

Tendencias en la variabilidad de la temperatura superficial del mar en la costa de Ecuador

Tendencias in the variability of the sea surface temperature in the coast of Ecuador

Dr. Larry Breaker PhD.

Moss Landing Laboratories
lbreaker@mlml.calstate.edu

MSc. Hans Ruperti Loor

Universidad Laica Eloy Alfaro de Manabí
hans.ruperti@uleam.edu.ec

Dr. Dustin Carroll PhD.

University of Oregon
dcarroll@uoregon.edu

RESUMEN

Datos de temperatura superficial del mar de siete regiones adyacentes (Boxes) que abarcan la costa de Ecuador han sido examinados en busca de tendencias a largo plazo y características relacionadas. El área de estudio se extiende desde los 84°W y entre las latitudes 4° S a 2° N. La información fue promediada mensualmente cubriendo un período comprendido entre los años 1900 hasta 2014. La temperatura superficial del mar generalmente en Ecuador aumenta hacia la costa y disminuye hacia el sur. Se identifican los principales eventos de calentamiento de “El Niño Oscilación del Sur”, en particular los ocurridos entre 1982-1983 y 1997-1998. En la mayoría de los casos las tendencias muestran que la temperatura superficial del mar aumentó más rápidamente durante los primeros años de los registros que durante los años posteriores.

Palabras clave: Variabilidad de la TSM, ENOS, Descomposición de modo empírico, Regresión Lowess, Ecosistemas marinos.

ABSTRACT

Sea surface temperature data from seven adjacent regions (Boxes) that span the coast of Ecuador have been examined for long-term trends and related features. The area of study extends from the coast out to 84 °W longitude and between 4° S and 2° N latitudes. The data have been averaged monthly covering a period from 1900 through 2014. Sea surface temperature in Ecuador, generally increase toward the coast and decrease southward. Major El Niño warming events, particularly those that occurred in 1982-1983 and 1997-1998, are identified in the study. In the majority of cases, the trends show that sea surface temperature increased faster during the former years of the records than during the latter ones.

Key words: sea surface temperature variability, ENOS, empirical mode decomposition, Lowes smoothing, marine ecosystems.



Recibido: 30 de septiembre, 2015
Aceptado: 16 de noviembre, 2015

1. INTRODUCCIÓN

Este estudio comprende una región oceánica limitada al suroeste con la corriente de Humboldt y al norte con la corriente de Panamá. La primera transporta aguas frías al noroeste y la segunda aguas más cálidas al suroeste. Ambas convergen con dirección a las islas Galápagos (Cucalón, 1989). Entre estas se encuentra una frontera oceánica importante llamada Frente Ecuatorial, caracterizada por fuertes gradientes térmicos (Zambrano, 2007).

Durante el verano (época seca), este frente es impredecible en cuanto a su ubicación y fuerza; mientras que en el invierno (época húmeda) se vuelve más estable y fácil de identificar (Pak & Zaneveld, 1974; Cornejo, 2007). En el Pacífico oriental tropical de la costa de Ecuador, la profundidad de la capa mixta de la superficie y la termoclina superior es generalmente muy baja, aproximadamente 20 m (Fiedler & Talley, 2006); pequeños incrementos de los vientos en la superficie aumentan efectivamente la mezcla en la capa superficial, llevando consigo aguas más frías. Los cambios en el campo de viento en la superficie son un factor que contribuye a la variabilidad general en la temperatura superficial del mar (TSM), no siendo este el único factor, ya que variaciones en la fuerza y la localización del Frente Ecuatorial también pueden contribuir a esta variación (Zuta & Guillen, 1970; Okuda *et al.*, 1983).

Existen tres posibles cambios en la TSM en un lugar específico: flujo de calor vertical en el océano a través de la superficie del mar desde los procesos atmosféricos; advección de calor en ese lugar por uno o varios procesos oceánicos, y aumento de la profundidad de la capa superficial debido a la mezcla por el viento (Cane & Sarachik, 1983). La importancia relativa de estos procesos es espacial y temporalmente dependiente.

Los vientos de superficie fuera de la costa ecuatorial afectan fuertemente la TSM, a través de los procesos de advección y de intercambio

de calor entre la capa límite superficial de la atmósfera y la capa de mezcla en la superficie del océano. Los vientos dominantes se presentan generalmente desde el suroeste, acercándose a la costa. Durante el año, la dirección del viento suele ser constante sobre una base estacional. La velocidad del viento es más baja entre enero y marzo, se incrementa ligeramente en mayo, relativamente fuerte desde junio hasta noviembre, iniciando la desaceleración estacional en noviembre hasta enero (Moreano, 1983; Allauca, 1990). Así, como la velocidad del viento aumenta de forma temporal en la costa de Ecuador, deberíamos esperar que gran parte de la energía cinética turbulenta que se produce contribuya a una mayor variabilidad en la TSM.

Las ondas Kelvin, por su parte, que se forman cerca de las costas de Indonesia (Pacífico Occidental), resultan evidentes en el área de estudio como consecuencia de "El Niño Oscilación del Sur" (ENOS) (Clarke, 1983). Asociado a estas ondas se encuentran las corrientes que fluyen al este, a menudo llamadas corrientes de El Niño, las cuales transportan aguas más cálidas a la costa de Ecuador, aumentando varios grados centígrados la temperatura del agua. Estos eventos se producen con un período o intervalo de tiempo de 3 a 7 años, con una duración hasta de un año. Los grandes eventos surgen cada 10 o 15 años y duran hasta dos años (Moreano *et al.*, 1986; Cucalón, 1987).

Basados en registros de 115 años (enero de 1900-diciembre de 2014) de temperaturas mensuales promedio de la superficie del mar, este trabajo examina la información de TSM en busca de tendencias a largo plazo, aplicando métodos no lineales de análisis que permiten extraer y describir cambios significativos.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

La información analizada abarca en su totalidad la costa ecuatorial, desde los 84° W, entre las latitudes 4° S a 2° N (Figura 1).

