



MINISTERIO DE
MEDIO AMBIENTE
Y RECURSOS
NATURALES

El Niño / Oscilación del Sur: variabilidad del clima global.

Estudio de caso



El Niño — Oscilación del Sur: variabilidad del clima global. Estudio de caso.

Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, El Salvador, Centroamérica.

Fernando Andrés López Larreynaga
Ministro

Luis Menjivar
Director General del Observatorio de Amenazas y Recursos Naturales

Elaboración
Francisco José Gavidia Medina, Especialista en Oceanografía

Edición, corrección de estilo y diseño
Gerencia de Comunicaciones

San Salvador, noviembre 2021

Derechos reservados. Prohibida su venta.
Este documento puede ser reproducido todo o en parte, reconociendo los derechos de autor al Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN)

Kilómetro 5 ½ carretera a Santa Tecla, calle y colonia Las Mercedes, Edificios MARN, instalaciones ISTA, San Salvador, El Salvador, Centroamérica.

Teléfono: (503) 2132-6276
Sitio web: www.marn.gob.sv
Correo electrónico: medioambiente@marn.gob.sv
Facebook: www.facebook.com/MedioAmbienteSLV
Twitter: @MedioAmbienteSV
Youtube: youtube.com/marnsv
Instagram: @medioambientesv

Contenido

Listado de Tablas y Figuras	4
Siglas, acrónimos, simbología y abreviaturas	6
Resumen	8
Introducción	12
Metodología	15
Resultados	27
Discusión	30
Referencias bibliográficas	36
Anexos	38

Listado de Tablas

Tabla 1 Valores de los centroides de las mediciones en el arreglo espacial (Pacífico Occidental, Pacífico Central, Pacífico Oriental) y, en el arreglo temporal (El Niño, Neutra, La Niña), obtenidos con el método k-medias del análisis de agrupamiento.

Tabla 2 Razón de cambio de la anomalía de la temperatura en la superficie del mar en la Región Niño 3.4 (ONI), con respecto a la temperatura en la superficie del mar y, a la profundidad de la termoclina en el Pacífico Ecuatorial.

Tabla 3 Fechas de máximos y mínimos de la anomalía de la temperatura en la superficie del mar en la Región Niño 3.4 (ONI), la anomalía de la profundidad de la termoclina en el Pacífico Occidental, la anomalía de la componente zonal del viento en el Pacífico Central y, la anomalía de la temperatura en la superficie del mar en el Pacífico Oriental.

Listado de Figuras

Figura 1 Modelo Conceptual Simple de Stommel, para explicar la Circulación Termohalina en los océanos.

Figura 2 Diagrama de la evolución temporal (marzo/1989 – marzo/2019), del promedio latitudinal (8° S y 9° N), de las mediciones del Programa Atmósfera – Océano Tropical: a) Temperatura en la superficie del mar; y b) Anomalía (valor actual – valor climatológico), de la temperatura en la superficie del mar.

Figura 3 Esquema de modelo de dos capas. Capa superficial (u_1, ρ_1, p_1, d_1), capa de fondo (u_2, ρ_2, p_2, d_2), elevación en la superficie del mar (η_s) elevación en la termoclina (η_t) y, profundidad de la termoclina (d_t).

Figura 4

Esquema del ciclo del ENOS. El campo de viento se debilita en el Pacífico Central (1), generando una onda de Kelvin cálida que se propaga en la termoclina hacia el Este (2), aumentando la profundidad de la termoclina y, la temperatura en la superficie del mar en el Pacífico Oriental (3). El campo de viento debilitado genera también dos ondas de Rossby frías, que se propagan en la termoclina hacia el Pacífico Occidental (4), donde se reflejan como una onda de Kelvin fría, que se propaga en la termoclina hacia el Este (5), disminuyendo la profundidad de la termoclina y la temperatura en la superficie del mar, en el Pacífico Oriental (6).

Figura 5

Distribución de las mediciones en el intervalo de enero de 1980 – marzo de 2019, de las componentes zonal y meridional del viento, la profundidad de la termoclina y la temperatura en la superficie del mar, en el Pacífico Ecuatorial. Los centroides de cada grupo de mediciones están señalados con los círculos azules: a) mediciones del arreglo espacial y b) mediciones del arreglo temporal.

Figura 6

Anomalía de la temperatura en la superficie del mar en la Región Niño 3.4 (ONI), ajustado a un modelo de Regresión Lineal Múltiple (RLM), con las componentes zonal y meridional del viento, la profundidad de la termoclina y la temperatura en la superficie del mar en el Pacífico Ecuatorial: a) Variabilidad temporal del ONI calculado y ajustado; b) Diagrama de dispersión del ONI calculado versus ajustado.

Figura 7

Variación de la anomalía de la temperatura en la superficie del mar, en la Región Niño 3.4 (ONI), en las fases del ENOS (El Niño, Neutra, La Niña): a) Variación de ONI en función de la temperatura en la superficie del mar (T), para valores típicos en las fases del ENOS de la componente zonal del viento (U), en el Pacífico Ecuatorial; b) Variación de ONI en función de la profundidad de la termoclina (Z), para valores típicos en las fases del ENOS, de la componente meridional del viento (V), en el Pacífico Ecuatorial.

Figura 8

Anomalías (línea negra) de variables que intervienen en la dinámica del ENOS, resaltando sus máximos y mínimos (asteriscos rojos). a) Anomalía de la temperatura en la superficie del mar en la región del Pacífico Oriental. b) Anomalía de la componente zonal del viento en la región del Pacífico central; y c) Anomalía de la profundidad de la termoclina en la región del Pacífico Occidental.

Siglas y acrónimos

AOT	Atmósfera Océano Tropical
BMRC	Oficina del Centro de Investigación Meteorológica
CW	Circulación Walker
CWT	Lengua de Agua Fría
CT	Circulación Termohalina
DMA	Desviación Media Absoluta
EDO	Ecuaciones Diferenciales Ordinarias
ENOS	El Niño / Oscilación del Sur
FSU	Universidad Estatal de Florida
GTMB	Programa Global Tropical de Mediciones
INO	Índice Oceánico El Niño
IPWP	Piscina de Agua Cálida Índico — Pacífico
MARN	Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales
MCG	Modelo de Circulación General
MCS	Modelos Conceptuales Simples
MEDP	Modelos de Ecuaciones Diferenciales Parciales
NCEP	Centro Nacional de Predicción Ambiental
NOAA	Oficina Nacional de Administración Oceánica
OAN	Oscilación del Atlántico Norte
ODP	Oscilación Decadal del Pacífico
OMA	Oscilación Multidecadal del Atlántico
OMJ	Oscilación de Madden — Julian
RLM	Regresión lineal Múltiple
TSM	Temperatura Superficial del Mar
ZCIT	Zona de Convergencia Intertropical

Simbología

°	Grado
%	Porcentaje
+	Más
°C	Centígrado
E	Este
O	Oeste
m	Metro
N	Norte
S	Sur
T	Temperatura

Resumen

Existe una gran variedad de herramientas para estudiar la variabilidad del clima global entre las que se pueden mencionar series temporales y distribuciones espaciales de mediciones *In Situ* y remotas, reanálisis y reconstrucciones históricas de simulaciones de modelos climáticos, pronósticos estacionales y escenarios anuales de modelos con validación e índices climáticos.

