
SOBRE LAS PESQUERÍAS ATUNERAS**

Michael G. Hinton

1. Introducción.....	1
2. Oceanografía en el OPO	1
3. Tendencias históricas de las condiciones oceanográficas.....	10
4. Condiciones oceanográficas actuales y predichas	11
5. Impactos oceanográficos sobre las poblaciones, pesquerías, y gestión atuneras	12
6. Investigaciones actuales.....	16
7. Resumen	19
8. Literatura citada	21

1. INTRODUCCIÓN

El presente informe describe la oceanografía en el Océano Pacífico oriental (OPO), y presenta las tendencias históricas del clima y los regímenes oceánicos y las condiciones actuales. Se comentan las relaciones entre las variaciones en las condiciones oceánicas y los impactos sobre las poblaciones de atunes, y las pesquerías que las aprovechan (IATTC 2014). Se presentan investigaciones en curso que se espera brinden herramientas para mejorar la gestión de los recursos pesqueros en el OPO.

2. OCEANOGRAFÍA EN EL OPO

En la [Figura 1](#) se ilustran las principales corrientes superficiales que forman el sistema de corrientes ecuatoriales. Tres de éstas son la Corriente Ecuatorial del Norte (NEC), la Corriente Ecuatorial del Sur (SEC), y la Contracorriente Ecuatorial del Norte (NECC). La cuarta es la Subcorriente Ecuatorial (EUC) subsuperficial, cuya posición es limitada a la línea ecuatorial (Cromwell 1958). La circulación a gran escala de las corrientes de superficie impulsadas por el viento es mantenida por transferencia de energía a la superficie del océano por los vientos alisios del noroeste y sureste que rodean al mundo entre aproximadamente 30°S y 30°N y que convergen en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), y por los vientos de poniente que ocurren entre los paralelos de 35° y 50° en ambos hemisferios ([Figura 2](#)).

El efecto Coriolis, que es inducido por el efecto de la rotación de la tierra sobre los vientos y las corrientes oceánicas, causa que las corrientes que fluyen hacia el oeste se desvíen a la derecha en el hemisferio norte, y a la izquierda del hemisferio sur.

Vale lo contrario para las corrientes que fluyen al este. Cuando la NEC y SEC alcanzan el litoral occidental de la cuenca del Océano Pacífico, cambian de dirección (de forma consistente con el efecto Coriolis) hacia los polos, creando así las corrientes de Kuroshio y Australiana Oriental, que marcan el límite occidental. La Corriente de Kuroshio, que fluye hacia el norte, se une a la Corriente del Pacífico Norte, que, al

alcanzar el continente norteamericano, se desvía al sur y da lugar a la Corriente de California, que a su vez se une a la NECC en aproximadamente 25°N, completando así el sistema de corrientes que rodea el Giro del Pacífico Norte. La Corriente Australiana Oriental fluye hacia el sur hasta juntarse con la Corriente Circumpolar Antártica (ACC), que fluye hacia el este y que, al alcanzar el continente sudamericano, se divide, y una porción de la misma fluye hacia el norte como la Corriente de Humboldt, encerrando así el Giro del Pacífico Sur.

El efecto del viento sobre las aguas de superficie crea un fenómeno conocido como Transporte de Ekman, que causa que el agua de las corrientes que rodean los giros fluyan hacia el centro de los mismos, alzando así la superficie del mar. Esto causa un afloramiento negativo al ser forzada a descender el agua en los giros.

Las corrientes impulsadas por el viento no están centradas en la línea ecuatorial, debido a la orientación suroriental del litoral del continente americano y la posición de los puntos bajos de las cordilleras de México y Centroamérica (Amador *et al.* 2006), que causan un desplazamiento de los vientos alisios hacia el norte. La velocidad de estas corrientes varía con el fortalecimiento estacional de los vientos alisios durante el invierno septentrional (boreal). La Corriente Ecuatorial del Norte (NEC), situada en aproximadamente 10-15°N, fluye al oeste a unos 20 cm/segundo (0.4 nudos); la Corriente Ecuatorial del Sur (SEC), que sigue la línea ecuatorial entre aproximadamente 7°N y 15°S, fluye al oeste a unos 100 cm/segundo (2 nudos); y la Contracorriente Ecuatorial del Norte (NECC), situada entre la NEC y la SEC en aproximadamente 3°N-10°N, fluye al este a unos 50 cm/segundo (1 nudo). En el interfaz de la NECC y la SEC ocurre un corte de corriente, que resulta de la fricción entre dos corrientes que están en contacto pero que no se desplazan en la misma dirección o a la

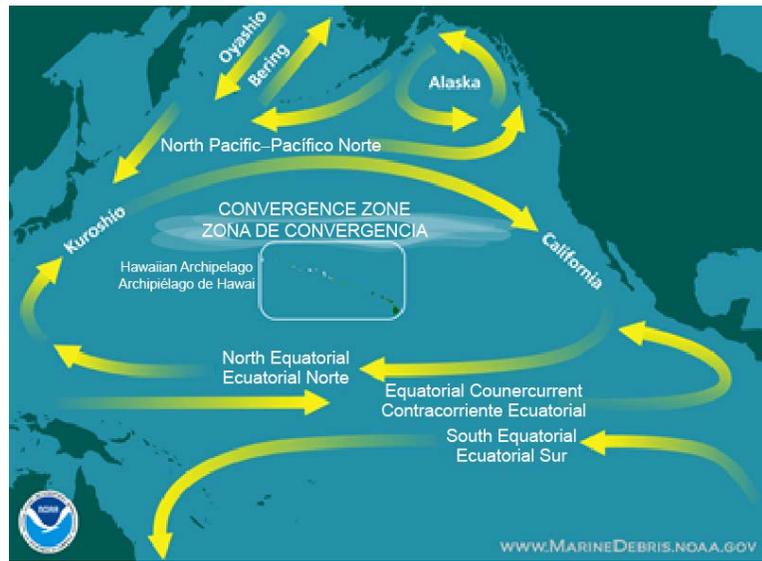


FIGURA 1. Corrientes de superficie en el Océano Pacífico del norte y ecuatorial (<http://www.marinedebris.noaa.gov>)

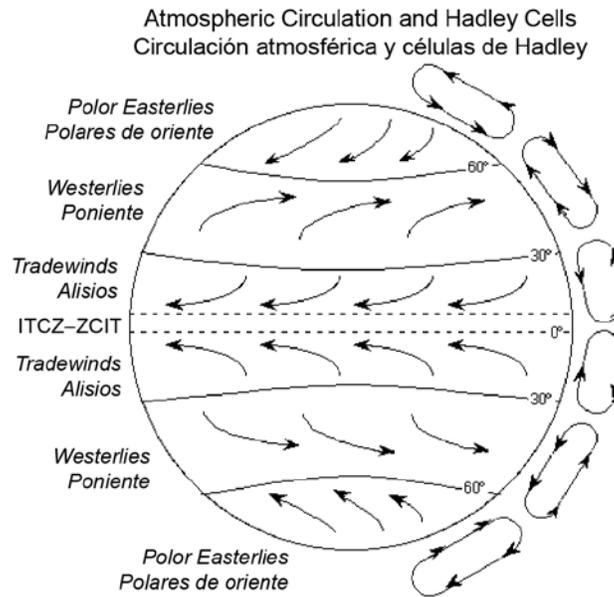


FIGURA 2. Circulación general de vientos de superficie y de Hadley meridional. Nótesen las células de Hadley norte y sur con flujo hacia arriba en la ZCIT y hacia abajo en latitud 30°. (Fuente: http://rjwsciencestm.com/Weather/Weather_FourWinds.html)

misma velocidad, y causa remolinos ciclónicos que son arrastrados por la SEC y se desplazan al suroeste con la corriente. La intensidad del sistema de corrientes ecuatoriales varía en reacción a cambios estacionales en el forzamiento por el viento y porque el efecto Coriolis disminuye con la velocidad y latitud de la corriente, reduciéndose a cero en la línea ecuatorial. Estos cambios en la dinámica conducen a cambios en todos los parámetros oceanográficos clave en el OPO, entre ellos el afloramiento, la formación y desplazamientos de giros y remolinos, la producción primaria, topografía de la termoclina, y temperatura superficial del mar (TSM).

En la [Figura 3](#) se presentan distribuciones representativas de las TSM mensuales medias correspondientes a regiones con TSM entre 24° y 30°C. Se seleccionó esta gama de temperaturas porque el desove de los atunes y un 90% de la captura de atún aleta amarilla (*Thunnus albacares*; YFT) ocurren en estas TSM. La expansión y contracción de estas áreas ocurren siguiendo las estaciones atmosféricas con cierto retraso debido a la tasa de transferencia de energía solar a la superficie del océano y su redistribución subsiguiente por forzamiento físico. Ocurren cambios importantes en la distribución de las TSM con mayor frecuencia que el ciclo estacional, con los cambios más importantes ocurriendo durante eventos de El Niño y La Niña (ver más adelante).

La termoclina es el punto en la columna de agua en el cual el cambio de temperatura con la profundidad es máximo. Tomando la isoterma de 20°C para representar la profundidad de la termoclina, la estructura norte-sur, o meridional, en el OPO es bien representada en el Panel T de la [Figura 4](#) (Wyrtki y Kilonsky 1984). El transecto va desde 17°S hasta 20°N en aproximadamente 155°O. Siguiendo la isoterma de 20°C desde el sur (izquierda), la termoclina asciende desde aproximadamente 250 m en 17°S hasta aproximadamente 150 m en la línea ecuatorial, en el centro de la EUC, luego desciende a unos 180 m en aproximadamente 4°N, debajo de la NECC. Entonces comienza a ascender de nuevo a medida que sigue pasando por debajo de la NECC, y alcanza su profundidad mínima, unos 90 m, directamente debajo de la convergencia de la NECC y la NEC. Posteriormente sigue descendiendo a medida que pasa por debajo de la

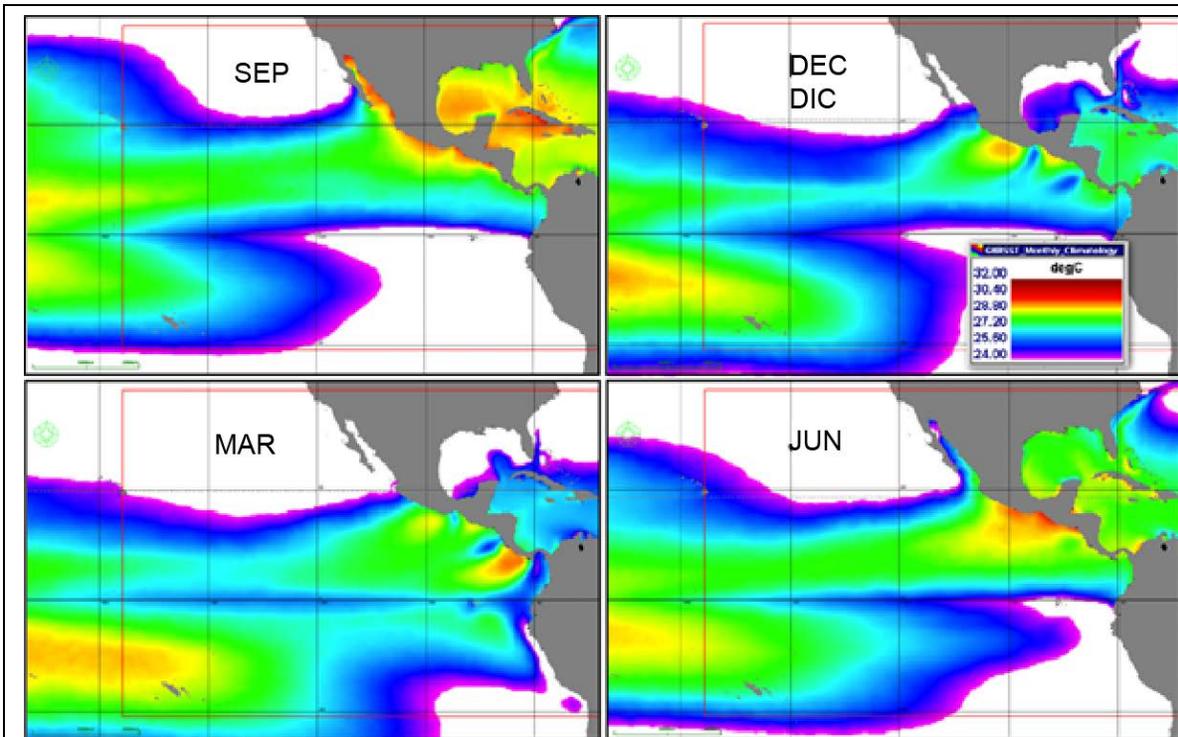


FIGURA 3. Distribución de las TSM trimestrales medias entre 24° y 32°C. El límite inferior es la temperatura mínima para el desove de los atunes, y el 90% de la captura del aleta amarilla proviene de aguas en esta gama de temperaturas. (imagen: EASy/SpatialAnalysis)

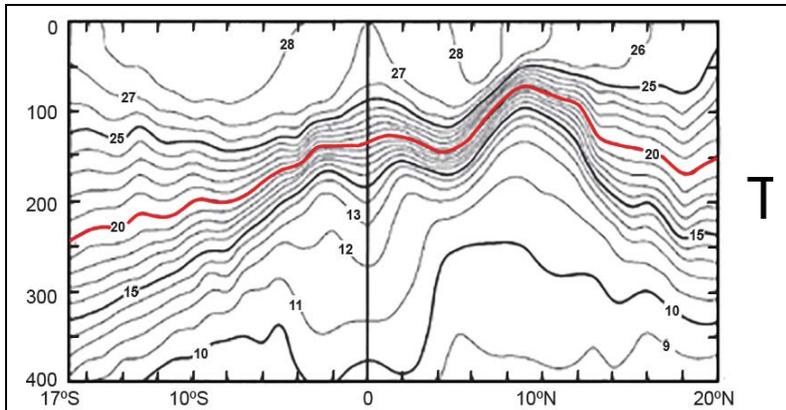


FIGURA 4. Transecto meridional de la isoterma de 20°C entre 17°S y 20°N en aproximadamente 155°O. La isoterma de 20°C sirve para representar la profundidad de la termoclina. (Adaptado de la Figura 2 de Wyrski y Kilonsky 1984.)