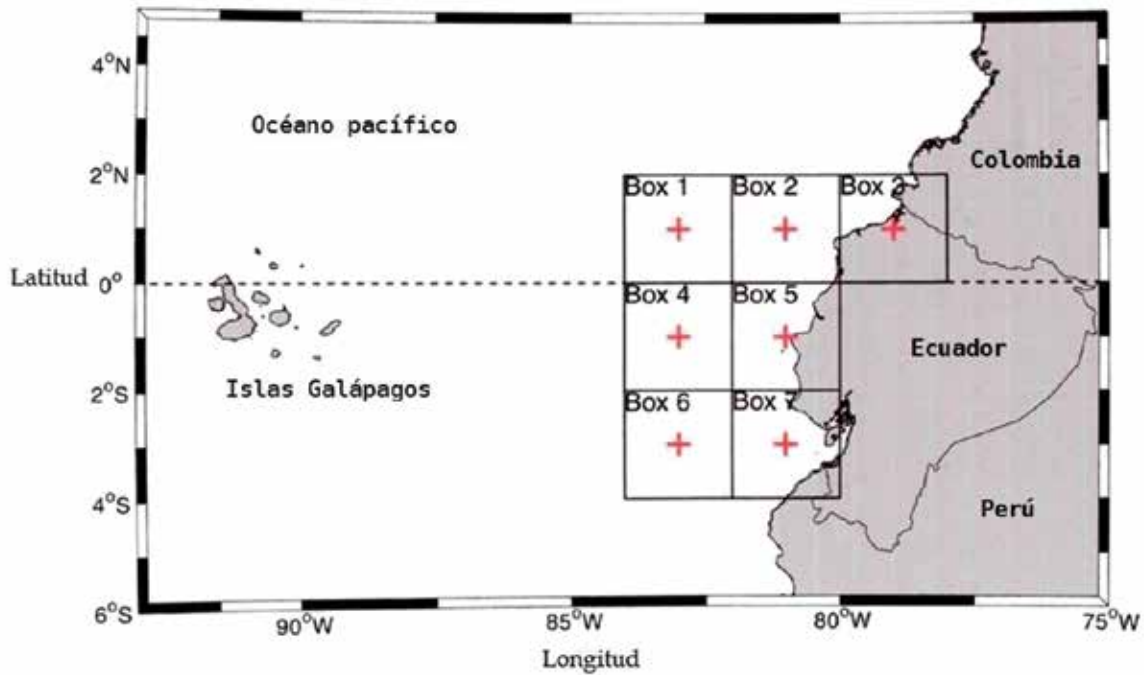


Figura 1. Detalle del área de estudio y de los Boxes (subregiones) analizados. Fuente: Elaboración propia.

Cada Box corresponde a un cuadrado de 2x2 grados, realizando observaciones mensuales promediadas de TSM durante el período comprendido entre 1900 - 2014 (Figura 2).

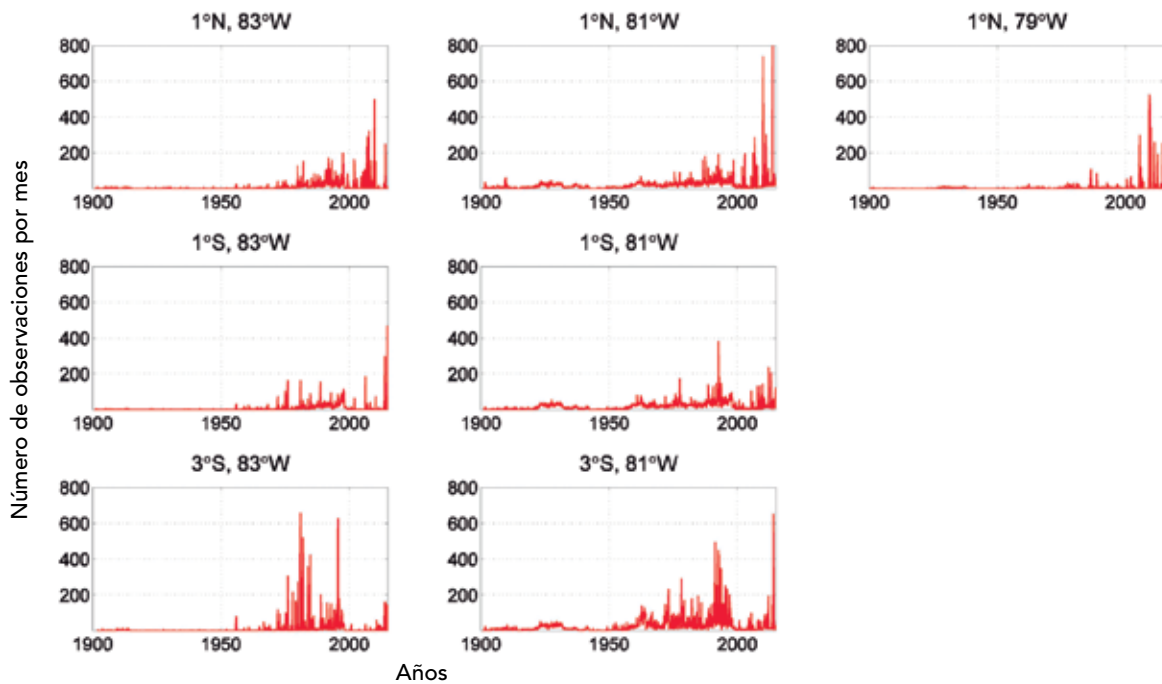


Figura 2. Número de observaciones de TSM por mes en el período analizado (enero de 1900 - diciembre de 2014). Fuente: Elaboración propia.

La información fue obtenida del International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS) y proporcionados por la NOAA/OAR/ESRL PSD (Boulder, Colorado, EE.UU.). Los detalles relativos a cómo fueron adquiridos los datos, los procedimientos de control de calidad empleados y las técnicas de procesamiento de datos que se utilizaron se pueden encontrar en la siguiente dirección: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

Las ubicaciones de cada Box son las siguientes: **Box 1:** 1°N, 83°W; **Box 2:** 1°N, 83°W; **Box 3:** 1°N, 83°W; **Box 4:** 1°N, 83°W; **Box 5:** 1°N, 83°W; **Box 6:** 1°N, 83°W; **Box 7:** 1°N, 83°W. Los Boxes más cercanos a la costa (3, 5 y 7) se extienden sobre una longitud aproximada de 560 km, variando desde los 200 hasta los 20 km (eje norte-sur) y están distribuidos en cinco provincias costeras: Esmeraldas, Manabí, Santa Elena, Guayas y El Oro (INOCAR, 2005).

Dos métodos de análisis fueron empleados en la búsqueda de tendencias en los datos: *descomposición empírica en modos* (EMD - siglas en inglés) y *técnicas de suavizado mediante ajuste local a los datos* (LOWESS - siglas en inglés). El primer método descompone una serie de tiempo en una secuencia de función de modo de componentes intrínsecos empíricamente ortogonales (IMF - siglas en inglés) (Huang, 1998; Wu & Huang, 2009). En EMD, el número de modos se determina por los datos analizados en series de tiempo no estacionarias y no lineales. Los componentes del IMF son a menudo físicamente significativos debido a que las escalas están determinadas por los datos. Sin embargo, los modos seleccionados pueden requerir la agrupación con el fin de extraer una base física. Cada IMF representa un modo de oscilación con la amplitud y frecuencias dentro de una banda cuya frecuencia central define el período medio de ese modo dependiente del tiempo.