La variabilidad del clima global se puede estudiar caracterizando oscilaciones en el sistema océano – atmósfera como:

El Niño / Oscilación del Sur (ENOS); Oscilación del Atlántico Norte (OAN); Oscilación Decadal del Pacífico (ODP); Oscilación Multidecadal del Atlántico (OMA); Oscilación de Madden-Julian (OMJ) y, teleconexiones entre regiones de las cuencas oceánicas como: Pacífico Oriental – Atlántico Occidental; Pacífico Norte – Pacífico Sur; Índico Oriental – Pacífico Occidental.

La variabilidad del clima global se puede entender como la superposición de una gran variedad de fenómenos físicos que ocurren en un amplio rango de escalas de tiempo. Es difícil imaginar que un solo modelo, por muy complejo que fuera, podría explicar, simular o predecir todas las fuentes de la variabilidad del clima global.

Es por eso que los modelos que han tenido más éxito en explicar la variabilidad del clima global, son Modelos Conceptuales Simples (MCS), que se enfocan en algunos de los fenómenos físicos y en un número limitado de escalas de tiempo (Tziperman, 2001).

La variabilidad del clima global ocurre desde escalas de tiempo, del orden de segundos a millones de años. El clima global se caracteriza por un lento enfriamiento en los últimos 60 millones de años y un fuerte aumento de la variabilidad, en los últimos millones de años.

Para el caso, en los últimos 2.6 millones de años, los registros muestran una serie de ciclos de glaciación y un cambio significativo en estas oscilaciones en el último millón de años.

Las mediciones que se procesaron para caracterizar la dinámica del ENOS son los promedios mensuales (enero de 1980 – marzo de 2019), en el Pacífico Ecuatorial (8° S – 9° N de latitud, 137° E – 95° O de longitud), de las componentes zonal y meridional del viento, la profundidad de la termoclina y la temperatura en la superficie del mar.

Estas mediciones corresponden a la componente en el Pacífico del Programa Global Tropical de Mediciones *In Situ* (GT MBA, por su sigla en inglés) denominado, Atmosfera Océano Tropical (AOT).

Para caracterizar la variabilidad espacial de las mediciones, se promediaron en el tiempo y se construyó un arreglo espacial (10 latitudes Sur y Norte * 19 longitudes Este y Oeste = 190 nodos).

Para caracterizar la variabilidad temporal de las mediciones, se promediaron en el espacio (latitud y longitud) y, se construyó un arreglo temporal (12*39 años + 3 meses = 471 meses).

Algunos de los resultados que se obtienen de aplicar el método *k-medias* del análisis de agrupamiento son los siguientes:

La profundidad de la termoclina es mayor en el Pacífico Occidental (172 m) y durante la fase El Niño (130 m), menor en el Pacífico Oriental (72 m) y durante la fase La Niña (15 m).

La componente zonal del viento es mayor y hacia el Oeste en el Pacífico Central (-4.3 m-s^{-1}) y durante la fase Neutra (-3.6 m-s^{-1}), menor y hacia el Oeste en el Pacífico Occidental (-2.5 m-s^{-1}) y durante la fase La Niña (-3.4 m-s^{-1}).

La componente meridional del viento es mayor y hacia el Norte en el Pacífico Oriental (1.5 m-s^{-1}) y durante la fase La Niña (2.0 m-s^{-1}), menor y hacia el Sur en el Pacífico Central (-0.1 m-s^{-1}) y, hacia el Norte durante la fase El Niño (0.1 m-s^{-1}).

Algunos de los resultados que se obtienen de aplicar el modelo de Regresión Lineal Múltiple (RLM) son los siguientes:

Cuando la temperatura en la superficie del mar aumenta 1°C el Índice Oceánico El Niño aumenta 0.82°C durante El Niño, 0.53°C durante la fase Neutra y 0.23°C , durante La Niña.

Cuando la profundidad de la termoclina aumenta 100 m el Índice Oceánico El Niño disminuye 1.6°C durante El Niño, 1.2°C , durante la fase Neutra y 0.8°C , durante La Niña.

Los principales hallazgos en la tabulación de las fechas de las etapas de inicio y fin de eventos ENOS, y las fechas de los máximos y mínimos de las variables que intervienen en su dinámica en regiones del Pacífico Ecuatorial, son los siguientes:

En la mayoría (83 %) de eventos El Niño (La Niña), la etapa de inicio es durante meses del verano boreal (mayo – julio) y, la etapa de fin durante los meses de la primavera boreal (abril – junio).

Posterior a la etapa de inicio del evento ENOS, dos meses después aumenta (disminuye), la temperatura en la superficie del mar, en el Pacífico Oriental; cuatro meses después disminuye (aumenta) la profundidad de la termoclina en el Pacífico Occidental; y cinco meses después, disminuye (aumenta) la componente zonal del viento en el Pacífico Central.

Previo a la etapa de fin del evento ENOS, un mes antes aumenta (disminuye) la profundidad de la termoclina en el Pacífico Occidental, tres meses antes, aumenta (disminuye) la componente zonal del viento en el Pacífico Central y, cinco meses antes, disminuye (aumenta) la temperatura en la superficie del mar en el Pacífico Oriental.

Estos hallazgos sugieren que la etapa de crecimiento de los eventos ENOS es durante los meses del otoño boreal y, que la etapa de maduración es durante los meses del invierno boreal.

También sugieren que, el tiempo de propagación en la termoclina de la onda Kelvin del Pacífico Central al Pacífico Oriental son dos meses. Mientras que, el tiempo de propagación en la termoclina de las ondas Rossby del Pacífico Central al Pacífico Occidental son cuatro meses; y que la disminución de la componente zonal del viento ocurre tanto en la etapa de inicio como en la etapa de maduración de los eventos ENOS.

Introducción

Existe una gran variedad de herramientas para estudiar la variabilidad del clima global, entre las que se pueden seleccionar series temporales y distribuciones espaciales de mediciones, *In Situ* y remotas, reanálisis y reconstrucciones históricas de simulaciones de modelos climáticos, pronósticos estacionales y escenarios anuales de modelos con validación e, índices climáticos.

La variabilidad del clima global se puede estudiar caracterizando oscilaciones en el sistema océano – atmósfera como El Niño / Oscilación del Sur (ENOS), la Oscilación del Atlántico Norte (OAN), la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP), la Oscilación Multidecadal del Atlántico (OMA), la Oscilación de Madden – Julian (OMJ) y, las teleconexiones entre regiones de las cuencas oceánicas, como la del Pacífico Oriental – Atlántico Occidental, la del Pacífico Norte – Pacífico Sur, la del Índico Oriental – Pacífico Occidental.