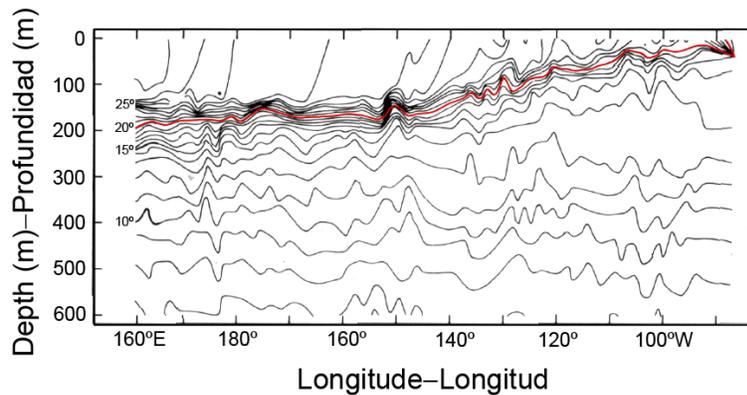


FIGURA 5. Transecto zonal de la isoterma de 20°C mostrando los bajíos entre 160°E y 90°W (Philander 1990).

NEC y el giro del norte. Este patrón es evidente entre 155°O y aproximadamente 160°E, y al este hasta aproximadamente 90°O, siendo más pronunciada al oeste y menos pronunciada al este. En la [Figura 5](#) (Philander 1990) se ilustra la estructura zonal, o este-oeste, de la termoclina. Señala que en la línea ecuatorial la termoclina asciende de una profundidad de unos 200 m en 160°E a 40 m en 90°O. El perfil de la termoclina puede ser visualizado como una pendiente que asciende desde el oeste a lo largo de la línea ecuatorial y cuyas laderas descienden al norte y al sur de la misma. Durante eventos de El Niño, la termoclina asciende en el oeste y desciende en el este, y su perfil se vuelve más plano a medida que aguas superficiales más cálidas se extienden por el Pacífico central y oriental.

El OPO es caracterizado por un zona de oxígeno mínimo (una capa anóxica debajo de la termoclina que limita la distribución vertical de los peces y la producción primaria y secundaria) fuerte y poco profunda. La profundidad de esta zona está

estrechamente vinculada con la profundidad de la termoclina, y las áreas con los niveles más bajos de oxígeno coinciden con aquéllas con las termoclinas menos profundas. En la [Figura 6](#) se ilustra la concentración de oxígeno (ml/l) a una profundidad de 150 m. La región de concentraciones de oxígeno más bajas en el OPO norte se extiende mar adentro desde la costa entre la NEC y la SEC (Pennington *et al.* 2006). El oxígeno en esta región es reducido a profundidad por material orgánico que se descompone y se hunde debajo de la termoclina desde las zonas de producción a menor profundidad, y estas aguas con oxígeno reducido se extienden por el OPO debajo de la termoclina.

La productividad en el OPO ecuatorial y norte es controlada por la disponibilidad de nutrientes en la zona eufótica, la región en la columna de agua que recibe suficiente luz para fotosíntesis. Las regiones principales de producción primaria en el OPO son las regiones de afloramiento a lo largo de las costas y la línea ecuatorial y corriente abajo del Domo de Costa Rica ([Figura 7](#)). El afloramiento cerca de la costa es ayudado por los vientos que soplan a lo largo del litoral y los desplazamientos de agua resultantes (Transporte de Ekman). El afloramiento en el Domo resulta de una combinación del ascenso de la termoclina debido a forzamiento por el viento y el Transporte de Ekman resultante, los desplazamientos mar adentro del Domo y la extensión de la NECC a la costa al sur del Domo, y la mayor profundidad del Domo causada por vientos alisios de alta velocidad a mediados del invierno (Fiedler 2002). La productividad más alta cerca de la costa y en la región al oeste del Ecuador y el norte del Perú resulta de afloramiento costero a la Corriente de Humboldt y su extensión a la SEC, debida a los vientos que soplan a lo largo de la costa y al Transporte de Ekman.

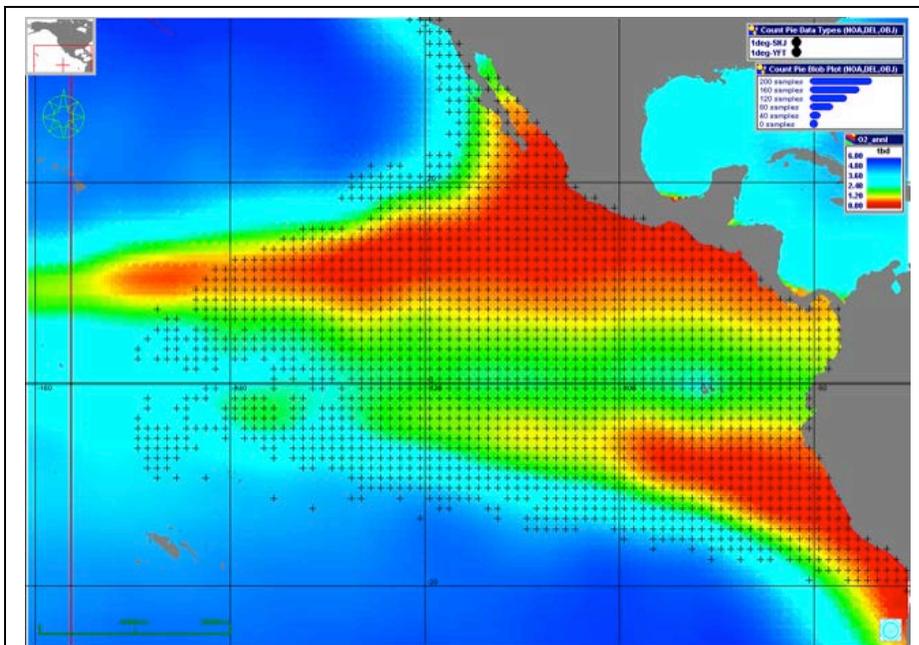


FIGURA 6. Distribución de oxígeno a 150 m de profundidad en el Océano Pacífico oriental. Se presentan las posiciones con esfuerzo de pesca por las pesquerías de cerco (+) con un resolución de 1° de latitud x 1° de longitud. (imagen: EASy/SpatialAnalysis)

La nutriclina, la profundidad a la cual la pendiente de mayor concentración de nutrientes es máxima, coincide con la profundidad de la termoclina en todos los océanos (Pennington *et al.* 2006). La mezcla ascendente de nutrientes reciclados de debajo de la termoclina a la zona eufótica apoya la producción primaria en la nutriclina. Un 22% de la producción primaria en el Océano Pacífico proviene del OPO, que cubre solamente un 18% del Océano Pacífico. Dentro del OPO, los contribuyentes principales a esta producción son las corrientes marginales orientales (21.4%), la SEC (17.5%), los límites costeros (16.1%), el afloramiento ecuatorial (13.6%), y el giro del Pacífico sur (11.4%). El 20% restante proviene de la NEC, NECC, y la cresta de la termoclina en 10°N (Pennington *et al.* 2006).

En la Figura 8 se ilustra la distribución de clorofila, que indica producción primaria, en febrero de 2007. Las regiones de productividad máxima son claramente visibles. En la mayoría de los océanos, la producción primaria es limitada por la disponibilidad de nutrientes,

pero en el OPO es limitada por bajas concentraciones de hierro. No obstante, en las regiones de afloramiento a lo largo de la costa, y alrededor de las Islas Galápagos, y en la línea ecuatorial, hay hierro disponible, y crea las zonas de producción relativamente alta en el OPO (Pennington *et al.* 2006).

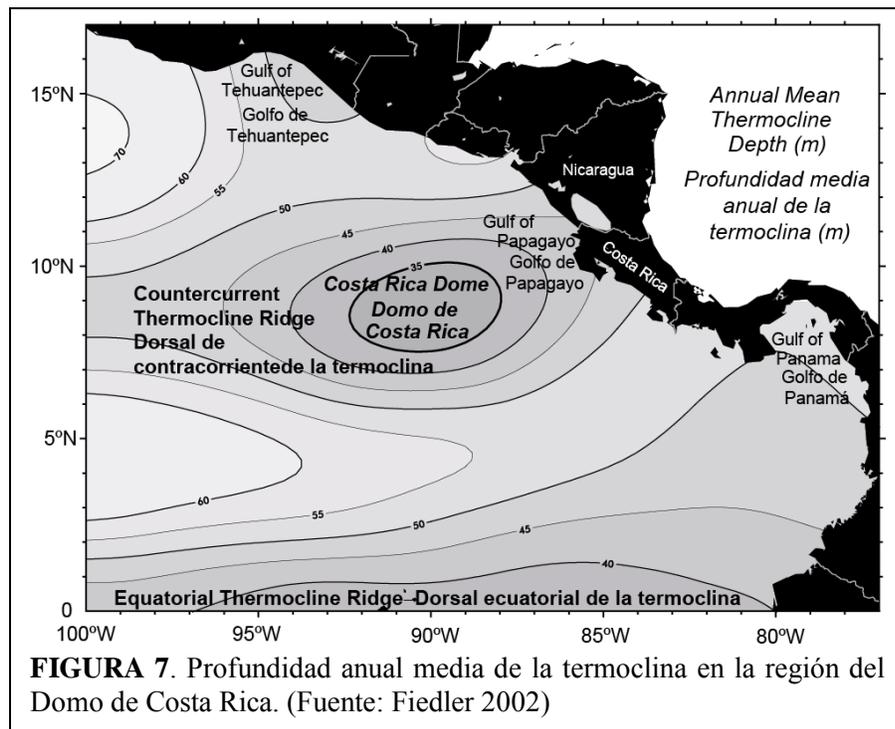


FIGURA 7. Profundidad anual media de la termoclina en la región del Domo de Costa Rica. (Fuente: Fiedler 2002)

Se han usado múltiples medidas (ver a continuación) como indicadores del inicio y desaparición subsiguiente de eventos de El Niño. El indicador más temprano de un Niño en el OPO es un incremento de la extensión al sur de la contracorriente de superficie que fluye hacia el sur a lo largo de la costa del Ecuador. Esta corriente, conocida localmente como El Niño, es formada en los meses invernales (enero-marzo/abril) por una extensión de la NECC que fluye hacia el sur (Sverdrup *et al.* 1942) y una porción del flujo de la EUC (Philander 1990) que se desvía hacia el sur al pasar las Islas Galápagos. En años de un Niño, la intensificación anual de la EUC durante el invierno es más fuerte de lo normal. La intensificación subsiguiente de la corriente de El Niño causó un incremento de la precipitación en las regiones áridas de las costas del sur del Ecuador y el norte del Perú, y el aumento de las TSM causa mortalidad de peces y aves marinas de aguas frías (Sverdrup *et al.* 1942). *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation* (Philander 1990) contiene una presentación extensa de la dinámica de los impactos de los eventos de El Niño en los Océanos Atlántico, Índico, y Pacífico, y *Progress in Oceanography* (2006, Vol. 69) contiene una colección de trabajos que brindan una síntesis más reciente enfocada en el OPO.