El proceso de extracción de las fases individuales o escalas esenciales de los datos se denomina criba y se realiza muchas veces

para producir una sola IMF. En la práctica, la extracción de la tendencia puede requerir que varios de los modos más altos y el residual sean reagrupados para reconstruirlo. El modo final o último en una descomposición EMD se llama residual y, a menudo, captura el comportamiento de la tendencia al igual que en los datos. En la aplicación del EMD, los datos deben estar espaciados de manera uniforme en el tiempo. Debido a los vacíos que se producen se han interpolado los datos, en este caso, a una rejilla con un espaciado uniforme mensual, utilizando una curva cúbica simple - *cubic spline* - (p. ej. Davis, 1986). Cada registro interpolado contiene 1380 valores uniformemente espaciados. Los modos más bajos en el EMD contienen las frecuencias más altas y estos modos se verán influenciadas por interpolación, en particular para los más largos. A medida que aumenta el número de modos, la influencia de estos vacíos desaparece gradualmente. Se estima que para los números de modo de seis o más alto (donde las oscilaciones tienen períodos de aproximadamente 10 años o más) los vacíos ya no son un problema.

La pendiente (S_g) se ha calculado de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$S_g = E |y_t|, \quad (1)$$

donde $y_t = x_{t+1} - x_t$ (x_t es la observación original en tiempo t , x_{t+1} es la observación original en el tiempo $t+1$, y t es la primera diferencia en el tiempo t), y $E | |$ representa el valor esperado que en este caso es la media de la muestra. Al tomar el valor medio de las primeras diferencias sobre todo el registro, se obtiene una estimación de la inclinación para cualquier serie de tiempo uniformemente espaciado si es lineal, no lineal o curvilínea. Sin embargo, la interpretación de S_g se hace más difícil cuando las tendencias no son lineales porque la pendiente instantánea puede cambiar a lo largo del registro.

El segundo método se utiliza para ajustar los

datos con el fin de poner de manifiesto patrones significativos que pueden no ser evidentes en los datos originales. LOWESS es una técnica no paramétrica para la realización de regresión robusta, ponderada localmente. El método se ajusta a funciones de bases lineales o cuadráticas del predictor en el centro de ciertas "proximidades" (*neighborhoods*), donde el radio de cada "proximidad" (*neighborhood*) contiene un porcentaje específico de los puntos de datos. Este tipo de función introduce una distorsión mínima en los límites de los datos. La fracción de los datos en cada área, se determina mediante un parámetro diferente, especificado por el usuario.

En la aplicación de LOWESS, se deben especificar dos parámetros como el grado del polinomio local (lineal o cuadrática), λ , y el nivel de variación α . Durante el estudio, el grado del

polinomio local se ha establecido en segundo grado. El parámetro α , se especifica mediante la elección de α , donde $0 \leq \alpha \leq 1$. Para α igual a 0, no se produce ninguna variación y para α igual a 1, se obtiene esencialmente una línea recta. El objetivo es elegir un α suficientemente grande para obtener la mayor diferencia posible sin distorsionar los patrones subyacentes en los datos (Cleveland, 1979; Cleveland, 1985). Para producir las versiones suavizadas se utilizó un valor de 0,046 para α .

3. RESULTADOS

La TSM mensual promedio para cada uno de los siete Boxes de la costa de Ecuador se muestran en la Figura 3. Varias características se pueden observar incluso a baja resolución.

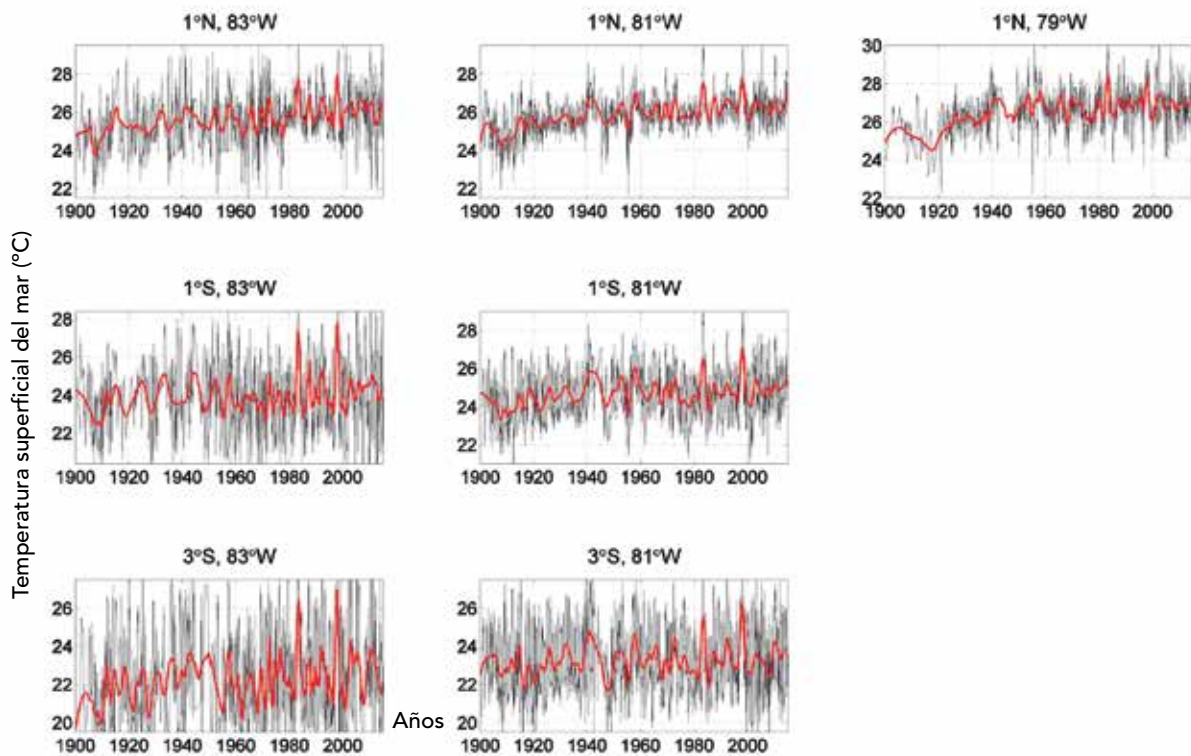


Figura 3. Valores mensuales promedio individuales de TSM para cada una de las subregiones de la zona de estudio (negro).

Superpuesto a los valores mensuales, las curvas ajustadas (rojo) que reducen la variabilidad de mes a mes ayudan a poner de manifiesto los patrones subyacentes en los datos. En 1° S, 83° W se observan grandes picos que corresponden a los principales eventos de El Niño de 1982-1983 y de 1997-1998. La variabilidad es mayor de mes a mes a los 3° S, 83° W que a 1° N, 81° W.

Los valores medios muestran como la TSM generalmente aumenta hacia la costa y disminuye hacia el sur (Tabla 1). Grandes cambios en la variabilidad también se observan en los datos y se cuantifican mediante las varianzas (disminuyen hacia la costa y aumentan hacia el sur).