Para estudiar los efectos del ENOS sobre el clima global, Oldenborgh (2015), calculó la correlación entre el Índice Oceánico El Niño (ONI por su sigla en inglés), con la distribución espacial de la precipitación (Schneider *et al.* 2011) y de la temperatura del aire (Harris *et al.* 2014).

Para caracterizar el fenómeno de El Niño existen varios índices. Uno de los más utilizados es el ONI, que se calcula como la anomalía (diferencia) mensual de la Temperatura en la Superficie del Mar (TSM), con respecto al valor climatológico sobre un período de 30 años (1991 – 2020), en la Región Niño 3.4: 5° S – 5° N, 170° O – 120° O.

Los efectos del ENOS sobre la precipitación durante el otoño boreal (septiembre – noviembre) son principalmente en el sureste de Asia y en el Pacífico Occidental.

Durante esta estación, en las islas del sureste de Asia y en Oceanía, la correlación entre el ONI y la precipitación es menor que -0.6, indicando que durante la fase El Niño (La Niña) del ENOS, la precipitación es mucho menor (mucho mayor).

Como un hallazgo adicional, en el Sureste de Suramérica (Atlántico Occidental) la correlación entre el ONI y la precipitación es mayor que +0.6, indicando que durante la fase El Niño (La Niña), la precipitación es mucho mayor (mucho menor).

Los efectos del ENOS sobre la temperatura durante el invierno boreal (diciembre – febrero), se distribuyen ampliamente en todo el globo.

Durante esta estación, en el norte de Norteamérica, Centroamérica, Suramérica, Oceanía, Sureste de Asia, Sur de África, la correlación entre el ONI y la temperatura es mayor que +0.6, indicando que durante la fase El Niño (La Niña), la temperatura es mucho mayor (mucho menor).

Como otro hallazgo adicional, al Sureste de Norteamérica (golfo de México), la correlación entre el ONI y la temperatura es mayor que -0.5, indicando que durante la fase El Niño (La Niña), la temperatura es menor (mayor).

El objetivo del presente estudio de caso es caracterizar la dinámica del ENOS, como parte de la variabilidad del clima global, considerando Modelos Conceptuales Simples (MCS), como el oscilador retardado (Suárez y Schopf, 1988), el oscilador amortiguado (Burgers, Jin and Oldenborgh, 2005) y, procesando mediciones en el Pacífico Ecuatorial de las componentes zonal y meridional del viento, la profundidad de la termoclina y la temperatura en la superficie del mar.

Las mediciones son del Programa Global Tropical de Mediciones *In Situ* (GT MBA, por su sigla en inglés), que tiene como propósito diseñar, desarrollar y mantener un sistema de mediciones en los trópicos, para estudiar la variabilidad del clima global (NOAA).

Metodología

Introducción

La variabilidad del clima global se puede entender como la superposición de una gran variedad de fenómenos físicos que ocurren en un amplio rango de escalas de tiempo.

Es difícil imaginar que un solo modelo, por muy complejo que fuera, podría explicar, simular o predecir todas las fuentes de la variabilidad del clima global.

Es por eso que los modelos que han tenido más éxito en explicar la variabilidad del clima global, son Modelos Conceptuales Simples (MCS), que se enfocan en algunos de los fenómenos físicos y, en un número limitado de escalas de tiempo (Tziperman, 2001).

La variabilidad del clima global ocurre desde escalas de tiempo del orden de segundos a millones de años. El clima global se caracteriza por un lento enfriamiento en los últimos 60 millones de años y un fuerte aumento de la variabilidad en los últimos millones de años.

En los últimos 2.6 millones de años, los registros muestran una serie de ciclos de glaciación y, un cambio significativo, de estas oscilaciones en el último millón de años.

Al enfocarse en los últimos cientos de miles de años, se puede observar un ciclo de glaciación completo. En los últimos miles de años la variabilidad del clima global ha aumentado, observándose, por ejemplo, que en los últimos 7000 – 10,000 años, eventos de deshielos de témpanos (Heinrich) y, eventos cálidos en Groenlandia (oscilaciones Dansgaard-Oeschger).

El aumento en la variabilidad del clima global en los últimos miles de años es tanto en amplitud como en frecuencia. En los últimos 10,000 años, los eventos fríos Younger Dryas se intercalan en el último ciclo de glaciación. Mientras que, los registros de los últimos 500 años muestran la “pequeña era de hielo”.

En los registros de las últimas décadas, ha aumentado la variabilidad en la amplitud y frecuencia de oscilaciones, como: la Oscilación del Atlántico Norte y El Niño/Oscilación del Sur.

Todos estos ejemplos de variabilidad del clima global dejan en claro que el sistema climático es tan complejo, que difícilmente se podrá entender utilizando un solo modelo que abarque todos esos fenómenos físicos y escalas de tiempo.

Los modelos climáticos forman una estructura que básicamente puede ser descrita de la siguiente manera:

1. Modelos de Circulación General (MCG), Modelos de sistemas de Ecuaciones Diferenciales Parciales (MEDP) tridimensionales, derivadas de las ecuaciones de Navier-Stokes, que representan el sistema Atmósfera-Océano, con una alta demanda de recursos computacionales y con salidas de no fácil interpretación.
2. Modelos intermedios. Modelos bidimensionales (latitud-longitud, latitud-profundidad), que se obtienen al considerar

aproximaciones de las ecuaciones de Navier-Stokes (gravedad reducida, geostrofia simplificada).

3. Modelos Conceptuales Simples (MCS), que siguiendo técnicas heurísticas (es decir, mediante métodos no rigurosos), seleccionan aquellos mecanismos que se consideran relevantes, para entender fenómenos físicos de la variabilidad del clima global.

Los MCS han sido aplicados a una gran variedad de fenómenos climáticos y sus predicciones han sido comprobadas por los MCG.

Un ejemplo de MCS es el de Ecuaciones Diferenciales Ordinarias (EDO), que para el caso estacionario, el promedio global de la temperatura (T), está en balance con la radiación entrante ($H_{\odot}^{\downarrow}$), parcialmente reflejada por el albedo de la Tierra y la radiación saliente de onda larga [Ecuación 1]:

$$\frac{dT}{dt} = H_{\odot}^{\downarrow} \times (1 - albedo(T)) - \sigma T^4$$

La dependencia del albedo de la Tierra, con respecto al promedio global de la temperatura (T), ha permitido obtener resultados excepcionales.

Otro ejemplo de SCM es el de la Circulación Termohalina (CT), que explica el balance que existe entre el calentamiento y evaporación en latitudes bajas y, la precipitación y enfriamiento en latitudes altas (Stommel, 1961).