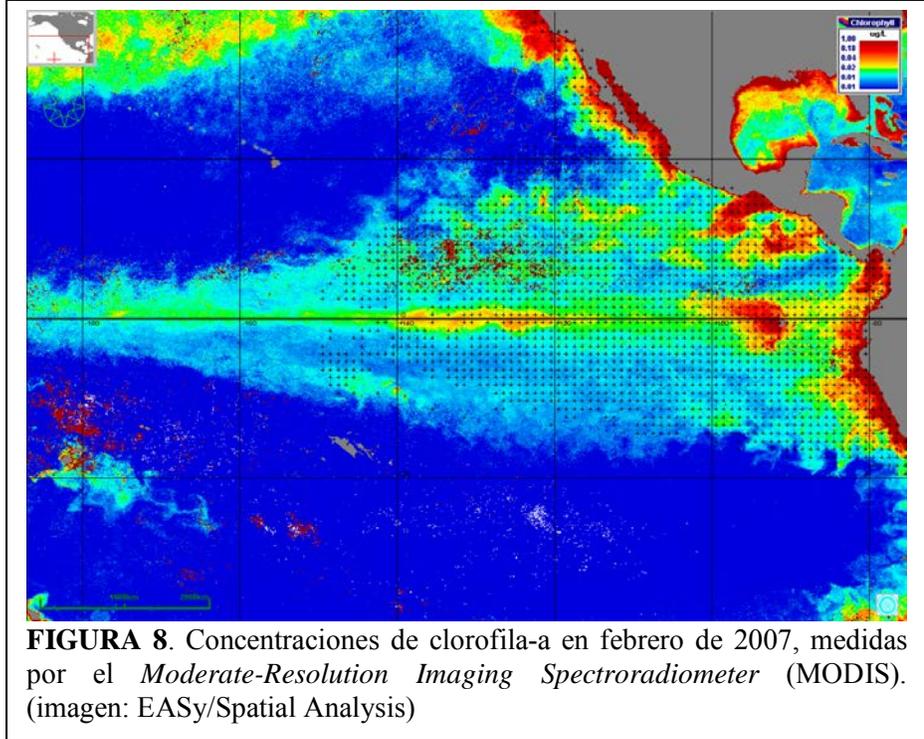


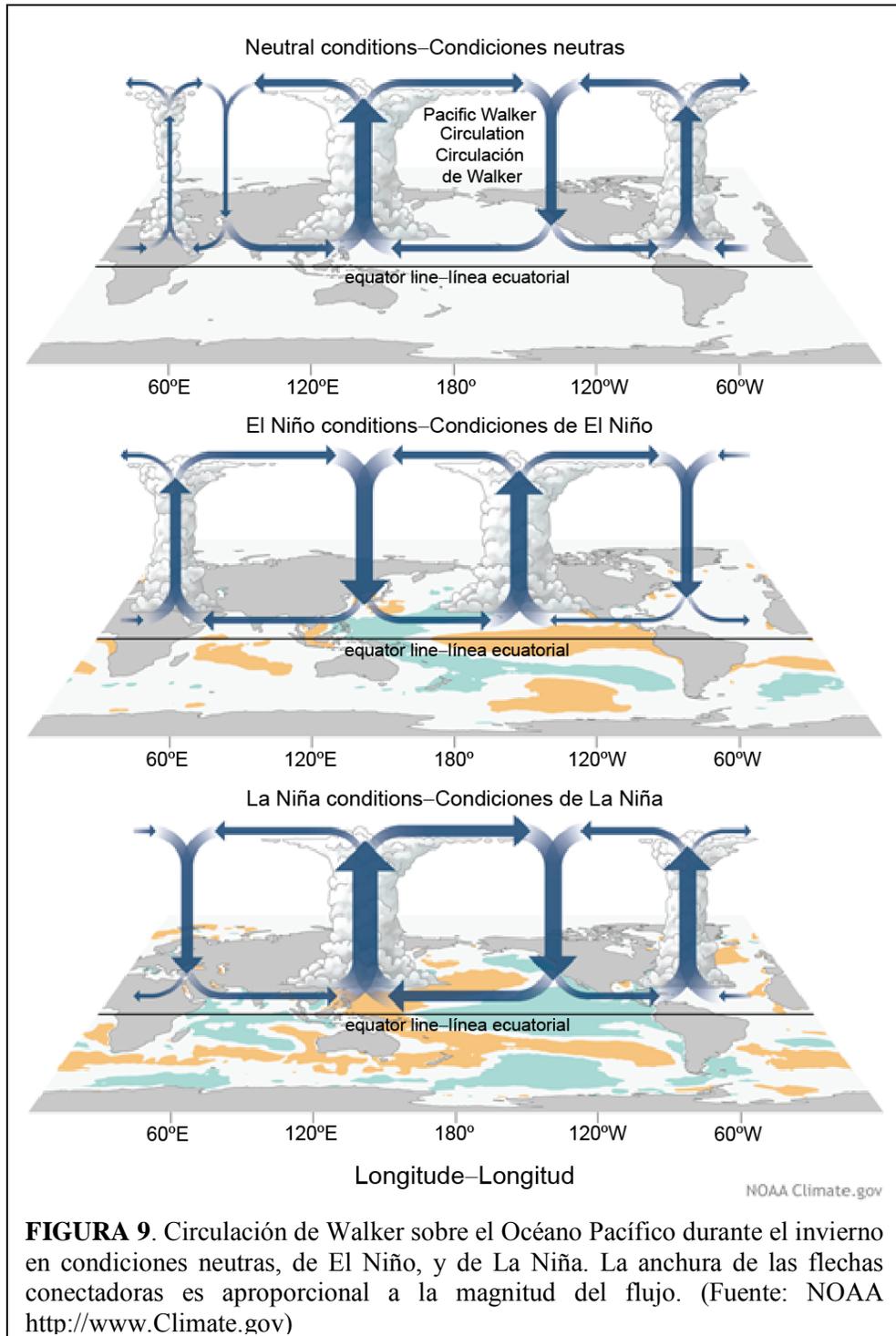
FIGURA 8. Concentraciones de clorofila-a en febrero de 2007, medidas por el *Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer* (MODIS). (imagen: EASy/Spatial Analysis)

El término El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) se refiere al estado de múltiples circuitos atmosférico-oceánicos interdependientes en los que las temperaturas y flujos en un sistema – la circulación de Walker, por ejemplo – causa un cambio en una corriente oceánica, que entonces causa cambios en la circulación de Hadley (ver siguiente). No se entiende bien cómo se inician los cambios de un estado a otro (Wang y Fiedler 2006): por ejemplo, el cambio de un estado de El Niño a un estado neutro o de La Niña podría deberse a una reacción no lineal al forzamiento solar (Amador, Alfaro *et al.* 2006) o a cambios en las condiciones atmosférico-oceánicas causados por interacciones con la Oscilación Madden-Julian (Weickmann 1991, Takayabu *et al.* 1999), eventos intensos de convección de corta duración (10-20 días) en el Océano Índico que luego se trasladan rápidamente al Pacífico norte occidental, donde de nuevo persisten unos 10 a 20 días (Weickmann 1991, Takayabu *et al.* 1999). De todos modos, la naturaleza esencial de los vínculos entre la atmósfera y el océano son que “las máximas de la temperatura del mar en el Pacífico ecuatorial oriental y central ocurren como resultado de un debilitamiento anómalo de los vientos alisios del hemisferio sur con debilitamiento inherente del afloramiento ecuatorial” (Bjerknes 1969). Dos circulaciones, o células, atmosféricas son importantes para la discusión siguiente.

Los eventos de El Niño son impulsados por la Circulación de Walker (Bjerknes 1969; [Figura 9](#)), un patrón de flujo de aire de circulación cerrada, o célula, que conecta un centro de baja presión en el Pacífico occidental con un centro de alta presión en el Pacífico oriental. Aire cálido y húmedo asciende sobre el Pacífico occidental. A medida que asciende se enfría, pierde humedad y comienza a desplazarse al este, y la presión del aire desciende en el Pacífico occidental. El aire que sopla a baja altura del este hacia esa

región de baja presión en el Pacífico occidental constituye los vientos alisios. La baja humedad de estos vientos y el calentamiento solar del mar resulta en altas tasas de evaporación en el OPO, que crean el aire cálido y húmedo que se desplaza hacia el Pacífico occidental. A gran altura sobre el OPO el aire frío y seco del oeste crea una zona de alta presión, que causa que el aire descienda a la baja atmósfera, donde converge en los vientos alisios y completa la circulación. Como mayor la diferencia de presión entre este y oeste, mayor la fuerza de los vientos alisios. Cuando la Circulación de Walker se debilita, también se debilitan los vientos alisios, y es posible que se forme un El Niño.

La Circulación de Hadley (Bjerknes 1966, ver [Figura 2](#)) afecta también la existencia de los eventos de El Niño. A medida que los vientos alisios del norte y sureste soplan hacia la línea ecuatorial, recogen humedad y calor del océano y, cuando convergen sobre la ZCIT, crean la porción ascendente de la Circulación de Hadley. Este aire ascendente transporta energía de las regiones de superficie de la ZCIT a una altitud de unos 15 km y hacia el norte a latitudes más altas. Cuando los vientos alisios se debilitan, la Circulación de Hadley se intensifica a medida que las TSM aumentan debido a la disminución de las tasas de evaporación impulsadas por el viento; esto intensifica todavía más la Circulación de



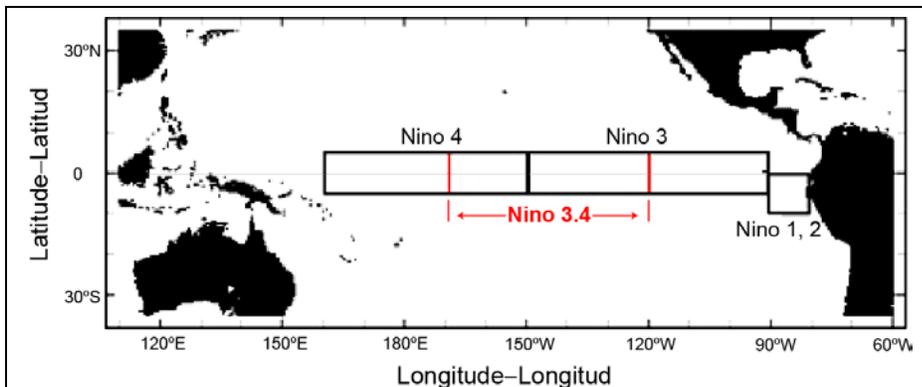


FIGURA 10. Regiones en las que se computa la TSM mensual media para crear indicaciones de cambios de estado de El Niño-La Niña. Niño 3.4 fue establecido para dar seguimiento a la región donde se juntan Niño 3 y 4. (IRI, Universidad Columbia <http://iridl.ldeo.columbia.edu/maproom/ENOS/Diagnostics.html>)

Hadley, lo cual resulta en un mayor debilitamiento de los vientos alisios. Los altos niveles de vapor de agua en la atmósfera que resultan del calentamiento solar y las TSM ascendientes asociadas, y la falta de transporte al oeste para esta humedad con los vientos alisios, resulta en un aumento de la precipitación en las latitudes de la ZCIT.

Las circulaciones de Walker y de Hadley

interactúan de tal forma que en ninguna de las dos se desplaza el aire en planos estrictamente verticales. Por ejemplo, la interacción en el OPO al norte de la ZCIT causa que el aire ascendiente en la Circulación de Hadley se desplace al este al dar con el flujo oeste-este de la Circulación de Walker.

Los eventos de El Niño comienzan en los primeros meses del año, cuando la ZCIT, que se encuentra situada sobre el centro de la región con las mayores TSM en el OPO, se desplaza a su latitud más sureña. Las corrientes se calientan frente al sur del Ecuador y norte del Perú, y tiene lugar un mayor debilitamiento coincidente de los vientos alisios en el OPO. Este debilitamiento lleva a su vez a una disminución de las tasas de evaporación y un mayor debilitamiento de la Circulación de Walker. La reducción del enfriamiento que resulta de estas bajas tasas de evaporación conduce a TSM mayores y a la expansión de la ZCIT a zonas al sur de la línea ecuatorial. Durante algunos eventos de El Niño, la ZCIT puede alcanzar al sur hasta el norte de Perú, y es la posición e intensidad de la ZCIT que a menudo resulta en aumentos importantes de la precipitación en el sur de Ecuador y el norte de Perú.

El Índice de Oscilación del Sur (SOI), desde hace mucho tiempo considerado un indicador de eventos de El Niño, es la diferencia estandarizada de la presión del aire a nivel del mar en Darwin, Australia, y en Tahití, y proporciona una medida de la diferencia de presión que impulsa la Circulación de Walker. El índice de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), el ciclo entre los eventos de El Niño y La Niña, cambia de estado a medida que cambia la presión atmosférica a través del Pacífico. Durante un Niño la presión aumenta en el Pacífico occidental y disminuye en el OPO. El resultado es un mayor debilitamiento y posible cambio de dirección de la NEC y la SEC, que fluyen al oeste, y un fortalecimiento de la corriente cálida de El Niño que fluye al sur a lo largo del litoral de Sudamérica. Asimismo, la altura de la superficie del mar (ASM) aumenta en el OPO y disminuye en el Pacífico occidental a medida que la advección desplaza las aguas más cálidas del Pacífico central occidental al OPO. El aumento de la ASM en el OPO causa que se hunda la termoclina, y la disminución de la ASM en el Pacífico occidental tiene el efecto opuesto en esa región.

Se usan varios indicadores para el ENOS¹. Inicialmente, se establecieron cuatro regiones (Niño 1-4, [Figura 10](#)) en el Pacífico ecuatorial para computar las TSM medias. Para 1996 las investigaciones indicaban que a veces las condiciones en el límite contiguo de las áreas 3 y 4 eran informativas, y se creó el área 3.4².

¹ <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/>

² <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/Readme.index.shtml>

El Índice ENOS Multivariable³ (MEI) usa análisis de componentes principales para combinar la presión al nivel del mar, los componentes zonal y meridional de los vientos de superficie, TSM, la temperatura del aire en la superficie, y nubosidad. Este índice incorpora la información de presión en el SOI y la información de TSM en las regiones Niño 1-4 y Niño 3.4, y añade información de medidas directas de los atributos clave observados en la atmósfera y el océano durante eventos de El Niño y La Niña. En la [Figura 11](#) se ilustra la tendencia histórica del MEI, y en la [Figura 12](#) la fuerza del Niño de 2015 comparada con Niños débiles previos. Otro índice desarrollado más recientemente para identificar y describir eventos de El Niño es el Índice Trans-Niño (TNI), que se basa en diferencias de temperatura entre Niño 3.4 y Niño 1+2.

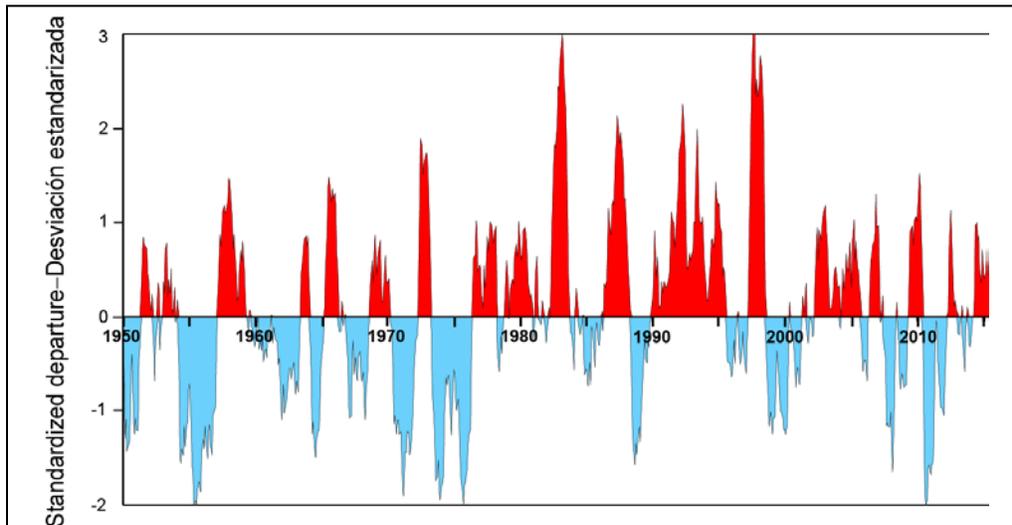


FIGURA 11. Tendencia del Índice ENOS Multivariable (MEI), 1950-2015.