Al mirar más a fondo los datos, se observa que los principales eventos de El Niño se presentaron entre los años 1940-1941, 1958-1959, 1982-1983 y 1997-1998. Los acontecimientos de 1982-1983 y de 1997-1998 se consideran los más fuertes

producidos durante el siglo pasado y han sido ampliamente estudiados.

Las amplitudes de estos dos eventos, en particular, parecen aumentar con respecto a las temperaturas a medida que se avanza hacia el sur lo que sugiere un aumento de la respuesta al calentamiento de El Niño a lo largo de la costa sur de Ecuador. Esta tendencia también es consistente con los valores más altos positivos de la asimetría que se muestran a continuación.

Un ejemplo de una descomposición completa de los datos de 1° N, 81° W se muestra en la Figura 4. Esta descomposición y todas las otras descomposiciones, producen 10 modos independientes. Aunque los modos más bajos no son generalmente de interés en este estudio, el patrón oscilatorio en el modo 8 (imf8) también se muestra en las descomposiciones en los otros lugares.

Tabla 1. Propiedades seleccionadas de los datos para cada región.

	1°N, 83°W	1°N, 81°W	1°N, 79°W	1°S, 83°W	1°S, 81°W	3°S, 83°W	3°S, 81°W
Número de observaciones (% del total)	988 (71,6%)	1 269 (91,9%)	953 (69,1%)	877 (63,6%)	1 264 (91,6%)	859 (62,2%)	1 286 (93,1%)
Media de la muestra (°C)	25,67	25,88	26,60	23,96	24,68	22,28	23,25
Varianza de la muestra (°C ²)	1,96	0,94	1,14	3,60	1,77	7,28	3,32
Asimetría de la muestra (°C ³)	0,0054	0,0325	0,0319	0,1510	0,2187	0,2150	0,3030
Pendiente de la tendencia de EMD (°C/año)	0,0158	0,0134	0,0169	0,0052	0,006	0,0143	0,0025
Pendiente de la tendencia de LOWESS (°C/año)	0,0190	0,0137	0,0201	0,0166	0,0093	0,0211	0,00053

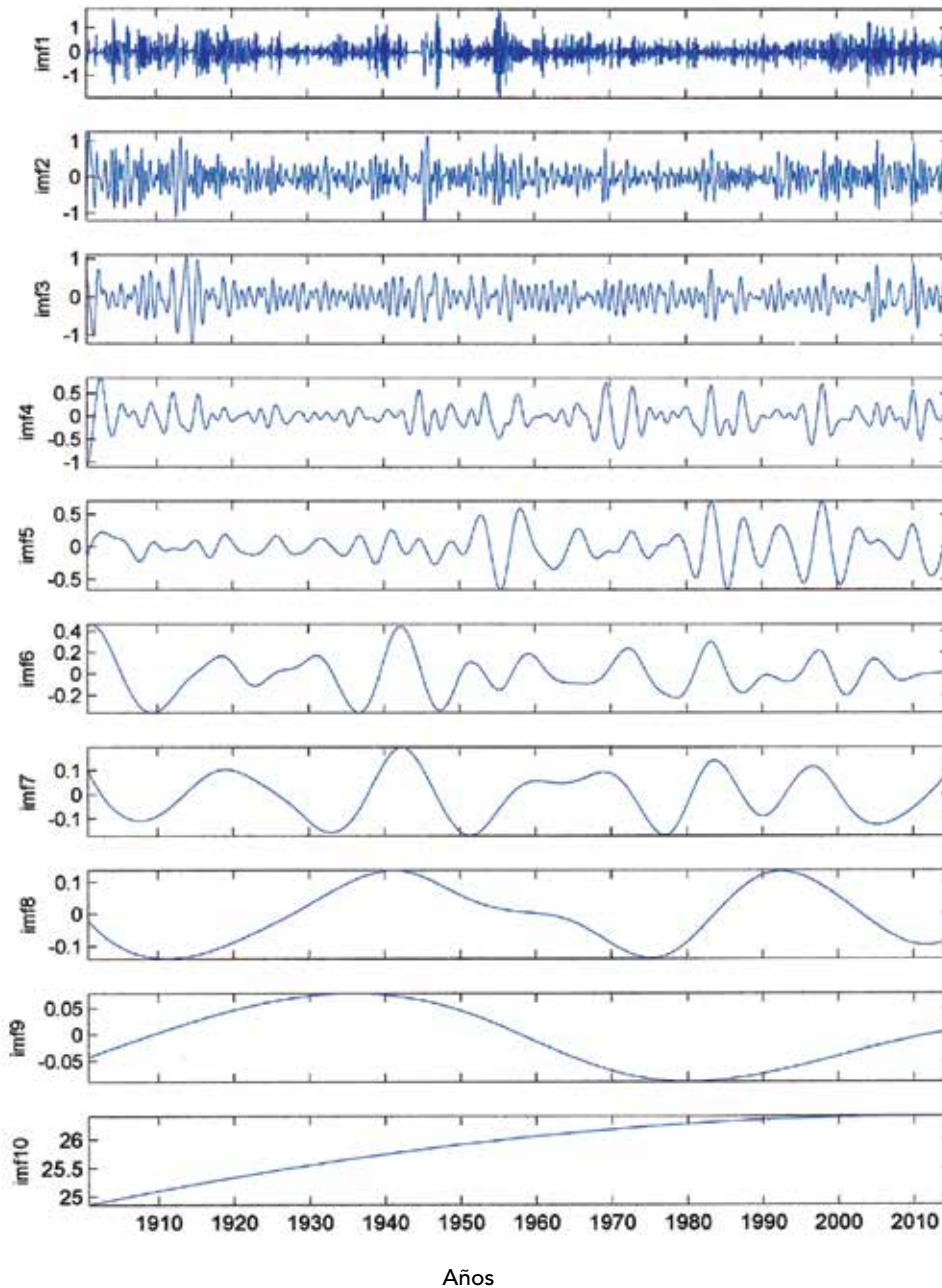


Figura 4. Descomposición de los datos de TSM de una subregión (1° N, 81° W) mediante EMD.

Esto se corresponde con la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO - siglas en inglés), que es un patrón de variabilidad climática similar al ENOS, a la que está relacionado, pero tiene escalas de tiempo mucho más largos (Ormaza, 2015). Su influencia se puede encontrar tanto en el Pacífico Norte como en el Pacífico Sur. Eventos máximos

asociados a la PDO ocurrieron alrededor de 1940 y 1990, como indican los dos picos anchos que se muestran en la Figura 4. De mayor interés en este estudio es el modo final (imf10), que se muestra en la parte inferior de la figura. Este modo muestra un aumento a largo plazo de casi 1,5 °C en la temperatura, durante todo el

período de 115 años. También muestra que la temperatura aumentó más rápidamente durante los primeros años del récord que durante los últimos años.