Las predicciones de CT que se han obtenido con este SCM se han comprobado por los MCG (Figura 1).

Finalmente, el MCS adimensional del oscilador retardado (Suarez y Schopf, 1988), para explicar el fenómeno climático ENOS, en donde la temperatura en la superficie del mar del Pacífico Ecuatorial Oriental, está en balance con una onda

ecuatorial de Kelvin, que se propaga en la termoclina hacia el Este (retroalimentación positiva); con dos ondas ecuatoriales de Rossby que se propaga en la termoclina hacia el Oeste (retroalimentación negativa); y un término de disipación cúbico [Ecuación 2]:

$$\frac{dT(t)}{dt} = T(t) - \alpha T(t - \delta_T) - T^3(t)$$

Este MCS describe los principales rasgos de la dinámica del ENOS y ha permitido estudiar otros aspectos de su dinámica.

Los MCS a pesar de su falta de rigor en la deducción, han mostrado ser excelentes herramientas para explicar la variabilidad del clima global. Una vez que el fenómeno físico es comprendido, los modelos intermedios y GCM pueden ser usados para su descripción cuantitativa y, sus salidas pueden ser validadas con mediciones.

El hecho de que los MCS expliquen de forma satisfactoria mecanismos que gobiernan el sistema Atmósfera-Océano, sugiere que para las diferentes escalas de tiempo su dinámica puede ser representada por sistemas de ecuaciones relativamente simples.

Fenomenología y dinámica del ENOS

Fenomenología

El campo medio del viento, presión atmosférica y temperatura en la superficie del mar en el Ecuador, es modificado durante el ciclo del ENOS.

El campo medio del viento en el Ecuador se caracteriza por los vientos Alisios que soplan del Este, convergiendo en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), localizada en la banda de $5^{\circ} - 10^{\circ}$ N.

Uno de los efectos del esfuerzo de viento sobre la superficie del mar es acumular agua en el Pacífico Occidental aumentando la profundidad de la termoclina.

El campo medio de la presión atmosférica en el Ecuador está contralado por la Circulación Walker (CW). En el centro de baja presión localizado sobre la Piscina de Agua Cálida Índico – Pacífico (IPWP, por su sigla en inglés), el aire sube a la estratósfera y, en el centro de alta presión sobre Suramérica, el aire baja al Amazonas.

El gradiente de temperatura en la estratósfera contribuye a la generación del flujo del Oeste hacia el Este y, el gradiente de la presión atmosférica en la superficie, contribuye a la generación del flujo del Este hacia el Oeste.

El campo medio de la temperatura en la superficie del mar en el Ecuador se caracteriza por la IPWP en el Pacífico Occidental y, por la Lengua de Agua Fría (CWT, por su sigla en inglés), en el Pacífico Oriental.

Durante el ciclo del ENOS, en la fase El Niño (La Niña), la distribución espacial del viento se debilita (fortalece), disminuyendo (aumentando) el gradiente zonal de la profundidad de la termoclina y, aumentando (disminuyendo) la temperatura en la superficie del mar.

En un diagrama de la evolución temporal de la temperatura en la superficie del mar y su anomalía (valor actual – valor climatológico) en el Ecuador, se puede observar que la amplitud y frecuencia de las fases del ENOS son irregulares y, que tienden a alcanzar su valor máximo al final del año calendario (Figura 2).

El MCS del oscilador retardado explica la evolución temporal de las interacciones entre el campo de viento, la profundidad de la termoclina y la temperatura en la superficie del mar en el Ecuador, dando pistas a preguntas como:

¿Cuál es el mecanismo que controla las fases del ciclo del ENOS?

¿Por qué el período entre fases tiende a cuatro años?

¿Por qué la amplitud de las fases es irregular?

¿Por qué el máximo de las fases tiende a observarse al final del año calendario?

Dinámica

El ciclo del ENOS está relacionado a la dinámica de la termoclina y a la propagación de ondas atrapadas en el Ecuador.

Para explicar la dinámica de la termoclina, consideremos un modelo de dos capas (Figura 3): una capa superficial en movimiento ($u_1 = \nabla_H p_1 \neq 0$), una capa de fondo en reposo ($u_2 = \nabla_H p_2 = 0$) y, la profundidad de la capa superficial, mucho menor que la profundidad de la capa de fondo ($d_1 \ll d_2$).

La dinámica de la termoclina en el Ecuador queda descrita por las ecuaciones de movimiento [Ecuación 3]:

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} + 2\Omega \times \mathbf{u} = -\frac{1}{\rho_o} \nabla p + g \frac{\rho}{\rho_o} + \nu \nabla^2 \mathbf{u}$$

$$\nabla \cdot \rho \mathbf{u} = 0$$

Con la aproximación de Boussinesq ($\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$), siendo $\mathbf{u} = (u, v, w)$ la velocidad tridimensional.

Dado que la velocidad horizontal en la capa de fondo es 0 ($\mathbf{u}_{2H} = (u_2, v_2) = 0$), el gradiente horizontal de presión es:

$$-\frac{1}{\rho_o} \nabla_H p_2 = 0$$

Siendo $\nabla_H = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y})$ el operador gradiente horizontal.

Suponiendo el balance hidrostático en la ecuación vertical de conservación de momento (porque $H \ll L$):

$$p_z = -g\rho$$

Integrando en la vertical, la presión en la profundidad (z) de la capa superficial es:

$$p_1(x, y, z, t) = g(-z + \eta_s(x, y, t))\rho_1$$

De tal forma que:

$$-\frac{1}{\rho_o} \nabla p_1 \approx -g \nabla \eta_s$$

En la capa de fondo la presión es:

$$p_2(x, y, z, t) = g(d_1 + \eta_s - \eta_t)\rho_1 + g(d_1 + \eta_t - z)\rho_2$$

Y, por lo tanto:

$$\frac{1}{\rho_o} \nabla_H p_2 \approx \nabla_H (g\eta_s + g'\eta_t)$$

Donde la gravedad reducida se define como $g' \equiv \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_o} g \approx \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} g$.

Como el gradiente horizontal de presión en la capa de fondo es 0, entonces:

$$g \nabla_H \eta_s = -g' \nabla_H \eta_t$$

Dado que $g' \ll g$, entonces $\eta_s \ll \eta_t$, lo que implica:

$$g \nabla_H \eta_s \approx g' \nabla_H \eta_t$$

Por lo que el gradiente horizontal de presión en la capa superficial, se puede describir en función de la profundidad (grosor), de la capa superficial (d_t):

$$-\frac{1}{\rho_0} \nabla_H p_1 = -g' \nabla_H d_t$$

Para explicar la propagación de ondas atrapadas en el Ecuador, consideremos el efecto de la rotación de la Tierra en sus inmediaciones (Pedlosky, 1979 y Gill, 1982).