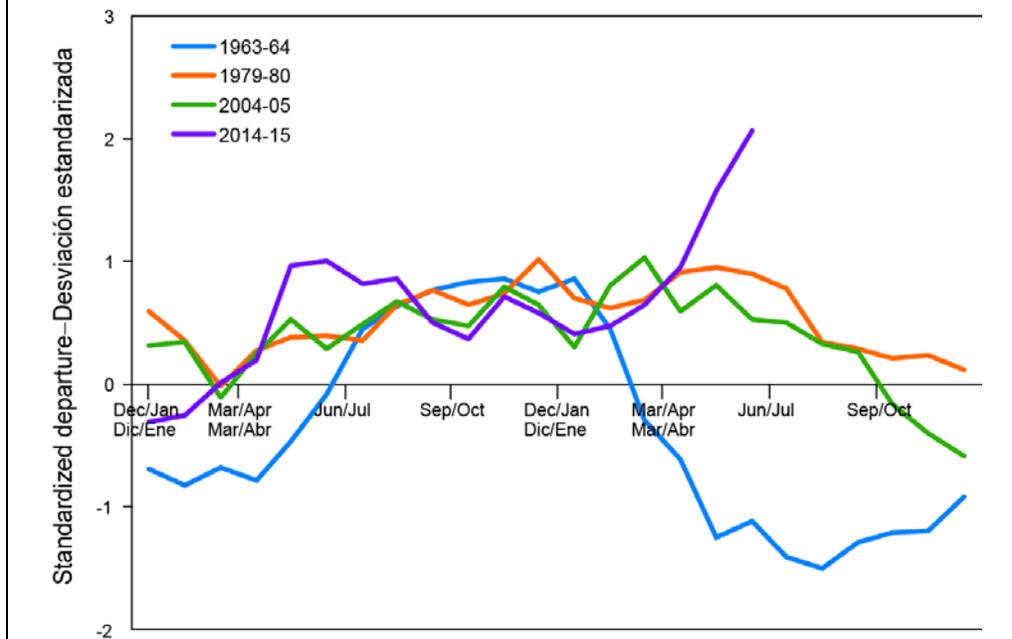


FIGURA 12. Comparación de la fuerza y ocurrencia de las condiciones de El Niño con la tendencia temporal de fuerza mensual de tres Niños débiles comparables. (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/-anomalies>)

El propósito de los índices ENOS/El Niño es avisar con antelación de cambios venideros en el clima del Océano Pacífico y brindar una forma de describir y categorizar condiciones observadas de El Niño/La Niña. La utilidad de estos índices para dar seguimiento a o gestionar la pesca depende de la exactitud y precisión de

los indicadores. El uso de los índices en la gestión de la pesca implica entender la reacción de las flotas y

³ <http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/>

de buques individuales a cambios en las condiciones oceanográficas locales que afectan las decisiones pesqueras. Entendido eso, estos índices podrían a la larga servir de más que una indicación de que la pesca será mejor o peor de un año a otro (ver [Sección 3](#), más adelante).

Usando campos de vectores de corrientes de superficie del modelo oceánico global de alta resolución del Jet Propulsion Laboratory de la Administración Nacional de Aeronáutica y Espacio (NASA/JPL) para estimar la circulación y clima del océano (ECCO2), se estimaron las rutas de las corrientes durante eventos de El Niño y La Niña. En la [Figura 13](#) se ilustran los puntos de inicio y fin y las rutas durante un periodo de un mes. Queda claro que en todas las etapas de ENOS las rutas se desvían de la línea ecuatorial. Aquellas que comienzan al norte de la línea ecuatorial se desplazan al norte hasta aproximadamente 8-10°N: aquellas que comienzan alrededor de 8-10°N se desplazan al este-noreste, con aquellas cerca del límite norte del área separándose para fluir al noroeste a la región de la extensión de la Corriente de California/Corriente Ecuatorial del Norte. Aquellas que comienzan en puntos cerca de la línea ecuatorial, pero al sur de la misma, se desplazan al oeste-suroeste dentro de los márgenes de la Corriente Ecuatorial del Sur, mientras que aquellas al sur de la línea ecuatorial pero más cerca del continente sudamericano se trasladan al norte y luego al oeste a medida que son arrastrados por la SEC. Existe una diferencia notoria entre los campos de vectores de los dos estados de ENOS: particularmente evidente es la inversión de porciones de la NEC y la SEC. Este tipo de cambio en las corrientes desempeña un papel importante al determinar la ubicación del esfuerzo de pesca y la deriva de los dispositivos agregadores de peces (plantados; ver [Sección 4](#), más adelante).

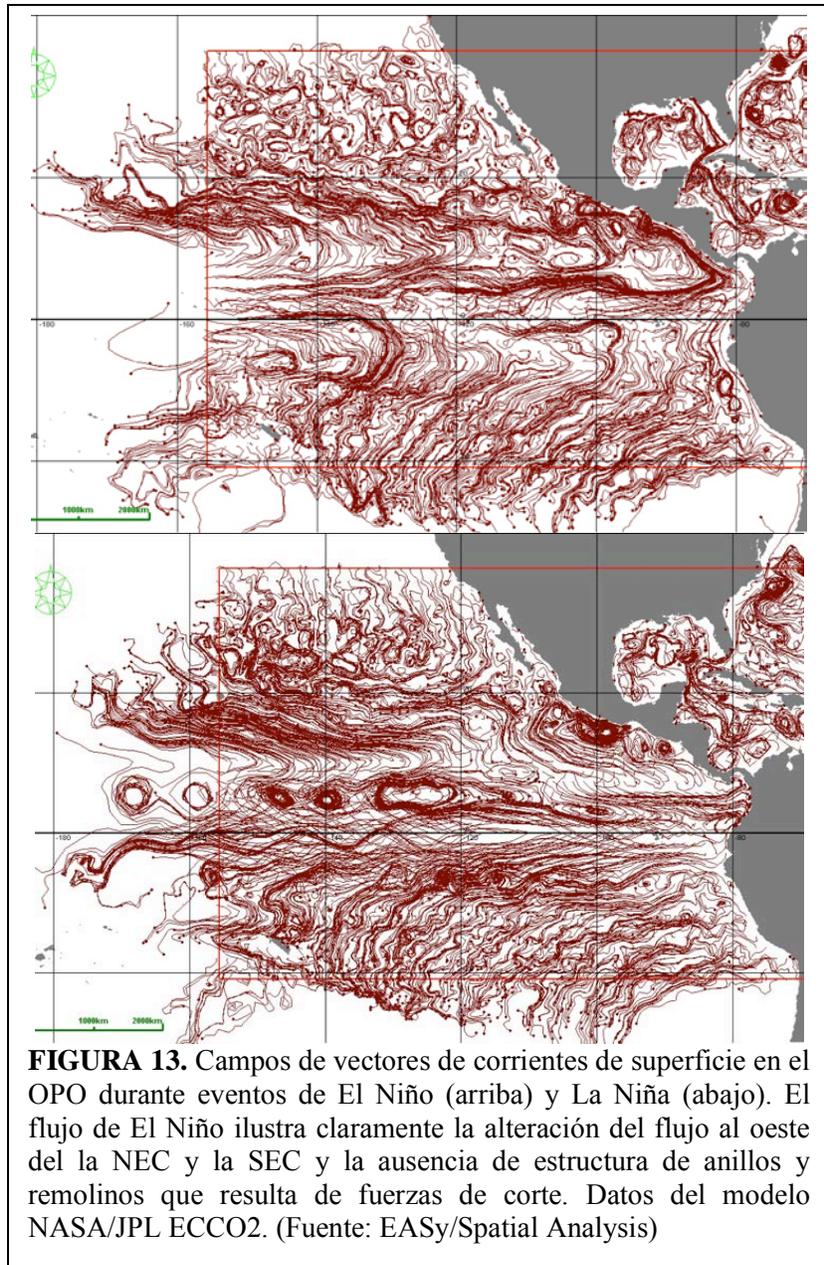


FIGURA 13. Campos de vectores de corrientes de superficie en el OPO durante eventos de El Niño (arriba) y La Niña (abajo). El flujo de El Niño ilustra claramente la alteración del flujo al oeste del la NEC y la SEC y la ausencia de estructura de anillos y remolinos que resulta de fuerzas de corte. Datos del modelo NASA/JPL ECCO2. (Fuente: EASy/Spatial Analysis)

3. **TENDENCIAS HISTÓRICAS DE LAS CONDICIONES OCEANOGRÁFICAS**

Se dispone de datos de temperatura atmosférica y oceánica usados para identificar cambios de régimen climático desde principios del siglo 20. Los cambios de régimen climático, que ocurrieron en 1925, 1942, 1947, 1957, 1970, 1976-1977, y posiblemente 1998 (Graham 1994, Minobe 1997, Yasunaka y Hanawa

2005), son cambios de un clima más cálido a uno más frío, o viceversa, pero después de un cambio de este tipo, el clima no vuelve exactamente a su estado previo (Lorenz 1963). Estos cambios no cambian las tendencias a largo plazo de la temperatura global, sino que representan cambios climáticos temporales y locales que ocurren adicionalmente a dichas tendencias generales (actualmente crecientes) de aumento de temperatura (Tsonis y Swanson 2012).

Los cambios de régimen climático ejercen efectos sobre cuándo ocurren los eventos de El Niño, y su fuerza, y posiblemente afecten también los factores que conducen a dichos eventos. Los eventos de El Niño que ocurren durante condiciones climáticas más cálidas son más fuertes que otros Niños, y duran hasta un año más (Yasunaka y Hanawa 2005). Desde el cambio de régimen de 1976-1977, el Océano Pacífico ecuatorial ha sido aproximadamente 1.5°C más cálido que antes del cambio (Stephens *et al.* 2001), y esta condición cálida es conducente a la formación de Niños más fuertes. Los cambios de régimen pueden también resultar en cambios en los eventos que conducen a un Niño.

Wang (1995) descubrió que el cambio de régimen en 1976-1977 cambió la naturaleza de las condiciones de forzamiento que conducen a un calentamiento de las aguas en el OPO y al desarrollo de eventos de El Niño. Antes del cambio climático, dichos eventos seguían grandes ciclones sobre el norte de Australia que conducían a la propagación de aguas cálidas del Pacífico occidental al OPO. Este calentamiento debilitaba los vientos alisios, y creaba condiciones conducentes a un evento de El Niño. Después del cambio de régimen en 1976-1977, los ciclones causativos ocurren sobre el Mar de Filipinas, y han incrementado la fuerza de los vientos de poniente y los vientos alisios del suroeste. Estos cambios en los campos de viento resultaron en TSM más altas en el OPO, similarmente conducentes a eventos de El Niño.

Cai *et al.* (2014) usaron modelos atmósfera-oceano acoplados para examinar la fuerza y frecuencia esperadas de los eventos de El Niño bajo condiciones de calentamiento global en niveles similares a aquellos observados previamente. Sus proyecciones, basadas en el aumento reciente y continuo de las temperaturas base del OPO, indicaron que la intensidad y frecuencia de los eventos de El Niño aumentan en paralelo con aumentos de las temperaturas base, porque la reducción de la diferencia entre las TSM del Pacífico occidental y oriental permiten un calentamiento más rápido e intenso de las aguas del OPO. Se esperaría lo mismo después de cambios de régimen a condiciones más cálidas. Estos resultados son consistentes con las conclusiones de Yasunaka y Hanawa (2005). A medida que mejoran los modelos climáticos y oceánicos, las estimaciones y predicciones de condiciones de El Niño deberían también mejorar.

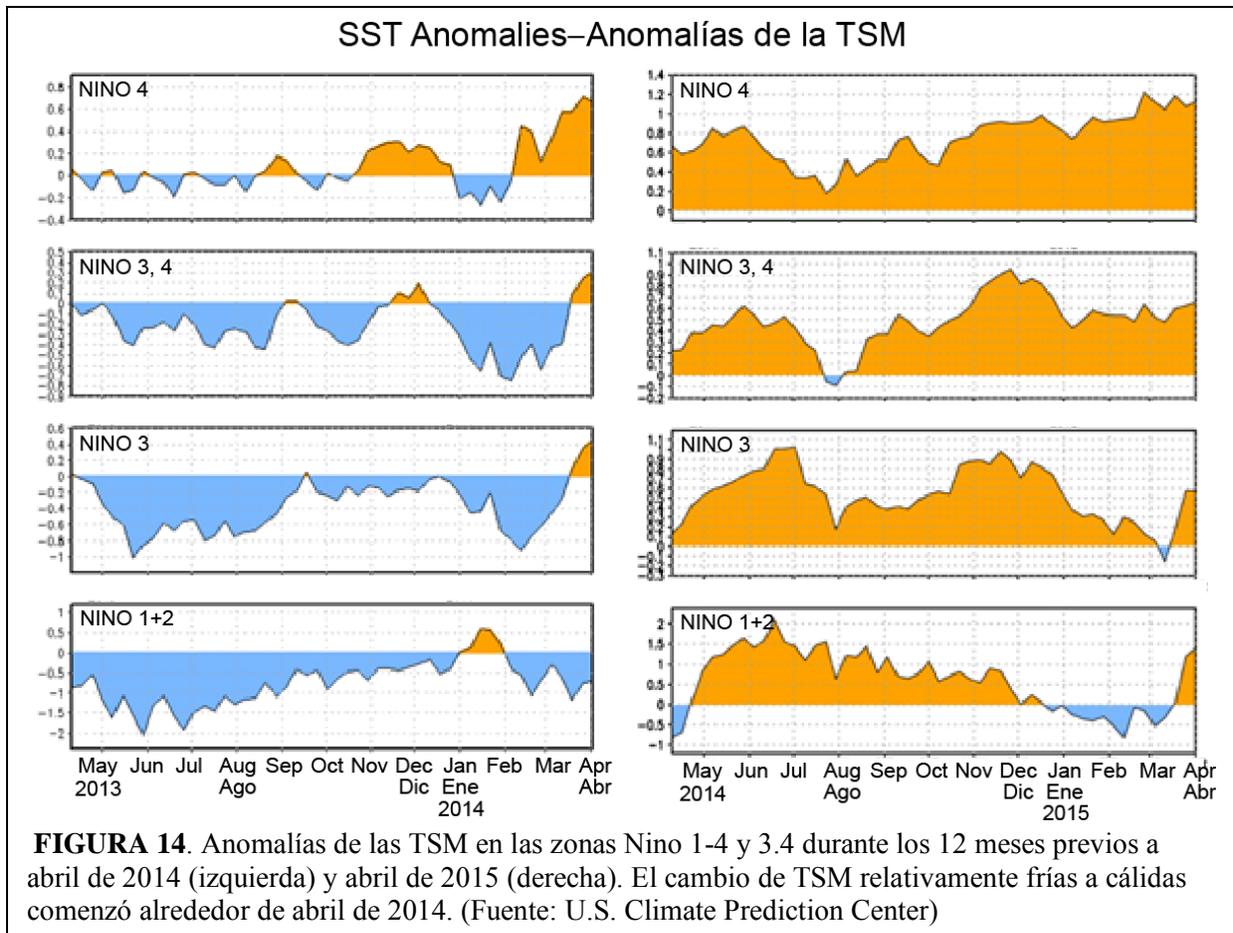
El último evento fuerte de El Niño ocurrió en 1997-1998. Desde entonces han ocurrido cuatro más, en 2002-2003, 2004-2005, 2006-2007, y 2009-2010, y se predice un Niño extremadamente fuerte para 2015-2016. Esto es consistente con la mayor frecuencia (cada 3-4 años) de los eventos de El Niño desde el último cambio confirmado de régimen climático en 1976-1977.