La PDO, debido a su largo período, puede contribuir a las tendencias a largo plazo en los datos. El modo más alto, es decir, el modo 10, muestra una tendencia típica propia de la naturaleza y refleja un aumento a largo plazo en TSM. También vemos que la tendencia tiene curvatura positiva (no lineal). La tasa de aumento de la temperatura en realidad disminuye con el tiempo y se acerca a cero hacia el final del registro.

En la Figura 5 se aprecia cómo se ha seleccionado el modo más alto (modo 10) de cada una de las descomposiciones y su posterior agrupamiento. En cada lugar se observa el aumento de TSM con las tendencias que presentan curvatura positiva, excepto en 1° S, 83° W. En esta ubicación, la TSM aumenta con el tiempo, pero la pendiente exhibe curvatura negativa.

Estos gráficos muestran que la TSM se ha incrementado significativamente en cada lugar, y que en 6 de cada 7 casos, la TSM aumenta más rápidamente durante la primera mitad del récord que durante la segunda mitad. Los mayores incrementos, en general, se producen en 1° N, 83° W y 1° N, 79° W (~2 °C), y el menor incremento en 3° S, 81° W (~0,3 °C).

Los datos en los siete lugares son similares en la medida en que muestran aumento de las temperaturas durante todo el período. Tras una inspección más de cerca, vemos que todas las tendencias exhiben curvatura positiva a excepción de los datos a partir del 1° S, 83° W, donde la curvatura es negativa. Una curvatura positiva indica que la TSM aumentó más rápidamente durante los primeros años de estos registros que durante los últimos años. Aunque las tendencias son positivas en cada caso, los aumentos generales varían aproximadamente + 0,3 °C a 3° S, 81° W, a casi 2 °C a 1° N, 83° W y 1° N, 79° W. En general, hay una tendencia a que los mayores aumentos de temperatura se produzcan en los Boxes del norte del área

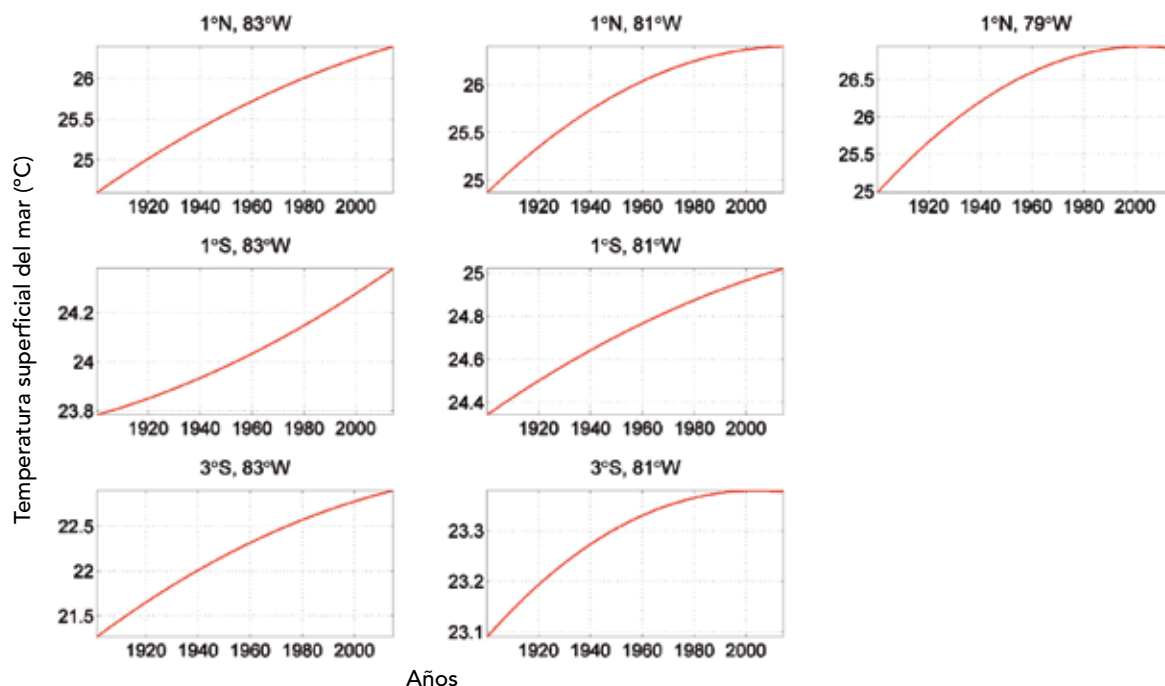


Figura 5. Modo final (imf10) de las descomposiciones EMD para cada Box.

de estudio. Las pendientes de las tendencias para cada lugar, calculadas de acuerdo con la expresión (1), se enumeran en la Tabla 1. En cada caso, y como debería, estos valores corresponden estrechamente a los aumentos generales en TSM.

El siguiente análisis emplea el LOWESS más suave para observar con mayor detalle cómo la TSM ha cambiado a través de la longitud de registro en cada caso. Los resultados se muestran en la Figura 6. En seis de los siete casos, las tendencias muestran un aumento de TSM consistentemente desde 1900 hasta al menos 1940 y, a menudo a ~1950. Durante el período comprendido entre 1900 y 1950, las TSM en la mayoría de lugares aumentan a tasas que se acercan a 1 °C / 50 años o 0,02 °C / año. Los datos a los 3° S, 81° W no muestran un aumento similar en este período. En este caso la TSM de 1900 a casi 1920 muestra valores decrecientes. Tomamos nota de que la región al norte (1° S, 81° W) muestra un patrón similar,

pero en menor grado, dando al menos un poco de apoyo al patrón observado en 3° S, 81° W, durante este período.

Estas tendencias muestran cómo la TSM ha cambiado con el tiempo. En la mayoría de los casos aumentó durante los primeros ~50 años, desde entonces ha fluctuado aproximadamente entre 1950 y 1990, y después de ~1990 las temperaturas se mantuvieron esencialmente constantes o disminuido ligeramente.

Puede ser significativo que las tendencias positivas encontradas entre 1900 y 1940 concluyan a finales de 1950. Durante este período, las tendencias están acorde a la fase de la PDO, tienen un importante máximo alrededor de 1940 y, por lo tanto, puede haber contribuido de manera constructiva a la pendiente positiva entre 1900 y 1950. Es más difícil encontrar una relación de este tipo para el segundo pico importante en la PDO, en torno a 1990. El uso de valores menores de α para el parámetro de suavizado no ayudó a aclarar la cuestión.