En el Ecuador el término de Coriolis en las ecuaciones de movimiento es igual a cero ($2\Omega \times \mathbf{u} = 0$), por lo que se aplica la aproximación al plano β ($2\Omega \times \mathbf{u} = \beta y$). En la suma de fuerzas se considera el gradiente de presión ($-g' \nabla_H d_t$), la fricción representada por una relación lineal ($\varepsilon \mathbf{u}$) y, el esfuerzo del viento ($\mathbf{T}/\rho_o D$) [Ecuación 4]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v &= -g' \frac{\partial d_t}{\partial x} - \varepsilon u + \frac{\tau^x}{\rho_o D} \\ \frac{\partial v}{\partial t} - \beta y u &= -g' \frac{\partial d_t}{\partial y} - \varepsilon v + \frac{\tau^y}{\rho_o D} \\ \frac{\partial d_t}{\partial t} + D \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) &= -\varepsilon d_t \end{aligned}$$

Donde $\beta = 2\Omega \cos(\theta)/r$ siendo Ω la velocidad de rotación de la Tierra, θ la latitud y r el radio promedio de la Tierra.

Substituyendo soluciones de la forma:

$$d_t(x, y, t) = d_t(y) e^{i(\kappa x - \omega t)}$$

Se obtiene una EDO para v :

$$\frac{d^2 v}{dy^2} + \left(\frac{\omega^2}{c^2} - \kappa^2 - \frac{\beta \kappa}{\omega} - \frac{\beta^2}{c^2} y \right) v = 0$$

Las soluciones de esta ecuación, cuando $y \rightarrow \pm\infty$, ocurren solo para determinadas relaciones entre los coeficientes, las cuales se pueden aglutinar en la siguiente relación de dispersión:

$$\frac{\omega^2}{c^2} - \kappa^2 - \frac{\beta\kappa}{\omega} = (2n + 1) \frac{\beta}{c}$$

El MCS: oscilador retardado

Una derivación heurística del MCS del oscilador retardado es como se detalla a continuación:

La temperatura en la superficie del mar en el Pacífico Oriental contribuye al calentamiento atmosférico y, por ende, a la rapidez del viento en el Pacífico Central.

Cuando ocurre un relajamiento del viento en el Pacífico Central, se generan ondas de Kelvin y Rossby, atrapadas al Ecuador, que se propagan en la termoclina hacia el Este y el Oeste, respectivamente.

Cuando estas ondas arriban al Pacífico Oriental, modifican la profundidad de la termoclina y, así la temperatura en la superficie del mar, completándose el ciclo del ENOS.

Sean:

$$\tau_K \approx 2 \text{ meses y } \tau_R \approx 8 \text{ meses}$$

Los tiempos que requiere una onda de Kelvin y de Rossby para propagarse en la termoclina, entre Asia y América (aproximadamente, 15,000 km), en el Pacífico Ecuatorial.

Cuando ocurre una anomalía positiva (mayor que el valor climatológico) de la profundidad de la termoclina en el Ecuador del Pacífico Central en:

$$t - \frac{1}{2} \tau_K$$

Se genera una onda de Kelvin cálida propagándose en la termoclina hacia el Este arribando al Pacífico Oriental en:

$$\frac{1}{2}\tau_K$$

Aumentando la profundidad de la termoclina y la temperatura en la superficie del mar.

Sí además ocurre una anomalía negativa (menor que el valor climatológico), de la profundidad de la termoclina al norte y sur en el Ecuador del Pacífico Central en:

$$t - \left[\tau_K + \frac{1}{2}\tau_R \right]$$

Se generan dos ondas de Rossby frías propagándose en la termoclina hacia el Oeste, arribando al Pacífico Occidental en:

$$\frac{1}{2}\tau_R$$

Donde convergen hacia el Ecuador para, posteriormente, como una onda de Kelvin fría, propagar en la termoclina hacia el Este arribando al Pacífico Oriental en:

$$t = \tau_K + \frac{1}{2}\tau_R$$

Disminuyendo la profundidad de la termoclina y la temperatura en la superficie del mar.

Considerando que al arribar las ondas de Kelvin al Pacífico Oriental y modificar la profundidad de la termoclina el efecto sobre la temperatura en la superficie del mar es inmediato, la ecuación del SCM del oscilador retardo se puede escribir como [Ecuación 5]:

$$\frac{dT(t)}{dt} = aT\left(t - \frac{1}{2}\tau_K\right) - bT\left(t - \left[\frac{1}{2}\tau_R + \tau_K\right]\right) - cT^3(t)$$

Donde a, b y c son constantes positivas. El primer término representa la retroalimentación positiva debido a la onda de Kelvin con un retardo de un mes.

El segundo término representa la retroalimentación negativa debido a las ondas de Rossby con un retardo de seis meses. Mientras que, el tercer término, no lineal, representa el amortiguamiento local de la temperatura en la superficie del mar en el Pacífico Oriental.

La suposición de que el efecto sobre la temperatura en la superficie del mar es inmediato, se justifica por el hecho que la profundidad de la termoclina en el Pacífico Oriental es menor que en el Pacífico Occidental facilitando la mezcla vertical de la capa por debajo de la termoclina (agua fría) y, de la capa superficial (agua cálida).

Los cambios en la profundidad de la termoclina en el Pacífico Central son generados por el esfuerzo del viento en el Ecuador y, por el rotacional del viento al Norte y Sur de éste. La correlación entre el esfuerzo del viento y el rotacional de viento es negativa.

Con base en lo anterior, un esquema del ciclo del ENOS es el que se describe a continuación:

En el Pacífico Central el campo de viento se debilita, generando una onda de Kelvin cálida que se propaga en la termoclina hacia el Este, arribando un mes después al Pacífico Oriental,

aumentando la profundidad de la termoclina y la temperatura en la superficie del mar.

En el Pacífico Central el campo de viento debilitado genera dos ondas de Rossby frías que se propagan en la termoclina hacia el Oeste, al norte y sur del Ecuador, arribando cuatro meses después al Pacífico Occidental, donde convergen hacia el Ecuador y se refleja como una onda de Kelvin fría, que se propaga en la termoclina hacia el Este, arribando dos meses después al Pacífico Oriental, disminuyendo la profundidad de la termoclina y la temperatura en la superficie del mar.

Resultados

Las mediciones que se procesaron para caracterizar la dinámica del ENOS son los promedios mensuales (enero de 1980 – marzo de 2019), en el Pacífico Ecuatorial (8° S – 9° N de latitud, 137° E – 95° O de longitud), de las componentes zonal y meridional del viento, la profundidad de la termoclina y la temperatura en la superficie del mar.

Estas mediciones corresponden a la componente en el Pacífico del Programa Global Tropical de Mediciones *In Situ* (GT MBA, por su sigla en inglés) denominado, Atmosfera Océano Tropical (AOT).