4. CONDICIONES OCEANOGRÁFICAS ACTUALES Y PREDICHAS

En abril de 2015 eran evidentes condiciones débiles de El Niño en el OPO, con una probabilidad de 70% que continuarían durante el verano septentrional y de 60% que persistirían durante el otoño septentrional⁴. Según el MEI, este Niño fue en ese momento comparable con los tres eventos más débiles desde 1950. Un análisis de los datos de las zonas Niño indicaban que en todas éstas las anomalías de las TSM eran de >0.5°C. Se definen los eventos de El Niño como tres meses consecutivos de anomalías positivas de las TSM de este nivel o más. Además, el IOS siguió negativo, otra indicación de un Niño, y las temperaturas subsuperficiales del océano aumentaron de forma significativa durante el mes previo. En la [Figura 14](#) se comparan las anomalías de las TSM en las zonas Niño durante los 12 meses previos a abril de 2015 con aquellas de un año antes.

En abril de 2014 el Pacífico se encontraba en un estado neutro que se esperaba continuaría durante la primavera, con una probabilidad creciente de condiciones de El Niño posteriormente durante ese año. En

⁴ U.S. National Weather Service
http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/enso_advisory/ensodisc.pdf



mayo la probabilidad era de solamente 50%, aumentando a 65% en junio, pero el año terminó sin que surgieran esas condiciones. Para febrero de 2015 el *Climate Prediction Center* de EE.UU. predecía una probabilidad de 50-60% de un Niño a fines del invierno o principios de la primavera, y en marzo de 2015 una probabilidad de 50-60% de que el Niño que comenzó durante el mes anterior continuaría durante el verano de 2015. En el momento de redactar este informe (agosto de 2015), se predice que lo que se había esperado ser un evento de El Niño relativamente débil en 2015-2016 será uno de los más fuertes jamás registrados ([Figura 12](#)).

5. IMPACTOS OCEANOGRÁFICOS SOBRE LAS POBLACIONES, PESQUERÍAS, Y GESTIÓN ATUNERAS

El forzamiento físico del medio ambiente oceánico afecta todas las etapas de vida de las especies capturadas en las pesquerías atuneras del OPO. Mientras que se han observado cambios en abundancia similares a aquellos que resultan de la pesca, se ignoran generalmente los mecanismos mediante los cuales el forzamiento se transforma en esos cambios, pero en los análisis de abundancia de poblaciones son la clave para separar los cambios inducidos por el medio ambiente de aquellos que resultan de la pesca (Rothschild 2015).

Se conocen con bastante certeza las distribuciones espaciotemporales de las especies de importancia económica o carismáticas, y su reacción a condiciones oceánicas ha sido objeto de investigación y constituyen un factor que orienta el esfuerzo de los pescadores. El parámetro ambiental usado con mayor frecuencia en los modelos de dinámica poblacional es temperatura (Rothschild 2015), debido probablemente a lo fácil que es obtener los datos y estudiar los efectos de la temperatura sobre la fisiología y el comportamiento de los peces.

Muchos estudios de los atunes han identificado temperaturas que son óptimas para, por ejemplo, el desove, crecimiento, y hábitat adulto, y también extremos que, cuando se rebasan, causan mortalidad; por ejemplo, pasar demasiado tiempo a profundidad en aguas frías y con una baja concentración de oxígeno disuelto. La distribución espacial de los atunes barrilete (*Katsuwonus pelamis*; SKJ) y aleta amarilla está generalmente limitada por la distribución de las TSM de entre aproximadamente 24° y 32°C (Figura 3). Estas especies también descienden regularmente a aguas más profundas para alimentarse, pero permanecen poco tiempo: los efectos sinérgicos del agua más fría y las bajas concentraciones de oxígeno disuelto (por ejemplo, Barkley *et al.* 1978, Evans *et al.* 1981, Brill 1994, Schaefer *et al.* 2009) limita el tiempo que pasan a profundidad. Es fácil dar seguimiento a la profundidad de la termoclina en tiempo real, pero ese no es el caso para la distribución vertical de las concentraciones de oxígeno. En el OPO, la parte superior de la capa de oxígeno mínimo se encuentra debajo de la profundidad de la termoclina, y estrechamente asociada a la misma.

En las pesquerías de cerco, las variaciones espaciales y temporales de los parámetros oceánicos afectan la distribución espaciotemporal del esfuerzo de pesca. El efecto directo de la distribución de estos parámetros podría ser una mayor eficacia pesquera cuando las redes alcanzan aguas más frías con concentraciones de oxígeno más bajas, ya que esto actuaría como barrera para los atunes que de otro modo escaparían nadando por debajo de la red antes de se cerrara (por ejemplo, Bane 1966). Por motivos desconocidos, los atunes, particularmente el barrilete, congregan debajo de objetos flotantes, incluidos los dispositivos agregadores de peces artificiales (conocidos como « plantados »), y pueden así ser capturados con red de cerco. Un impacto secundario inesperado de la introducción de los plantados en el OPO en los años 1990 resultó del descubrimiento que el atún patudo (*Thunnus obesus*; BET) juvenil también congrega bajo los plantados, debajo del barrilete. El desarrollo de la pesquería sobre plantados causó un cambio en la naturaleza del esfuerzo de pesca de una gran parte de la flota, con las posiciones de pesca de barrilete ahora determinadas principalmente por la deriva de los plantados a través del OPO. Los pescadores usan sus conocimientos de los sistemas de corrientes, en combinación con aparatos electrónicos que miden varios parámetros oceanográficos, al decidir dónde buscar atunes y dónde sembrar los plantados.

Las pesquerías atuneras de palangre en el OPO tienen como objetivo principal el patudo, que es más capaz de controlar la temperatura corporal. Esta capacidad de termorregulación les permite explotar las aguas encima de la termoclina y pasar periodos extensos alimentándose debajo de la misma durante el día. (Schaefer y Fuller 2002). Como consecuencia, la eficacia de pesca del arte palangrero que coloque los anzuelos debajo de la termoclina de día aumenta relativo al arte que pesque en profundidades menores. En este caso también, las condiciones oceanográficas afectan la eficacia del arte de pesca a partir de su configuración y características operacionales, y permiten a los pescadores dirigir su esfuerzo de forma más efectiva, maximizando la captura de las especies deseadas y evitando potencialmente la captura incidental de otras especies.

La estructura de las corrientes subsuperficiales afecta las pesquerías tanto de cerco como de palangre. El corte de corrientes, que resulta de la fricción entre dos corrientes que están en contacto pero no se mueven en la misma dirección o a la misma velocidad, crea turbulencia en el interfaz. Cuando se cala una red de cerco o un palangre donde haya corrientes que fluyen en distintas direcciones y corte de corrientes, las artes no funcionan de la forma debida. Las redes de cerco suelen colapsar hacia dentro, y entonces no pueden ser cerradas y es difícil cargar el pescado a bordo del buque. En el caso tanto de redes de cerco como de palangres, el arte suele alcanzar la profundidad total de lance, luego ascender a la profundidad del corte y enredarse si la turbulencia es suficientemente fuerte. Estas condiciones crean también incertidumbre al estandarizar el esfuerzo de pesca palangrero, ya que se use a menudo la configuración del arte para representar la profundidad de pesca. En la presencia de corte de corriente, la configuración del arte no será consistente con la profundidad de pesca esperada, reduciendo así la precisión de los modelos e introduciendo sesgos. En la Figura 15 se presentan ejemplos del efecto del corte de corrientes sobre la profundidad de los lances palangreros.

Las características oceanográficas (aparte de la TSM) en el Pacífico oriental y central que son afectadas por condiciones de El Niño incluyen la profundidad de la termoclina, el afloramiento, y la formación de giros y remolinos. Estos cambios podrían afectar el reclutamiento y disponibilidad de los atunes; por ejemplo, a medida que aumenta la profundidad de la termoclina, la disponibilidad y capturabilidad del barrilete y aleta amarilla a la pesquería de cerco disminuyen, al igual que aquellas del patudo a la pesquería de palangre.

Las condiciones oceanográficas ejercen impactos importantes sobre la distribución de los atunes, aunque los impactos no son necesariamente consistentes para todas las edades y/o especies. Por ejemplo, todas las tres especies (patudo, barrilete, y aleta amarilla) desovan solamente en aguas de más de 24°C, lo cual sugiere una limitación fisiológica que limita las tasas de supervivencia en algún momento del periodo temprano del ciclo vital de estas especies. Como resultado, la distribución espaciotemporal de los reproductores de estas especies está limitada a las regiones ecuatoriales al este de 140-130°O en la primavera septentrional (Figura 3). Durante este periodo las regiones óptimas para el desove (es decir, aquellas con TSM >26°C) permanecen bien separadas en el sentido tanto meridional como zonal. Esta separación estacional y espacial de las regiones aptas para el desove, que resulta de la distribución de las condiciones oceánicas forzadas físicamente, brinda una explicación parca para incluir dos cohortes en las evaluaciones del aleta amarilla (IATTC 1972), y también apoya la hipótesis de al menos dos poblaciones (norte y sur) de aleta amarilla en el OPO.

Durante aproximadamente el último medio siglo se han dedicado muchas investigaciones a comprender la estructura poblacional de los atunes y peces picudos tropicales y, ya que las pesquerías de atunes tropicales son de gran valor económico, se ha enfocado gran parte de esas investigaciones en los atunes patudo, barrilete, y aleta amarilla. Schaefer (2008) revisó y resumió los estudios y conclusiones clave de estas décadas de trabajo; descubrió que no hay un solo factor que determina la estructura poblacional, pero que los experimentos de marcado brindan la clave para comprenderla para las tres especies. En el OPO, los campos de flujo de las corrientes actúan de una forma que contribuye a la presencia y separación continua de poblaciones en el OPO norte y sur, particularmente aquellas para las que la distribución de las etapas tempranas de vida podría afectar o determinar las zonas de reclutamiento a las poblaciones juvenil y adulta, tras lo cual ámbitos relativamente pequeños podrían mantener a los reclutas relativamente cerca de donde fueron desovados.

Esta separación de poblaciones de aleta amarilla en el OPO es similar a aquella del marlín rayado (*Kajikia audax*, MLS) y el pez espada (*Xiphias gladius*, SWO). La existencia de poblaciones separadas de estas dos especies en el OPO es apoyada por (1) análisis de condiciones oceanográficas, tasas de captura, datos

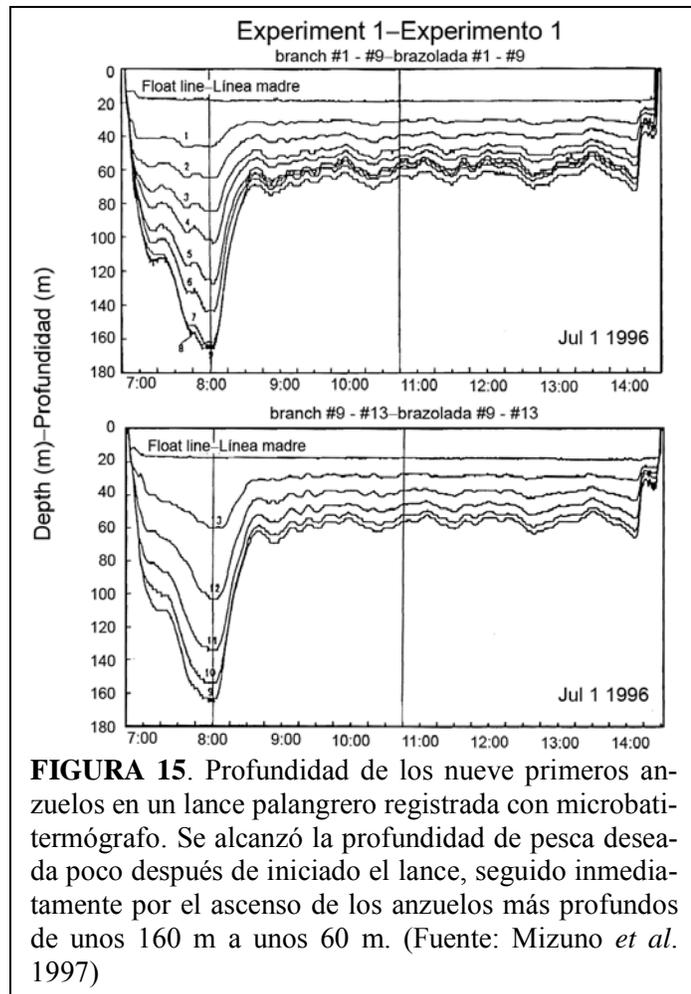


FIGURA 15. Profundidad de los nueve primeros anzuelos en un lance palangrero registrada con microbati-termógrafo. Se alcanzó la profundidad de pesca deseada poco después de iniciado el lance, seguido inmediatamente por el ascenso de los anzuelos más profundos de unos 160 m a unos 60 m. (Fuente: Mizuno *et al.* 1997)

de marcas archivadoras, y la separación espacial y/o temporal de las regiones de desove (marlín rayado: González Armas *et al.* 1993, González Armas *et al.* 1999, Domeier 2006, Hyde *et al.* 2006, Hinton 2009; pez espada: Claramunt y Herrera 1994, Hinton y Deriso 1994); (2) análisis genéticos (marlín rayado: Graves y McDowell 1994, McDowell y Graves 2008, Purcell 2009; pez espada: Alvarado Bremer *et al.* 2006, Lu *et al.* 2011); y (3) diferencias en los parámetros del ciclo vital tales como tasas de captura y edad máxima y distribuciones de tamaño por edad por región (Sun *et al.* 2002, Cerna 2009, Chong y Aguayo 2009). En el caso del atún albacora (*T. alalunga*, ALB), una especie de aguas templadas altamente migratoria con poblaciones norte y sur claramente diferenciadas en el Océano Pacífico y patrones de migración por edad ecológicamente similares en ambos hemisferios, la distribución de una población refleja la de la otra en ambientes similares en los giros centrales. No obstante, no existen indicaciones de que, tal vez como resultado de temperatura y/o falta de alimento, ninguna de las dos poblaciones cruce la línea ecuatorial en ningún momento (Sund *et al.* 1981). Todos estos parámetros del ciclo vital y biológicos son funciones de las condiciones que encuentran los peces en su hábitat oceánico.

Conocer las preferencias y limitaciones de una especie en términos de características oceanográficas posibilita ajustar las medidas de ordenación para lograr los objetivos de conservación deseados para ciertas especies, sin al mismo tiempo limitar las capturas de especies que no necesitan ordenación.