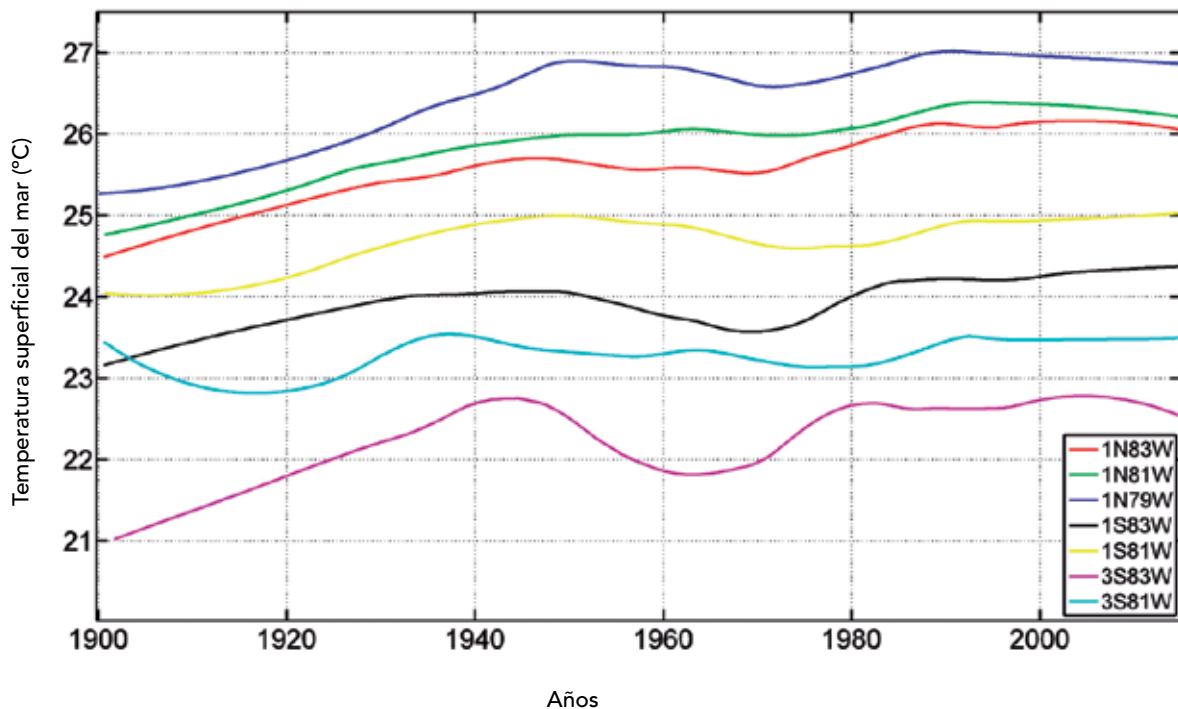


Figura 6. Tendencias no lineales basadas en LOWESS ajustadas para cada región ($\alpha = 0,42$).

Durante el periodo comprendido entre aproximadamente 1950 y 1990, la TSM a menudo tiende a disminuir y luego aumentar, aunque hay desviaciones de este patrón. Después de ~1990, la temperatura en general, tiende a permanecer constante o disminuye ligeramente. Hemos calculado una vez más las pendientes, esta vez basándonos en las tendencias no lineales, como se muestra en la Figura 6. Aunque estos valores no coinciden plenamente con los obtenidos a partir del EMD, están algo correlacionados. En general, las tendencias no son una característica dominante en estos registros. Sin embargo, es importante tener en cuenta que, de haber limitado el período de observación de 1900-1950, las tendencias hubieran sido la característica dominante.

Las tendencias a largo plazo en TSM para cada una de las siete regiones coinciden mayormente. Estas tendencias se pueden subdividir en tres períodos: el período comprendido entre 1900-1950 donde la TSM generalmente aumenta; el período comprendido entre aproximadamente

1950-1990 donde la TSM fluctúa, primero disminuye y luego aumenta; y, por último, el período comprendido entre ~1990-2014, donde la temperatura tiende a permanecer constante o disminuir ligeramente.

Los cambios en los vientos sobre una base estacional y espacial juegan un papel importante en la contribución a la variabilidad de la TSM. Inicialmente se estratificaron los datos por meses para buscar un patrón estacional, los cuales indican, sobre todo en los lugares más lejanos en alta mar y en el sur, que la alteración se incrementa a inicios de febrero o marzo y continúa creciendo rápidamente durante abril y mayo, hasta principios de junio (Figura 7). En los meses siguientes, esta disminuye gradualmente al menos hasta noviembre. Los principales aumentos de la varianza se producen entre febrero y junio. De julio a diciembre la TSM tiende a disminuir en muchos lugares. Las mayores variaciones se producen lejos de la costa a los 3° S, 83° W y 1° S, 83° W.

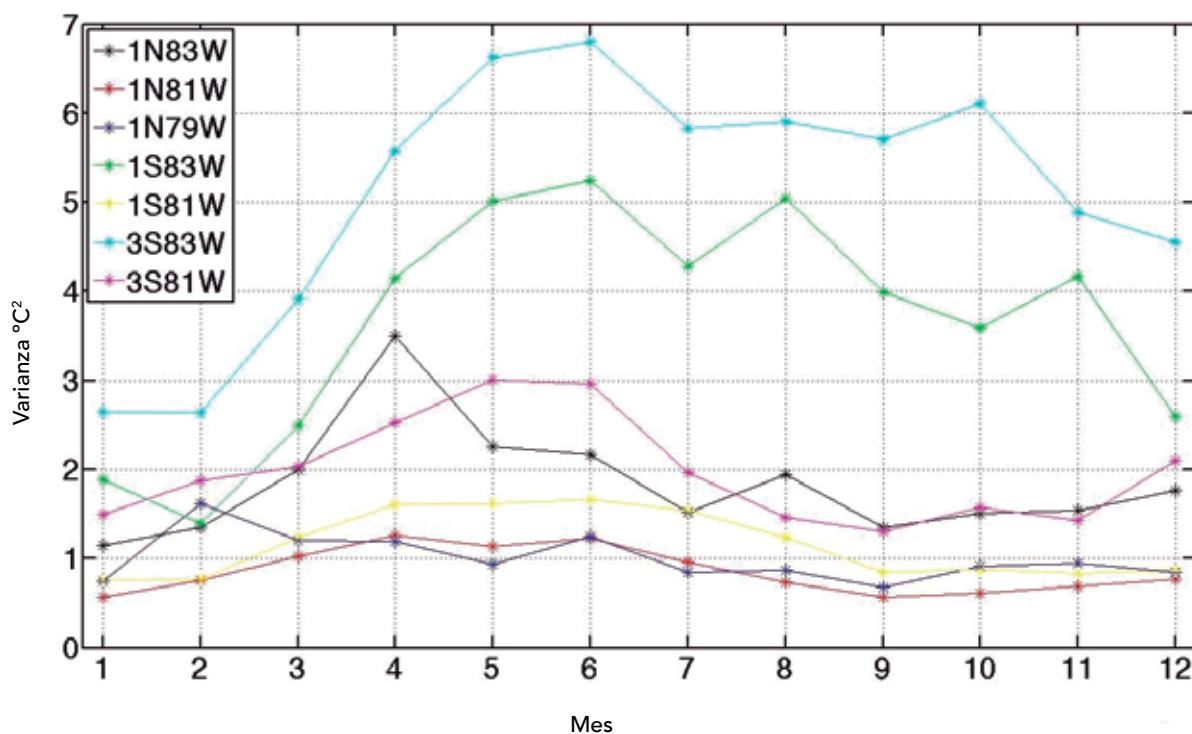


Figura 7. Variación en TSM para cada uno de los meses del año y ubicación.