Para caracterizar la variabilidad espacial de las mediciones se promediaron en el tiempo y se construyó un arreglo espacial (10 latitudes Sur y Norte * 19 longitudes Este y Oeste = 190 nodos).

Para caracterizar la variabilidad temporal de las mediciones se promediaron en el espacio (latitud y longitud) y se construyó un arreglo temporal (12*39 años + 3 meses = 471 meses).

Para encontrar relaciones intrínsecas en las mediciones, se aplicó el método *k-medias* del análisis de agrupamiento. El objetivo del método es la partición iterativa de un conjunto de *n* mediciones en *k* grupos, en el que las mediciones se agrupan alrededor del valor medio del grupo más cercano.

El espacio tridimensional está formado por las componentes meridional (V) y zonal (U) del viento y la profundidad de la termoclina (Z), porque la temperatura en la superficie del mar (T) es la variable de mayor correlación con significancia estadística ($P \ll 0.05$):

<i>Coefficiente de correlación</i>	R_{TZ}	R_{TV}	R_{TV}
<i>Arreglo espacial</i>	0.73	-0.73	0.53
<i>Arreglo temporal</i>	0.74	-0.41	0.26

Algunos de los resultados que se obtienen de aplicar el método *k-medias* del análisis de agrupamiento son (ver Figura 5 y Tabla 1):

- La profundidad de la termoclina es mayor en el Pacífico Occidental (172 m) y durante la fase El Niño (130 m), menor en el Pacífico Oriental (72 m) y durante la fase La Niña (15 m).
- La componente zonal del viento es mayor y hacia el Oeste, en el Pacífico Central (-4.3 m-s^{-1}) y durante la fase Neutra (-3.6 m-s^{-1}), menor y hacia el Oeste en el Pacífico Occidental (-2.5 m-s^{-1}) y durante la fase La Niña (-3.4 m-s^{-1}).
- La componente meridional del viento es mayor y hacia el Norte en el Pacífico Oriental (1.5 m-s^{-1}) y durante la fase La Niña (2.0 m-s^{-1}), menor y hacia el Sur en el Pacífico Central (-0.1 m-s^{-1}) y hacia el norte durante la fase El Niño (0.1 m-s^{-1}).

Para encontrar una expresión entre la anomalía de la temperatura en la superficie del mar en la Región Niño 3.4 (ONI), los componentes meridional (V) y zonal (U) del viento, la profundidad de la termoclina (Z) y la temperatura en la superficie del mar (T) en el Pacífico Ecuatorial, se aplicó un modelo de Regresión Lineal Múltiple (RLM).

La RLM que mejor se ajustó fue el lineal con interacciones entre variables:

$$ONI = C_0Z + C_1T + C_2U + C_3V + C_4Z * T + C_5Z * U + C_6Z * V + C_7T * U + C_8T * V + C_9U * V$$

Con una Raíz del Error Cuadrático Medio (RECM) de 0.55.

Los valores de los coeficientes con significancia estadística ($P \ll 0.05$) son:

$$0.034 (T); 1.144 (U); 2.432 (V); 0.003 (Z * U); -0.089 (T * V)$$

La RLM reproduce satisfactoriamente la variabilidad temporal del ONI y, los valores ajustados versus los calculados se distribuyen simétricamente alrededor de un polinomio de primer orden (Figura 6).

Algunos de los resultados que se obtienen de aplicar el RLM, son los siguientes (ver Figura 7 y Tabla 2):

- Cuando la temperatura en la superficie del mar aumenta 1° C el Índice Oceánico El Niño aumenta 0.82° C durante El Niño, 0.53° C durante la fase Neutra y 0.23° C durante La Niña.
- Cuando la profundidad de la termoclina aumenta 100 m el Índice Oceánico El Niño disminuye 1.6° C durante El Niño, 1.2° C durante la fase Neutra y 0.8° C durante La Niña.

Discusión

Existen otros MCS que explican aspectos de la dinámica del ENOS, entre los que se puede mencionar, el del oscilador amortiguado (Burgers, Jin and Oldenborgh, 2005).

El MCS del oscilador amortiguado plantea que la temperatura en la superficie del mar en el Pacífico Oriental está relacionada con la componente zonal del esfuerzo del viento en el Pacífico Central y, que este está relacionado con la diferencia de la profundidad de la termoclina, entre el Pacífico Occidental y Oriental.

Además, plantea que la evolución temporal de la profundidad de la termoclina en el Pacífico Occidental depende de la componente zonal del esfuerzo del viento en el Pacífico Central y, que la evolución temporal de la temperatura en la superficie del mar, depende de la profundidad de la termoclina en el Pacífico Oriental [Ecuación 6]:

$$\begin{aligned}\tau &= \beta T_E \\ h_E &= h_W + \tau \\ \frac{dh_W}{dt} &= -r(h_W + \alpha\tau) \\ \frac{dT_E}{dt} &= -\epsilon_1(T_E - \gamma h_E)\end{aligned}$$

Una posible generalización de este sistema de ecuaciones es considerar que la evolución temporal de la profundidad de la termoclina en el Pacífico Oriental depende de la profundidad de la termoclina en el Pacífico Occidental y de la componente zonal del esfuerzo del viento en el Pacífico Central [Ecuación 7]:

$$\begin{aligned}\tau &= \beta T_E \\ \frac{dh_E}{dt} &= -\epsilon_2(h_E - h_W - \tau) \\ \frac{dh_W}{dt} &= -r(h_W + \alpha\tau) \\ \frac{dT_E}{dt} &= -(T_E - \gamma h_E)\end{aligned}$$

Este sistema de ecuaciones se puede simplificar si consideramos que la profundidad de la termoclina en el Pacífico Ecuatorial (h), se puede aproximar por el valor promedio de la profundidad de la termoclina en el Pacífico Occidental y Oriental $((h_W + h_E)/2)$ [Ecuación 8]:

$$\begin{aligned}\frac{dT_E}{dt} &= a_{11}T_E + a_{12}h \\ \frac{dh}{dt} &= a_{21}T_E + a_{22}h\end{aligned}$$

Los valores de los coeficientes del sistema de ecuaciones fueron estimados usando series temporales de promedios mensuales en el intervalo de tiempo 1980 – 2002.

Para la anomalía de temperatura en la superficie del mar usaron las del Centro Nacional de Predicción Ambiental (NCEP, por su sigla en inglés), en la región Niño 3: 5° S – 5° N, 150° O – 90° O (Reynolds *et al.* 2002).

Para la anomalía de la componente zonal del esfuerzo del viento usaron las de la Universidad Estatal de Florida (FSU, por su sigla en inglés) en la región 6° S – 6° N, 160° E – 140° O (Smith *et al.* 2004).

Para la anomalía de la profundidad de la termoclina (20 °C), usaron las de la Oficina del Centro de Investigación Meteorológica (BMRC, por su sigla en inglés), en la región: 5° S – 5° N, 130° E – 80° O (Smith, 1995).