La batimetría oceánica, un parámetro que sigue esencialmente constante a lo largo del tiempo, afecta la presencia de fauna marina. Por ejemplo, una columna de Taylor sobre un monte submarino suele incrementar la producción primaria en la zona, y atrae por tanto peces y mamíferos marinos. Ocurre lo mismo en las crestas submarinas e islas, cuyos efectos incluyen zonas de corte, producción incrementada, y concentraciones de fauna marina. En el caso del marlín rayado en el sur del Mar de Coral, por ejemplo, el desove tiene lugar en regiones de afloramiento de alta mar asociadas a crestas submarinas (Hanamoto 1972).

Las especies marinas pelágicas se desplazan para mantener una posición favorable en su medio ambiente. En un estudio de la interacción de la pesquería palangrera en Hawai con tortugas marinas protegidas, Polovina *et al.* (2000) identificaron las TSM y regiones frontales del Pacífico norte con la mayor probabilidad de que ocurran estas interacciones. Luego, usando información sobre la distribución espaciotemporal de las condiciones oceanográficas, identificaron períodos y zonas de veda específicas que evitarían estas interacciones, permitiendo así que siguiera operando la pesquería.

Frecuentemente, la ordenación de la pesca implica restricciones sobre la pesca en una zona específica durante un periodo específico, pero la selección de zonas y períodos no se basa siempre en pruebas científicas. Hobday y Hartmann (2006) crearon un modelo de hábitat basado en temperatura para el atún aleta azul del sur (*Thunnus maccoyii*; SBT) que integra datos de temperaturas subsuperficiales de un modelo de circulación y datos satelitales de TSM con datos de temperatura ambiental registrados por marcas implantadas en individuos de esta especie. Los resultados condujeron a una reestructuración de las zonas de ordenación. En trabajos subsiguientes, Hobday *et al.* (2010) mejoraron el modelo para permitir usarlo para redefinir las zonas de veda durante la temporada de pesca, creando así un modelo de ordenación dinámico basado en hábitat.

Para estimar la abundancia de una población con fines de ordenación es necesario un índice de abundancia, y a menudo se modelan éstos con datos de las pesquerías que capturan la especie que se está modelando. Sin embargo, esto requiere que se determine el esfuerzo efectivo del arte de pesca; es decir, la proporción del arte que está realmente pescando en el hábitat de la especie objetivo. Algunas de las soluciones propuestas para este problema usan modelos que incluyen medidas de hábitat preferido (por ejemplo, Hinton y Nakano 1996, Maunder *et al.* 2006, Valavanis *et al.* 2008, Su *et al.* 2011).

De la misma manera, los análisis de tasas de captura con parámetros oceanográficos pueden ser usados para dirigir la pesca a zonas altamente productivas. Entre los muchos ejemplos figuran los análisis de las pesquerías de barrilete y parámetros oceánicos para mejorar el éxito de la pesca (Andrade 2003, Oishi *et al.* 2006), de la relación entre los parámetros oceanográficos y la distribución de especies presa y barrilete

con respecto a las condiciones de afloramiento frente a Baja California (Blackburn 1970), y de la variación en el reclutamiento de aleta amarilla debida a la variabilidad de los parámetros oceánicos (Langley *et al.* 2009). Entre los estudios del albacora del Pacífico norte, Polovina *et al.* (2001) y Zainuddin *et al.* (2004) usaron medidas satelitales de las TSM y la producción primaria para identificar regiones de migración y alimentación a lo largo de frentes en el Pacífico norte.

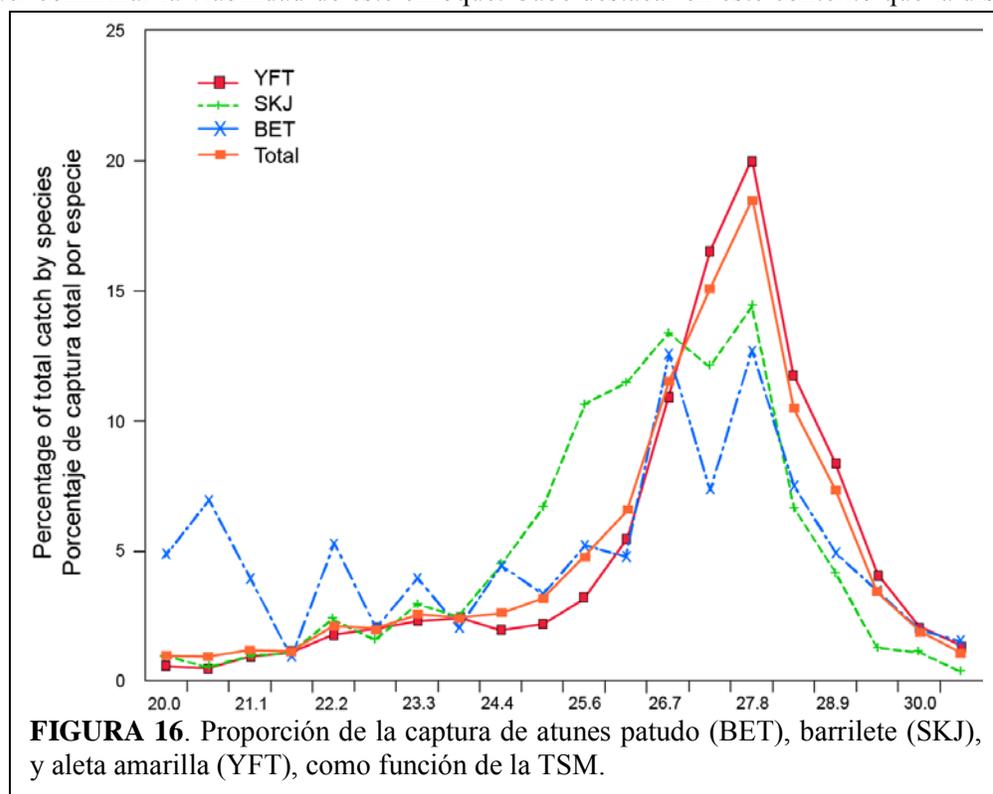
El estatus actual del calentamiento global ha causado preocupación acerca del potencial de cambios en la abundancia y distribución de varias especies marinas, incluido el barrilete. La disponibilidad de grandes cantidades de datos satelitales y datos de los modelos de circulación general brinda la oportunidad de modelar y considerar estos impactos (Loukos *et al.* 2003).

6. INVESTIGACIONES ACTUALES

Entre las investigaciones en curso y planeadas de la oceanografía pesquera y las pesquerías atuneras del OPO se incluyen esfuerzos por determinar zonas de veda dinámica para la conservación del atún patudo, y comprender la respuesta de la pesquería a la variabilidad oceánica, las condiciones oceanográficas que afectan la dinámica de la flota en todos los estados de ENOS, y los mecanismos que impulsan el reclutamiento de atunes en el OPO.

Un problema clave que enfrentan las pesquerías cerqueras en el OPO es la captura de patudo juvenil en lances sobre plantados. Se reconoce generalmente que esta captura debería ser reducida, pero simplemente limitar o prohibir los lances sobre plantados reduciría de forma significativa las capturas de barrilete, que es capturado en grandes cantidades en lances sobre plantados en el Pacífico entero.

Las condiciones oceanográficas podrían brindar una forma de reducir las capturas de especies no objetivo. Un análisis de las capturas de patudo, barrilete, y aleta amarilla en relación con la TSM en el lugar y momento de captura sugiere que podría ser posible reducir las capturas de patudo si se limitara la pesca a aguas con TSM de más de unos 25°C (Figura 16). No obstante, estos resultados preliminares podrían ser explicados por otras hipótesis y parámetros que todavía no han sido examinados, y son necesarios más análisis antes de poder confirmar la viabilidad de este enfoque. Cabe destacar en este contexto que la distribución espacio-temporal de las TSM más bajas en el OPO es irregular y extendida, lo cual podría imposibilitar la ordenación por área. No obstante, con medidas satelitales de TSM a pequeña escala espacio-temporal fácilmente obtenibles y la capacidad de determinar la TSM antes de realizar un lance, el parámetro oceanográfico TSM podría posiblemente resultar ser adecuado para gestionar



los atunes y reducir las capturas incidentales en el OPO, y al mismo tiempo minimizar la pérdida potencial de captura de especies objetivo.

Los datos oceanográficos satelitales figuran entre la información más importante necesaria para examinar el forzamiento físico y las asociaciones en los ecosistemas y pesquerías marinas grandes, pero acceso fácil y oportuno ha sido problemático, y en algunos casos sigue así. Además,

estos datos son desarrollados para investigaciones geofísicas, y no están generalmente disponibles en formatos usados comúnmente en la ciencia pesquera. El módulo de análisis espacial para el sistema EASy-GIS⁵ puede manejar datos en cuatro dimensiones (X, Y, Z, T) para emparejar, mostrar, y realizar análisis básicos de datos geofísicos y pesqueros. Puede también llamar procedimientos en R y exportar archivos de datos para análisis subsiguientes en programas tales como ADMB, R, y SAS. El desarrollo del módulo, y acceso abierto al EASy-GIS en que funciona, fueron posibilitados por una beca⁶ de la Administración Nacional Aeronáutica y Espacial (NASA) de Estados Unidos. El sistema y módulo están disponibles sin costo al usuario.

En la [Figura 17](#) se ilustra un ejemplo del uso del módulo para examinar la respuesta de los buques cerqueros a las características oceánicas. La captura de aleta amarilla a lo largo del tiempo corresponde a la zona frontal que se extiende al oeste desde las regiones costeras cerca del Domo de Costa Rica a lo largo de la zona de agua fría proveniente del Domo.

EASy-GIS brinda una forma plenamente interactiva de ejecutar series de tiempo de datos de pesca con datos oceanográficos superpuestos. En la [Figura 18](#) se ilustra la diferencia significativa entre los patrones de corrientes de superficie durante un evento fuerte de El Niño (1997-1998) y La Niña subsiguiente. La distribución espaciotemporal del esfuerzo de pesca responde a cambios en dichos patrones y en la distribución de las condiciones oceanográficas ([Figura 19](#)).

Poder modelar los datos oceánicos y de pesca juntos posibilita brindar un asesoramiento y opciones de ordenación mejorados que toman en cuenta estas relaciones entre el océano y la pesca. En la [Figura 20](#) se ilustra el cambio del esfuerzo de pesca con respecto a las zonas de veda adoptadas en las resoluciones de conservación de la CIAT.

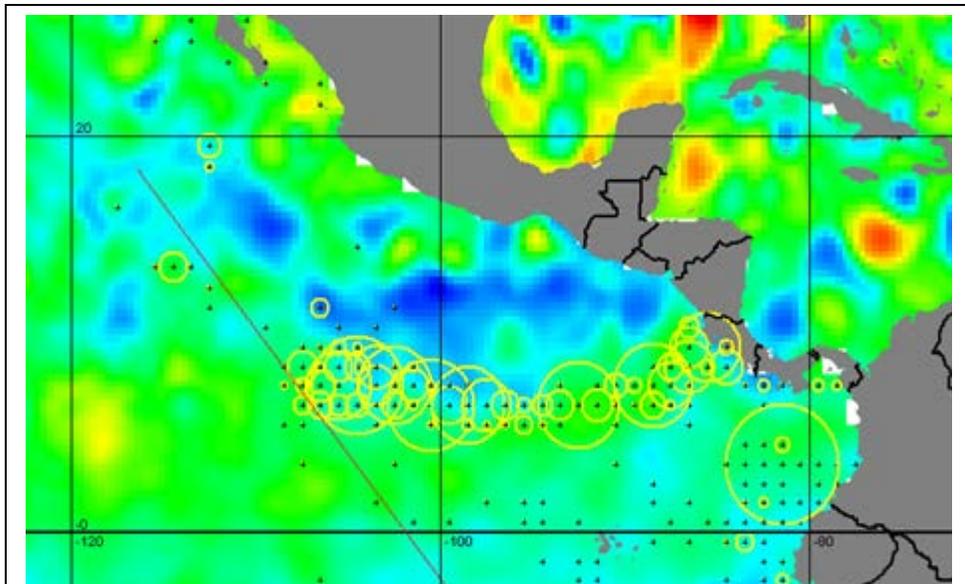


FIGURA 17. Imagen del módulo de análisis espacial de EASy-GIS ilustrando una serie de tiempo del flujo al oeste de agua fría (azul) del Domo de Costa Rica (DCR) y el área de altas capturas de atún aleta amarilla (círculos amarillos) a lo largo de la zona frontal al sur de las aguas del DCR.