4. DISCUSIÓN

El examen superficial de los datos de temperatura del océano en cada una de los siete ($2^{\circ}\times 2^{\circ}$) Boxes de la costa de Ecuador muestra que la TSM generalmente aumenta hacia la costa y disminuye hacia el sur. También hay grandes cambios en la variabilidad de la TSM debido a la disminución (hacia la costa) y aumento (hacia el sur) de las variaciones (varianzas).

Principales eventos de calentamiento de El Niño ocurren en períodos comprendidos entre 1940-1941, 1958-1959, 1982-1983 y 1997-1998. Pueden ser fácilmente identificados en los datos dentro de cada Box. La importancia relativa de los eventos de 1982-1983 y 1997-1998 sugieren un aumento de la respuesta al calentamiento de El Niño a lo largo de la costa sur de Ecuador (Nieto *et al.*, 2002). Esta información concuerda con otros estudios donde se identifican los diferentes períodos de ocurrencia de El Niño, y la manera como este ha venido intensificando su presencia en aguas ecuatorianas (Blandin, 1974; Zambrano, 1980; Cornejo, 1990; Zambrano *et al.*, 2000).

Los resultados del EMD indican que los datos de los siete lugares son similares en cuanto al aumento de las temperaturas en todo el período. Estos aumentos oscilan desde pocas décimas de un grado a casi 2°C , con una ligera tendencia a observar mayores incrementos más al norte. En la mayoría de los casos, las tendencias muestran una curvatura positiva que indica que la TSM aumentó más rápidamente durante los primeros años de los registros que durante los años posteriores.

Después del primer análisis de tendencias se realizó un segundo análisis de tendencias utilizando la técnica LOWESS. En seis de los siete Boxes, las tendencias muestran un aumento de la TSM consistentemente desde 1900 hasta al menos 1940 o ~ 1950 . Los datos de una subregión (3°S , 81°W) no mostraron aumento similar en el mismo período.

Entre 1950 y 1990 la TSM tiende a fluctuar, disminuyendo primero y luego aumentando, evidenciando desviaciones de este patrón. Posterior a ~ 1990 , las temperaturas en general, tienden a permanecer constantes o a disminuir ligeramente. Es muy posible que la Oscilación Decadal del Pacífico haya contribuido a la pendiente positiva entre 1900 y 1950. Ormaza (2015), tomando en consideración lo ocurrido en el año 2014 respecto de la escasa intensificación de El Niño, esgrime como principal razón la presencia de la Oscilación Decadal del Pacífico, cuya fase fría está presente desde el año 2000 pudiendo extenderse hasta el período 2025-2030. Las tendencias obtenidas utilizando LOWESS son generalmente consistentes con las obtenidas utilizando EMD, aunque los métodos son completamente diferentes. Las tendencias obtenidas de LOWESS a menudo proporcionan más información sobre cómo estas cambian con el tiempo, dependiendo del ajuste usado.

Las tendencias a largo plazo se dividieron en tres períodos: el período comprendido entre 1900 y aproximadamente 1950, donde la TSM generalmente aumenta a tasas del orden de $+1^{\circ}\text{C} / 50$ años ($+0,02^{\circ}\text{C/año}$); el período desde 1950 y 1990, donde la TSM fluctúa, primero decreciendo y luego aumentando, y, por último, el período entre ~ 1990 y 2014, donde las temperaturas tienden a permanecer constantes o a disminuir ligeramente.

Aunque las tendencias a largo plazo no son características dominantes en estos registros, de haberlas limitado al período 1900-1950, habrían sido seguramente la característica dominante. El acuerdo global entre los datos de las diferentes regiones también da mayor confianza en los resultados, sobre todo durante los primeros años en que los datos tienden a ser escasos con abundantes lagunas.

En el caso concreto del medio marino, cambios en la variabilidad oceánica producen una disminución en la producción biológica (Laevastu & Murray,

1981; Orr *et al.*, 2005), en sí, disminución en los niveles de productividad primaria o secundaria. Por ejemplo, durante ciertos eventos de El Niño fueron registradas importantes reducciones en la concentración de pigmentos fotosintéticos (Feldman *et al.*, 1984). Estos efectos no solo se restringen a determinadas poblaciones, lo hacen en la generalidad del sistema incluidos los componentes bióticos (Defeo *et al.*, 2014). Condiciones ambientales como la temperatura y la productividad marina afectan el crecimiento y la supervivencia de la mayoría de las especies en el océano (Dell *et al.*, 2015).

Esta sensibilidad a la variabilidad climática no es única a los ecosistemas marinos y las pesquerías que estos sistemas sustentan; afecta también a los pescadores, a sus comunidades y a las industrias asentadas en el borde costero (Troadeo, 2000; Folke, 2006; IPCC, 2014). De forma análoga, Smit *et al.* (2000) consideran que la vulnerabilidad no solo está ligada al clima, o a factores naturales, sociopolíticos o geográficos. Existen diferentes elementos (pobreza, desigualdad, enfermedades, entre otros) que, de una u otra manera, afectan la capacidad de adaptación de los sistemas, comunidades e individuos.

5. CONCLUSIONES

La variabilidad en la TSM aumenta a medida que nos alejamos de la costa y hacia el sur. El período de máximo incremento o aceleración en la velocidad del viento en la superficie comienza a mediados de abril y termina a principios de junio, coincidiendo con el período de máxima variabilidad. A medida que la velocidad del viento aumenta de forma temporal en la costa de Ecuador, la transferencia de energía cinética turbulenta de la atmósfera al océano se incrementa considerablemente y este proceso, en gran medida, contribuye a la variabilidad observada.

Si bien existe un cierto grado de conocimiento

general sobre los posibles impactos del cambio climático en los ecosistemas marinos, resulta importante entender que las vulnerabilidades al cambio climático y sus consecuentes efectos negativos afectan en diferentes escalas a todos por igual. Apremia alcanzar un mayor conocimiento que permita mejorar la capacidad de adaptación y productividad de los ecosistemas marinos.