Los valores de los coeficientes son:

$$\begin{pmatrix} a_{11} = -0.171 & a_{22} = 0.028 \\ a_{11} = -1.550 & a_{22} = 0.038 \end{pmatrix}$$

Los coeficientes a_{11} y a_{22} tienen unidades de frecuencia ($U[t^{-1}]$).

Un período característico de la evolución temporal de la temperatura en la superficie del mar en el Pacífico Oriental ($\frac{dT_E}{dt}$) es aproximadamente seis meses ($a_{11}^{-1} = 5.8 \text{ meses}$).

El ciclo del ENOS está relacionado a la propagación de las ondas atrapadas en el Ecuador, que requieren aproximadamente seis meses para propagarse del Pacífico Central al Pacífico Occidental y, de éste al Pacífico Oriental.

Un período característico de la evolución temporal de la profundidad de la termoclina en el Pacífico Ecuatorial ($\frac{dh}{dt}$) es aproximadamente dos años ($a_{22}^{-1} = 26.3 \text{ meses}$).

El ciclo del ENOS está relacionado a la dinámica de la termoclina en el Pacífico Ecuatorial, que requiere aproximadamente dos años, para que el gradiente horizontal de la profundidad de la capa superficial transite en las tres fases del ciclo del ENOS: fase Neutra (valor promedio); fase El Niño (valor mínimo); fase La Niña (valor máximo).

El Índice Oceánico El Niño (ONI) es uno de los índices más utilizados para el registro histórico de la ocurrencia y duración de eventos del fenómeno El Niño/Oscilación del Sur (ENOS).

Está basado en la vigilancia de la Temperatura Superficial del Mar (TSM), en el Pacífico Ecuatorial. El ONI es usado para identificar una variación en la TSM que sobrepasa un umbral preestablecido indicando el mes que inicia y finaliza un evento ENOS.

Cuando la SST en un mes dado es mayor que 0.5°C la TSM climatológica de ese mes, existe una alta probabilidad de que un evento ENOS esté iniciando. Si la TSM en los tres meses subsiguientes continúa siendo mayor que 0.5°C , la TSM climatológica confirma que un evento ENOS ha iniciado.

La anomalía de la TSM se calcula restando la TSM de un mes, de la TSM climatológica de ese mes. La TSM climatológica se calcula promediando las TSM de cada mes, en una serie temporal de al menos 30 años.

En una revisión del ONI para mejorar el tiempo de respuesta ante los posibles impactos de los eventos del fenómeno ENOS, se propone que cuando la TSM en un mes dado es mayor que 0.7°C de la TSM climatológica estamos en presencia del inicio de un evento ENOS.

Identificar un punto de inflexión en el desarrollo de un evento ENOS permitiría a los tomadores de decisión proponer con mayor antelación, medidas de mitigación para sequías, inundaciones, olas de calor en verano, tormentas en invierno (Glantz y Ramirez, 2020).

Para identificar algunas características de la variabilidad temporal del fenómeno ENOS y su relación con variables que intervienen en su dinámica en regiones del Pacífico Ecuatorial, se tabularon las fechas de las etapas de inicio y, fin de eventos

ENOS (ver Tabla 3), cuya duración fue mayor o igual que un año y, las fechas de los máximos y mínimos de las anomalías de la componente zonal del viento en el Pacífico Central, la profundidad de la termoclina en el Pacífico Occidental y la temperatura en la superficie del mar en el Pacífico Oriental (Figura 8).

Para calcular los máximos y mínimos de las anomalías de las variables consideramos el criterio de la Desviación Media Absoluta (DMA). Siendo A_i una variable aleatoria de $i = 1, \dots, n$ observaciones de sus máximos y mínimos cumplen las siguientes relaciones:

$$\max(A_i) \geq 1.5 * \text{median}(|A_i - \text{median}(A_i)|)$$

$$\min(A_i) \leq 1.5 * \text{median}(|A_i - \text{median}(A_i)|)$$

Los principales hallazgos de la tabulación de las fechas de las etapas de inicio y fin de eventos ENOS y, las fechas de los máximos y mínimos de las variables que intervienen en la dinámica del ENOS, en las regiones del Pacífico Ecuatorial, son:

- En la mayoría (83 %) de eventos El Niño (La Niña), la etapa de inicio es durante meses del verano boreal (mayo – julio) y, la etapa de fin en meses de la primavera boreal (abril – junio).
- Posterior a la etapa de inicio del evento ENOS, dos meses después aumenta (disminuye) la temperatura en la superficie del mar en el Pacífico Oriental, cuatro meses después disminuye (aumenta) la profundidad de la termoclina en el Pacífico Occidental y, cinco meses después, disminuye (aumenta) la componente zonal del viento en el Pacífico Central.
- Previo a la etapa de fin del evento ENOS, un mes antes aumenta (disminuye) la profundidad de la termoclina en el Pacífico Occidental, tres meses antes aumenta (disminuye) la componente zonal del viento en el Pacífico Central y, cinco meses antes, disminuye (aumenta) la temperatura en la superficie del mar en el Pacífico Oriental.

Estos hallazgos sugieren que la etapa de crecimiento de los eventos ENOS es en los meses del otoño boreal y, que la etapa de maduración es en los meses del invierno boreal.

También sugieren que el tiempo de propagación en la termoclina de la onda Kelvin, del Pacífico Central al Pacífico Oriental, es de dos meses.

Mientras que, el tiempo de propagación en la termoclina de las ondas Rossby del Pacífico Central al Pacífico Occidental, es de cuatro meses; y que la disminución de la componente zonal del viento, ocurre tanto en la etapa de inicio como en la etapa de maduración de los eventos ENOS.

Referencias bibliográficas

- Burgers, G., Jin, F-F., Oldenborgh, G.J. 2005. The simplest ENSO recharge oscillator. *Geophysical Research Letters*, Vol. 32, L13706, doi: 10.1029/2005GL022951, 2005.
- Gill A. E. 1982. *Atmosphere–ocean dynamics*. Academic Press, London.
- Glantz, M., Ramirez I. J. 2020. Reviewing the Oceanic Niño Index (ONI) to Enhance Societal Readiness for El Niño's Impacts. *International Journal of Disaster Risk Science*. · May 2020. doi: 10.1007/s13753-020-00275-w
- Harris, I., Jones, P.D., Osborn, T.J. and Lister, D.H. 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. *Int. J. Climatol.*, 34: 623–642. doi: 10.1002/joc.3711.
- Oldenborgh, G. J. 2015. KNMI Climate Explorer: a web application to analyze climate data. <https://climexp.knmi.nl/start.cgi>
- Pedlowsky J. 1987. *Geophysical Fluid Dynamics*. Berlin: Springer Verlag.
- Reynolds R. W., Rayner N. A., Smith T. M., Stokes D. C., Wang W. 2002. An improved in situ and Satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, 15:1609 – 1625.
- Schneider, U., Becker, A., Finger, P., Meyer-Christoffer, A., Rudolf, B., Ziese, M. 2011. GPCC Full Data Reanalysis Version 6.0 at 1.0°: Monthly Land-Surface Precipitation from Rain-Gauges built on GTS-based and Historic Data. DOI: 10.5676/DWD_GPCC/FD_M_V7_100.