⁵ Environmental Analysis System (EASy) Geographical Information System (GIS) para aplicaciones marinas. [System Science Applications, Inc.](#)

⁶ NASA [ROSES 2007](#) DSS-07

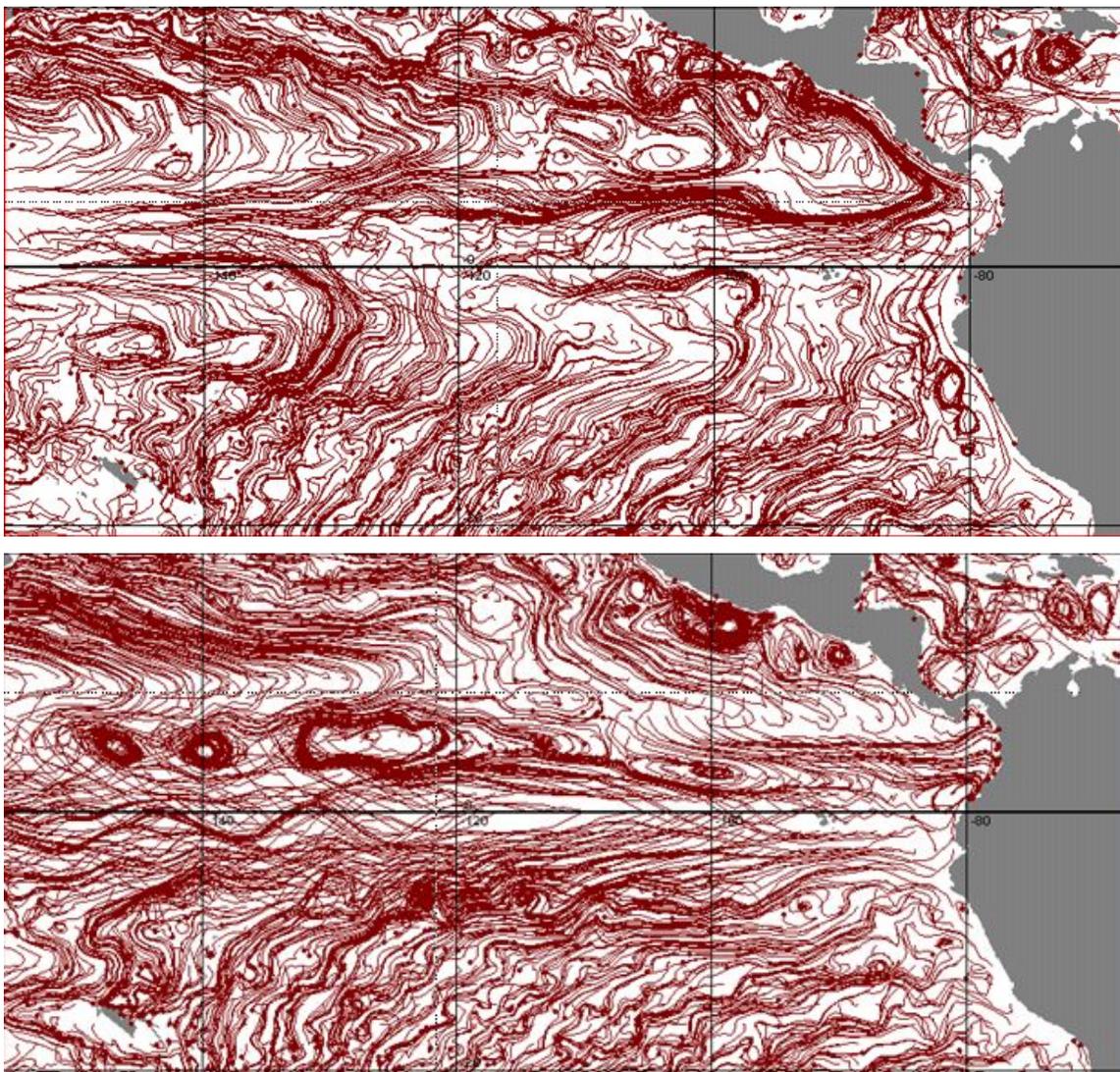


FIGURA 18. Rutas del flujo de corrientes a gran escala en el OPO entre 20°N y 20°S durante los eventos de El Niño de 1997-1998 (panel superior) y La Niña de 1998-1999 (panel inferior).

Los pescadores toman las condiciones oceanográficas en cuenta al decidir sus estrategias de pesca, y muchos ahora usan productos comerciales⁷ que producen análisis actuales de las condiciones oceánicas basados en datos satelitales tales como las temperaturas superficial y subsuperficial del mar, la profundidad de la capa de mezcla, y las condiciones meteorológicas. En vista de la respuesta de los buques a cambios en las condiciones oceanográficas, la inclusión de parámetros oceanográficos en los modelos de las operaciones de los buques pesqueros debería mejorar la capacidad de proyectar las distribuciones de las flotas y sus respuestas a cambios en el medio ambiente y la ordenación de la pesca. En un estudio⁸ de modelos de buques de pesca⁹ financiado por la Fundación Científica Nacional de Estados Unidos, se incluyeron

⁷ por ejemplo, SeaView http://www.oceani.com/Services_SeaView.html

⁸ Fishscape: <https://www.collectiveip.com/grants/NSF:1010280>

⁹ Sun, J., M.G. Hinton, & D.G. Webster. 2015. Modelling the Spatial Dynamics of International Tuna Fleets. Submission to Plos One.

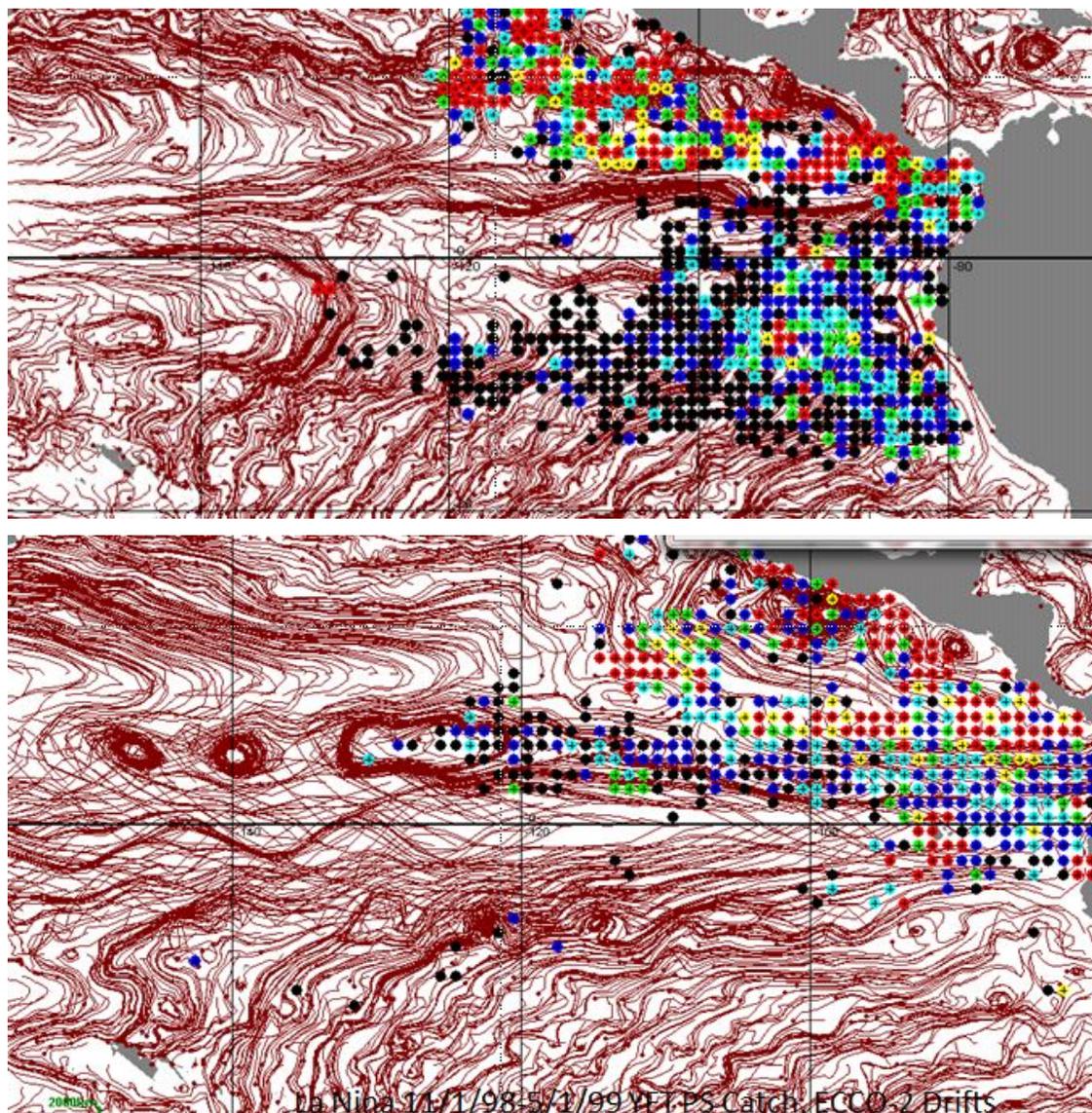


FIGURA 19. Posiciones de las capturas (de bajas [negro] a altas [rojo]) de aleta amarilla en el OPO entre 20°S y 20°N durante el evento de El Niño de 1997-1998 (panel superior) y La Niña de 1998-1999 (panel inferior)..

parámetros oceánicos en un modelo de dinámica de flota de las pesquerías atuneras del OPO. El modelo proyecta las operaciones de buques individuales a partir de su estatus operacional actual, tal como combustible a bordo y tonelaje de pescado a bordo, y del medio ambiente oceánico en la posición actual del buque y en posiciones de pesca alternativas que tiene « bajo consideración ».

7. RESUMEN

Las principales corrientes de superficie zonales en el OPO son impulsadas por el viento y son (del norte al sur) la Corriente Ecuatorial del Norte, que fluye hacia el oeste, la Contracorriente Ecuatorial del Norte, que fluye hacia el este, y la Corriente Ecuatorial del Sur, que también fluye al oeste. La Subcorriente Ecuatorial subsuperficial, que fluye hacia el este, está centrada en la línea ecuatorial. La dinámica de estas corrientes, y de aquellas que alimentan en el OPO, no es bien conocida. Las corrientes laterales orientales

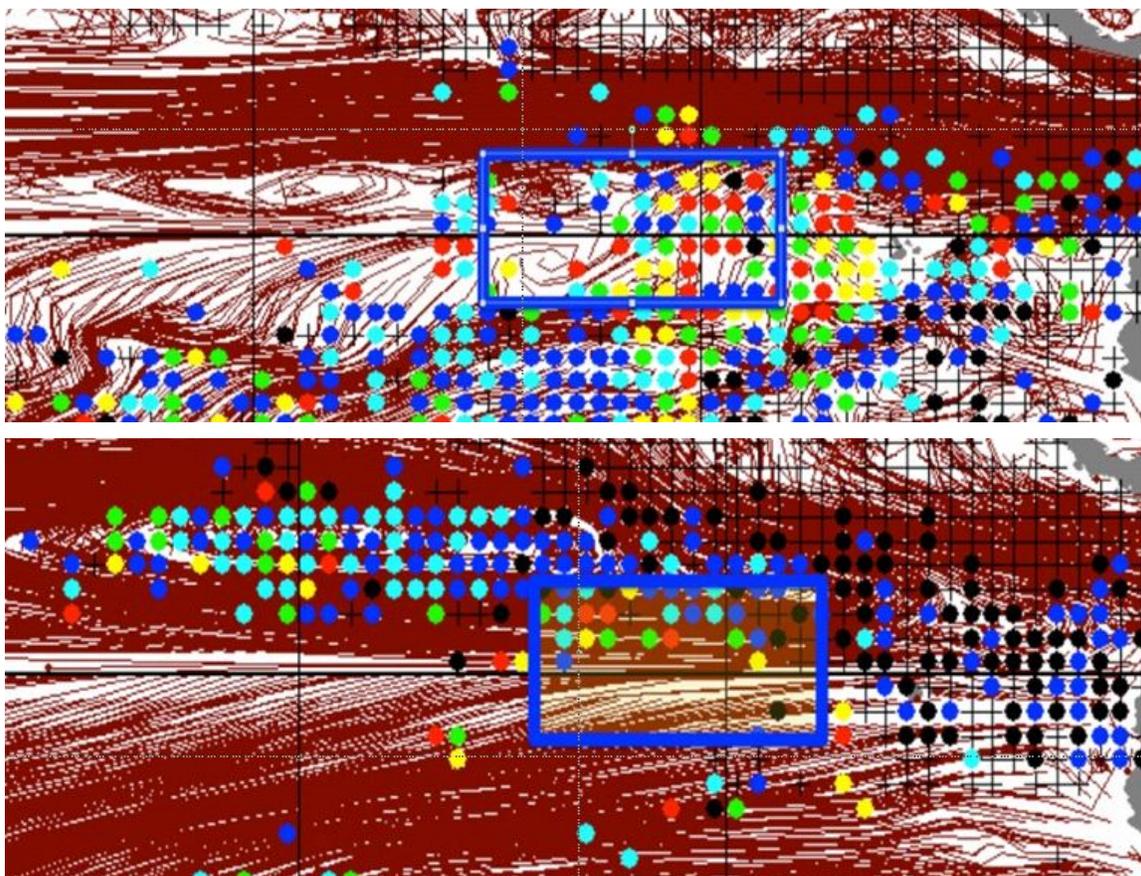


FIGURA 20. Distribución de las capturas (de bajas [negro] a altas [rojo]) de patudo durante los eventos de El Niño de 1997-1998 (panel superior) y La Niña de 1998-1999 (panel inferior) en relación con el límite (línea azul) del área de veda de la pesca de cerco durante octubre.

de California y de Humboldt contribuyen un flujo significativo a las Corrientes Ecuatoriales del Norte y del Sur.

El clima interanual de la región es dominado por El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), que cambia de estado aproximadamente cada cinco años, aunque la frecuencia viene disminuyendo en el pasado reciente. Cambios de régimen que cambian las temperaturas base de la región ocurren a intervalos de unos 15 a 25 años, y en el Pacífico ecuatorial afectan la frecuencia e intensidad de los eventos de El Niño. El cambio de régimen en 1976-1977 incrementó las TSM ecuatoriales aproximadamente 1.5°C. A lo largo del tiempo, la mayor exactitud y precisión de los modelos atmósfera-oceano globales integrados mejorarán la capacidad de predecir cambios de estado del ENOS.

El OPO cubre un 18% del área superficial de los océanos, pero produce un 22% de la producción primaria global. La producción primaria ocurre en todo el OPO, aunque, debido a la poca profundidad de la termoclina en la región la zona eufótica está comprimida, la mayor parte de la producción es de microplanctón. Altas concentraciones de clorofila-a y altos niveles de producción son evidentes cerca del continente y a lo largo de la línea ecuatorial, donde el afloramiento del agua aporta hierro, el factor limitante para la producción primaria en el OPO.

La oceanografía pesquera brinda una forma de incrementar la producción de la pesca, reducir la captura incidental, y desarrollar opciones de ordenación para pesquerías reguladas. Ha probado ser eficaz para la

estandarización de las tasas de captura que se usan en las evaluaciones de poblaciones y en el desarrollo de opciones de ordenación dinámica para especies altamente migratorias, tales como aquellas desarrolladas para el atún aleta azul del sur. Se espera que aumente las opciones para la ordenación de los atunes en el OPO, y para la reducción de la captura incidental.

Comprender la dinámica de las flotas y sus movimientos a medida que cambian las condiciones oceánicas es importante para la evaluación y la ordenación de las pesquerías. En las evaluaciones de las poblaciones y el desarrollo de recomendaciones de ordenación, es necesario hacer supuestos sobre la respuesta a controles externos de las flotas y la redistribución del esfuerzo de pesca. Se han incluido parámetros oceanográficos en un modelo integrado de las pesquerías atuneras del OPO que incluye condiciones oceánicas, la producción de la población, la dinámica de la flota pesquera, y el impacto de la ordenación. Se ha identificado la respuesta significativa de la flota a condiciones de El Niño/La Niña, lo cual posibilitará considerar opciones para acciones de ordenación frente a cambios medioambientales.