6. AGRADECIMIENTOS

Los autores están especialmente agradecidos con: Steve Worley y Zaihua Ji de NCAR y el WeatherSpark Corporation por proporcionar los datos de TSM (ICOADS) y de velocidad de viento (Figura 8) respectivamente; al Dr. Allan Clarke de la Universidad Estatal de la Florida por su asesoramiento y consejo sabio en asuntos relacionados con el ENOS y la oceanografía tropical. Por último, agradecemos a A. Apolinario por la revisión detallada de este artículo, así como a un revisor anónimo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allauca, S. (1990). Presencia de la corriente costanera ecuatoriana. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 6(1): 10-17.
- Blandin, C. L. (1974). Características del Fenómeno de "El Niño" y la influencia de la Corriente de Humboldt en las Costas del Ecuador. Inst. Nac. de Meteor. e Hidro. Sección de Climatología. Pub. No. 17-1: 1-24.
- Cane, M. & Sarachik, E.S. (1983). Equatorial Oceanography. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, Vol. 21(5): 1137-1148.
- Clarke, A.J. (1983). The reflection of equatorial waves from oceanic boundaries. *Journal of Physical Oceanography*, 13(7), 1193-1207.

- Cleveland, W.S. (1979). Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots. *Journal of the American Statistical Association*, 74: 829-836.
- Cleveland, W.S. (1985). *The Elements of Graphing Data*. Wadsworth Advanced Books and Software, Monterey, California.
- Cornejo, M.P. (2007). Ecuador case study: Climate Change Impact on Fisheries. Human Development Report 2007/2008. UNDP.
- Cornejo, M.P. (1990). Aspectos oceanográficos y meteorológicos del fenómeno de El Niño 1986-1987. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 6(1): 1-4.
- Cucalón, E. (1987). Oceanographic variability off Ecuador associated with an El Niño event in 1982-1983. *Journal of Geophysical Research*. 92(C13): 14309-14322.
- Cucalón, E. (1989). Oceanographic characteristics off the coast of Ecuador. In: Olsen, S. & Arriaga, L., editors. *A sustainable Shrimp Mariculture Industry for Ecuador*. Narragansett, RI: Coastal Center, University of Rhode Island. Technical Report Series TR-E-6, International Coastal Resources Management Project.
- Davis, J.C. (1986). *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley & Sons, New York.
- Defeo, O., Castrejón, M., Ortega, L., Kuhn, A., & Álava, A. (2014). Variabilidad climática y su impacto en pesquerías de pequeña escala de invertebrados en América Latina. *Desenvolv. Meio Ambiente*, 32: 29-39.
- Dell, J.T., Wilcox, C., Matear, R.J., Chamberlain, M.A., & Hobday, A.J. (2015). Potential impacts of climate change on the distribution of long line catches of yellow fin tuna (*Thunnus albacares*) in the Tasman Sea. *DeepSeaRes.* II. 113, 235-245.
- Feldman, G., Clark, D., & Halpen, D. (1984). Satellite color observations of the phytoplankton distribution in the eastern equatorial Pacific during the 1982-1983. *Science* 226, 1069-1071.
- Fiedler, P.C. & Talley, L.D. (2006). Hydrography of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography* 69: 143-180.
- Folke, C. (2006). Resilience: the emergence of a perspective for social-ecological systems analysis. *Global environmental change*, 16: 253-267.
- Huang, N.E. (1998). The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proc. R. Soc. Lond.* 454, 903-995.
- Instituto Oceanográfico de la Armada – INOCAR (2005). *Derrotero de la Costa Continental e Insular del Ecuador*.
- Intergovernmental Panel on Climate Change – IPCC (2014). *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A. Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Laevastu, T., & Murray, L. (1981). *Fisheries oceanography and Ecology*. Farnham, Surrey: Fishing News Books Ltd, xiv, 199 p.: ill., charts, maps; 26cm. ISBN 0852381174. 216 pp.
- Moreano, H.R. (1983). Interacción océano-atmosfera sobre la zona costera del Ecuador. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 2(1): 1-11.
- Moreano, H.R., Zambrano, E., Suescum, R., & Paredes, N. (1986). El Niño 1982-83, su formación, su desarrollo y sus manifestaciones en aguas ecuatorianas. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 3(1): 1-23.
- Nieto, J.J., Martínez, R., Regalado, J., Hernández, F. (2002). Análisis de tendencia de series de tiempo oceanográficas y meteorológicas para determinar evidencias de cambio climático en la costa del Ecuador. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 11(1): 17-21.
- Okuda, T., Suescum, R., Valencia, M.,

- Rodríguez, A., (1983). Variación estacional de la posición del frente ecuatorial y su efecto sobre la fertilidad de las aguas superficiales ecuatorianas. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 2(1): 53-84.
- Ormaza, F. (2015). El "fenómeno" El Niño 2014. ¿Qué pasó? El rol Oscilación Interdecadal del Pacífico. Artículo, Recuperado el 16 de mayo 2015, de https://www.researchgate.net/publication/277556881_El_fenmeno_El_Nio_2014._Qu_pas_El_rol_Oscilacin_Interdecadal_del_Pacifico.
- Orr, J.C., Fabry, V.J., Aumont, O., Bopp, L., Doney, S.C., Feely, R.A., Gnanadesikan, A., Gruber, N. Ishida, A., Joos, F., Key, R.M., Lindsay, K., Maier-Reimer, E., Matear, R., Monfray, P., Mouchet, A., Najjar, R.G., Plattner, G-K., Rodgers, K.B., Sabine, C.L., Sarmiento, J.L., Schlitzer, R., Slater, R.D., Totterdell, I.J., Weirig, M-F., Yamanaka, Y. & Yool, A. (2005) Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, 437: 681-686.
- Pak, H. & Zaneveld, J.R. (1974) Equatorial front in the eastern Pacific Ocean. *Journal Physical Oceanography*, 4: 570-578.
- Smit, B., Burton, I., Klein, R.J.T. & Wandel, J. (2000). An anatomy of adaptation to climate change and variability. *Climatic Change*, 45: 223-251.
- Troade, J.P. (2000). Adaptation opportunities to climate variability and change in the exploitation and utilization of marine living resources. *Environmental Monitoring and Assessment*, 61: 101-112.
- Wu, Z. & Huang, N. E. (2009). Ensemble Empirical Mode Decomposition: A noise-assisted data analysis method. *Advances in Adaptive Data Analysis*, 1:1-41.
- Zambrano, E. (1980). Distribución de la temperatura superficial en el Pacífico Ecuatorial Oriental (1974-1976). *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 1(1): 1-9.
- Zambrano, E., Martínez R. & Garcés-Vargas J. (2000). Variabilidad oceanográfica en Ecuador asociada con el evento ENSO 1997-1998. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 10(1): 1-12.
- Zambrano, E. (2007). El Niño 2006-2007. Desarrollo y manifestaciones en aguas ecuatorianas. *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 14(1): 1-6.
- Zuta, S. & Guillen, O. (1970). Oceanografía de las aguas costeras del Perú. *Boletín Instituto del Mar del Perú*, 2(5): 157-324.