Con información sobre temperaturas limitantes y preferidas para los atunes, ha sido posible identificar la distribución espaciotemporal de aguas aptas para el desove de los atunes y para los atunes adultos. Los conocimientos de las condiciones oceanográficas han contribuido también a la delineación, confirmada por análisis de datos genéticos, de la estructura poblacional de los atunes y peces picudos del OPO.

8. LITERATURA CITADA

- Alvarado Bremer, J. R., M. G. Hinton and T. W. Greig (2006). Evidence of spatial genetic heterogeneity in Pacific swordfish (*Xiphias gladius*) revealed by the analysis of *ldh-A* sequences. [Bulletin of Marine Science](#) **79**(3): 493–503.
- Amador, J. A., E. J. Alfaro, O. G. Lizano and V. O. Magaña (2006). Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. [Progress in Oceanography](#) **69**(2–4): 101-142.
- Andrade, H. A. (2003). The relationship between the skipjack tuna (*Katsuwonus pelamis*) fishery and seasonal temperature variability in the south-western Atlantic. [Fisheries Oceanography](#) **12**(1): 10-18.
- Bane, G. W., Jr. (1966). Hydrography and the yellowfin tuna, *Thunnus albacares*, in the Gulf of Guinea. [Ghana Journal of Science](#) **6**: 115-137.
- Barkley, R. A., W. H. Neill and R. M. Gooding (1978). Skipjack tuna, *Katsuwonus pelamis*, habitat based on temperature and oxygen requirements. [Fishery Bulletin](#) **76**(3): 653-662.
- Bjerknes, J. (1966). A possible response of atmospheric Hadley Circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. [Tellus](#) **18**(4): 820-829.
- Bjerknes, J. (1969). Atmospheric teleconnections from equatorial Pacific. [Monthly Weather Review](#) **97**(3): 163-172.
- Blackburn, M. (1970). Conditions related to upwelling which determine distribution of tropical tunas off western Baja California. [United States Fish and Wildlife Service Fishery Bulletin](#) **68**(1): 147-&.
- Brill, R. W. (1994). A review of temperature and oxygen tolerance studies of tunas pertinent to fisheries oceanography, movement models and stock assessments. [Fisheries Oceanography](#) **3**(3): 204-216.
- Cai, W., S. Borlace, M. Lengaigne, P. van Rensch, M. Collins, G. Vecchi, A. Timmermann, A. Santoso, M. J. McPhaden, L. Wu, M. H. England, G. Wang, E. Guilyardi, and F.-F. Jin. (2014). Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. [Nature Climate Change](#) **4**(2): 111-116.
- Cerna, J. F. (2009). Age and growth of the swordfish (*Xiphias gladius* Linnaeus, 1758) in the southeastern Pacific off Chile (2001). [Latin American Journal of Aquatic Research](#) **37**(1): 59-69.
- Chong, J. and M. Aguayo (2009). Age and growth of swordfish (*Xiphias gladius* Linnaeus, 1758) in the southeastern Pacific (December 1994-September 1996). [Latin American Journal of Aquatic Research](#) **37**(1): 1-15.
- Claramunt, G. and G. Herrera (1994). A new method to estimate the fraction of daily spawning females

- and the numbers of spawnings in *Sardinops sagax* in northern Chile. Scientia Marina **58**(3): 169-177.
- Cromwell, T. (1958). Thermocline topography, horizontal currents and ridging in the eastern tropical Pacific. Bulletin of the Inter-American Tropical Tuna Commission **3**: 135-164.
- Domeier, M. L. (2006). An analysis of Pacific striped marlin (*Tetrapturus audax*) horizontal movement patterns using pop-up satellite archival tags. Bulletin of Marine Science **79**(3): 811-825.
- Evans, R. H., D. R. McLain and R. A. Bauer (1981). Atlantic skipjack tuna: influences of mean environmental conditions on their vulnerability to surface fishing gear. Marine Fisheries Review **43**(6): 1-11.
- Fiedler, P. C. (2002). The annual cycle and biological effects of the Costa Rica Dome. Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers **49**(2): 321-338.
- Gonzalez Armas, R., R. Funes Rodriguez and V. A. Levy Perez (1993). First record of *Tetrapturus audax* larvae (Scombroidei: Istiophoridae) in the coast of Jalisco, eastern Pacific of Mexico. Revista de biologia tropical. San Jose **41**(3-B): 919-920.
- Gonzalez Armas, R., O. Sosa-Nishizaki, R. Funes Rodriguez and V. A. Levy Perez (1999). Confirmation of the spawning area of the striped marlin, *Tetrapturus audax*, in the so-called core area of the eastern tropical Pacific off Mexico. Fisheries Oceanography **8**(3): 238-242.
- Graham, N. E. (1994). Decadal-scale climate variability in the tropical and north Pacific during the 1970s and 1980s: observations and model results. Climate Dynamics **10**(3): 135-162
- Graves, J. E. and J. R. McDowell (1994). Genetic analysis of striped marlin (*Tetrapturus audax*) population structure in the Pacific Ocean. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences **51**: 1762-1768.
- Hanamoto, E. (1972). Fishery oceanography of striped marlin. 2. Spawning activity of the fish in the southern Coral Sea. Bulletin of the Japanese Society of Scientific Fisheries **43**(11): 1279-1286.
- Hinton, M. G. (2009). Considerations on regions for use in stock assessments of striped marlin. ISC Billfish Working Group. Honolulu, Hawaii, USA, International Scientific Committee for Tuna and Tuna-like Species in the North Pacific Ocean. ISC/09/BILLWG-1: 7.
- Hinton, M. G. and R. B. Deriso (1994). Distribution and stock assessment of swordfish, *Xiphias gladius*, in the eastern Pacific Ocean from catch and effort data standardized on biological and environmental parameters. Biology and fisheries of swordfish, *Xiphias gladius*, Ensenada, B.C., Mexico, U.S. Department of Commerce.
- Hinton, M. G. and H. Nakano (1996). Standardizing catch and effort statistics using physiological, ecological, or behavioral constraints and environmental data, with an application to blue marlin (*Makaira nigricans*) catch and effort data from Japanese longline fisheries in the Pacific. Bulletin of the Inter-American Tropical Tuna Commission **21**(4): 169-200.
- Hobday, A. J. and K. Hartmann (2006). Near real-time spatial management based on habitat predictions for a longline bycatch species. Fisheries Management and Ecology **13**(6): 365-380.
- Hobday, A. J., J. R. Hartog, T. Timmiss and J. Fielding (2010). Dynamic spatial zoning to manage southern bluefin tuna (*Thunnus maccoyii*) capture in a multi-species longline fishery. Fisheries Oceanography **19**(3): 243-253.
- Hyde, J. R., R. Humphreys, M. Musyl, E. Lynn and R. Vetter (2006). A central north Pacific spawning ground for striped marlin, *Tetrapturus audax*. Bulletin of Marine Science **79**(3): 683-690.
- IATTC (1972). Annual report of the Inter-American Tropical Tuna Commission 1971. La Jolla, California, USA, Inter-American Tropical Tuna Commission: 129 p.
- Langley, A., K. Briand, D. S. Kirby and R. Murtugudde (2009). Influence of oceanographic variability on recruitment of yellowfin tuna (*Thunnus albacares*) in the western and central Pacific Ocean. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences **66**(9): 1462-1477.

- Lorenz, E. N. (1963). Deterministic non-periodic flow. Journal of the Atmospheric Sciences 20(2): 130–141
- Loukos, H., P. Monfray, L. Bopp and P. Lehodey (2003). Potential changes in skipjack tuna (*Katsuwonus pelamis*) habitat from a global warming scenario: modelling approach and preliminary results. Fisheries Oceanography 12(4-5): 474-482.
- Lu, C. P., B. L. Smith, M. G. Hinton and J. R. Alvarado Bremer (2011). Population structure study of swordfish *Xiphias gladius* in the Pacific Ocean inferred by genetic informative data differentiation using High Resolution Melting Analysis (HRMA). American Fisheries Society 141st Annual Meeting. Seattle, WA.
- Maunder, M. N., M. G. Hinton, K. A. Bigelow and A. D. Langley (2006). Developing indices of abundance using habitat data in a statistical framework. Bulletin of Marine Science 79(3): 545-559.
- McDowell, J. R. and J. E. Graves (2008). Population structure of striped marlin (*Kajikia audax*) in the Pacific Ocean based on analysis of microsatellite and mitochondrial DNA. Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences 65(7): 1307-1320.
- Minobe, S. (1997). A 50-70 year climate oscillation over the North Pacific and North America. Geophysical Research Letters 24(6): 683-686.
- Mizuno, K., M. Okazaki, H. Nakano and H. Okamura. (1997). Estimation of underwater shape of tuna longline by using micro-BTs. Bulletin of the National Research Institute of Far Seas Fisheries 34: 1-24.
- Oishi, K., A. Nihira, T. Kuroyama and S. I. Saitoh (2006). Predictable hotspots for skipjack tuna, (*Katsuwonus pelamis*), using multi-sensor satellite remote sensing off the east coast of Japan, North Pacific Marine Science Organization (PICES), P.O. Box 6000 Sidney B.C. V8L 4B2 Canada.
- Pennington, J. T., K. L. Mahoney, V. S. Kuwahara, D. D. Kolber, R. Calienes and F. P. Chavez (2006). Primary production in the eastern tropical Pacific: A review. Progress in Oceanography 69(2-4): 285-317.
- Philander, S. G. (1990). El Nino, La Nina and the Southern Oscillation. San Diego, Academic Press.
- Polovina, J. J., E. Howell, D. R. Kobayashi and M. P. Seki (2001). The transition zone chlorophyll front, a dynamic global feature defining migration and forage habitat for marine resources. Progress in Oceanography 49(1-4): 469-483.
- Polovina, J. J., D. R. Kobayashi, D. M. Parker, M. P. Seki and G. R. Balazs (2000). Turtles on the edge: movement of loggerhead turtles (*Caretta caretta*) along oceanic fronts, spanning longline fishing grounds in the central North Pacific, 1997-1998. Fisheries Oceanography 9(1): 71-82.
- Purcell, C. M. (2009). Genetic Analysis of Population Structure in Striped Marlin, *Tetrapturus audax*, in the Pacific Ocean. Ph.D., University of Southern California.
- Ren, H. L. and F. F. Jin (2011). Nino indices for two types of ENSO. Geophysical Research Letters 38.
- Rothschild, B. J. (2015). On the birth and death of ideas in marine science. ICES Journal of Marine Science: 8.
- Schaefer, K. M. (2008). Stock structure of bigeye, yellowfin and skipjack tunas in the eastern Pacific Ocean. Stock Assessment Report. Inter-American Tropical Tuna Commission. Inter-American Tropical Tuna Commission. 9: 203-221.
- Schaefer, K. M. and D. W. Fuller (2002). Movements, behavior, and habitat selection of bigeye tuna (*Thunnus obesus*) in the eastern equatorial Pacific, ascertained through archival tags. Fishery Bulletin 100(4): 765-788.
- Schaefer, K. M., D. W. Fuller and B. A. Block (2009). Vertical movements and habitat utilization of skipjack (*Katsuwonus pelamis*), yellowfin (*Thunnus albacares*), and bigeye (*Thunnus obesus*) tunas in the equatorial eastern Pacific Ocean, ascertained through archival tag data. Tagging and Tracking of Marine Animals with Electronic Devices. J. L. Nielsen, H. Arrizabalaga, N. Fragoso *et al.*,

- Springer. **9**: 121-144.
- Stephens, C., S. Levitus, J. Antonov and T. P. Boyer (2001). On the Pacific Ocean regime shift. Geophysical Research Letters **28**(19): 3721-3724.
- Su, N.-J., C.-L. Sun, A. E. Punt, S.-Z. Yeh and G. Dinardo (2011). Evaluation of a spatially sex-specific assessment method incorporating a habitat preference model for blue marlin (*Makaira nigricans*) in the Pacific Ocean. Fisheries Oceanography **20**(5): 415-433.
- Sun, C. L., S. P. Wang and S. Z. Yeh (2002). Age and growth of the swordfish (*Xiphias gladius* L.) in the waters around Taiwan determined from anal-fin rays. Fishery Bulletin **100**(4): 822-835.
- Sund, P. N., M. Blackburn and F. Williams. (1981). Tunas and their environment in the Pacific Ocean: a review. Oceanography and Marine Biology, an Annual Review **19**: 443-512.
- Svedrup, H. U., M. W. Johnson and R. H. Fleming (1942). The Oceans: Their Physics, Chemistry, and General Biology. New York, Prentice Hall, Inc.
- Takayabu, Y. N., T. Iguchi, M. Kachi, A. Shibata and H. Kanzawa (1999). Abrupt termination of the 1997-98 El Nino in response to a Madden-Julian oscillation. Nature **402**(6759): 279-282.
- Tsonis, A. A. and K. L. Swanson (2012). On the origins of decadal climate variability: a network perspective. Nonlinear Processes in Geophysics **19**(5): 559-568.
- Valavanis, V. D., G. J. Pierce, A. F. Zuur, A. Palialexis, A. Saveliev, I. Katara and J. J. Wang (2008). Modelling of essential fish habitat based on remote sensing, spatial analysis and GIS. Hydrobiologia **612**: 5-20.
- Wang, B. (1995). Interdecadal changes in El Nino onset in the last 4 decades. Journal of Climate **8**(2): 267-285.
- Wang, C. and P. C. Fiedler (2006). ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review. Progress in Oceanography **69**(2-4): 239-266.
- Weickmann, K. M. (1991). El-Nino Southern Oscillation and Madden-Julian (30-60 day) oscillations during 1981-1982. Journal of Geophysical Research-Oceans **96**: 3187-3195.
- Wyrtki, K. and B. Kilonsky (1984). Mean water and current structure during The Hawaii -to -Tahiti shuttle experiment. Journal of Physical Oceanography **14**: 242-254.
- Yasunaka, S. and K. Hanawa (2005). Regime shift in the global sea-surface temperatures: Its relation to El Nino-southern oscillation events and dominant variation modes. International Journal of Climatology **25**(7): 913-930.
- Zainuddin, M., S.-i. Saitoh and K. Saitoh (2004). Detection of potential fishing ground for albacore tuna using synoptic measurements of ocean color and thermal remote sensing in the northwestern North Pacific. Geophysical Research Letters **31**: L20311, 4 p.