- Smith, N. 1995. An improved system for tropical ocean sub-surface temperature analyses, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12, 850–870.
- Smith, S., J. Servain, D. Legler, J. Stricherz, M. Bourassa, and J. O'Brien. 2004. In situ-based pseudo-wind stress products for the tropical oceans, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 85, 979– 994.
- Stommel H. 1961. Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus*, 13:224–230.
- Suarez M. J., Schopf P. S. 1988. A delayed action oscillator for ENSO. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45:3283–7.
- Tziperman E. 2001. GFD Lecture Notes Woods Hole Oceanographic Institution, available at <http://gfd.whoi.edu/proceedings/2001>.

Anexos

Figuras

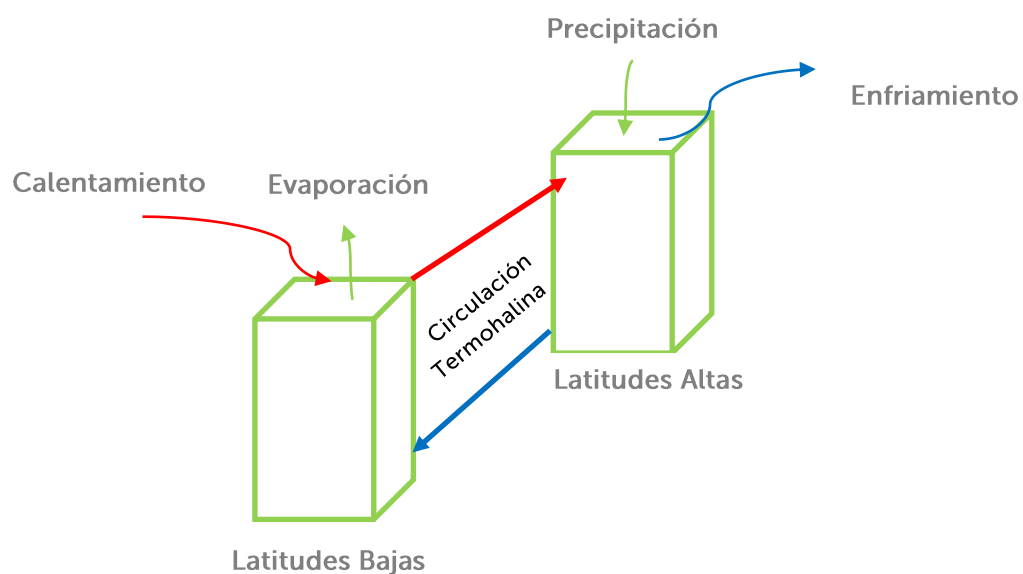


Figura 1. Modelo Conceptual Simple de Stommel, para explicar la Circulación Termohalina en los océanos.

Fuente: elaboración propia.

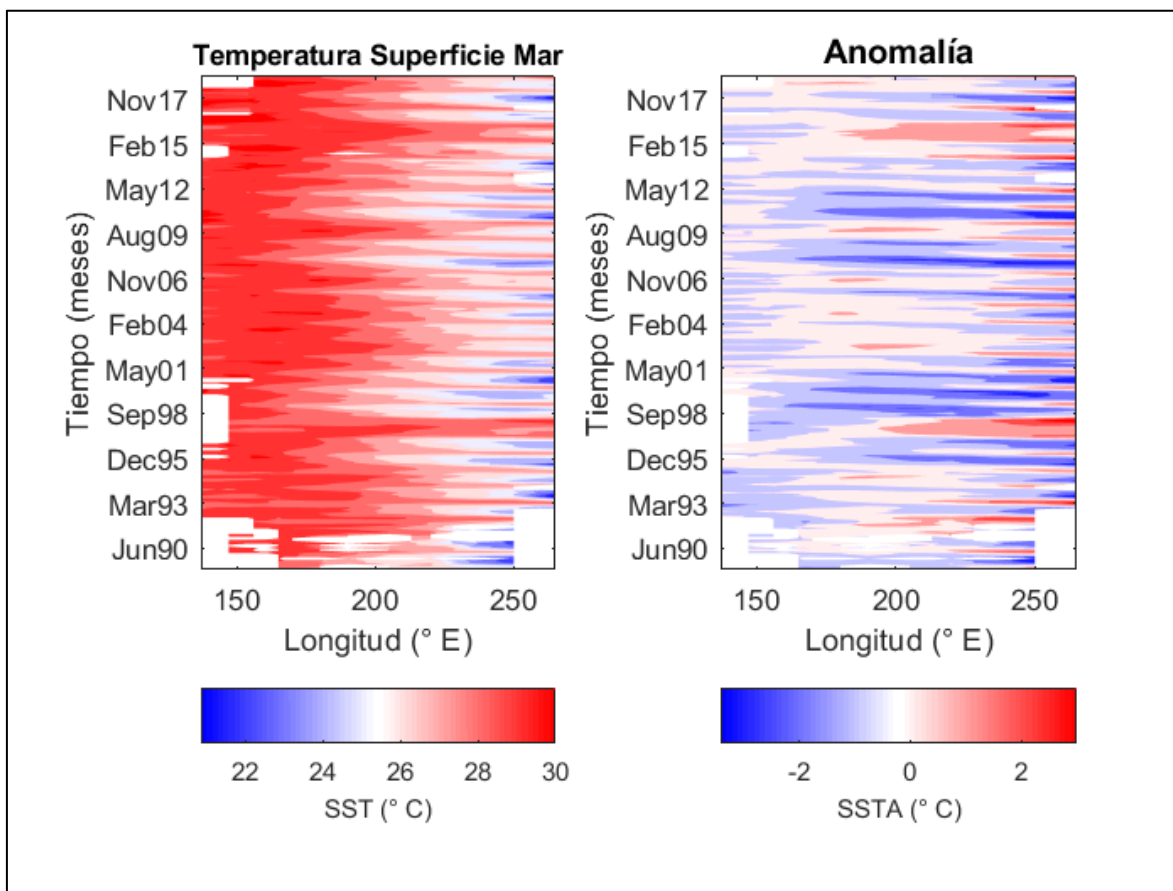


Figura 2. Diagrama de la evolución temporal (marzo/1989 – marzo/2019), del promedio latitudinal (8° S y 9° N), de las mediciones del Programa Atmósfera – Océano Tropical (AOT): a) Temperatura en la superficie del mar y b) Anomalía (valor actual – valor climatológico), de la temperatura en la superficie del mar.

Fuente: elaboración propia.

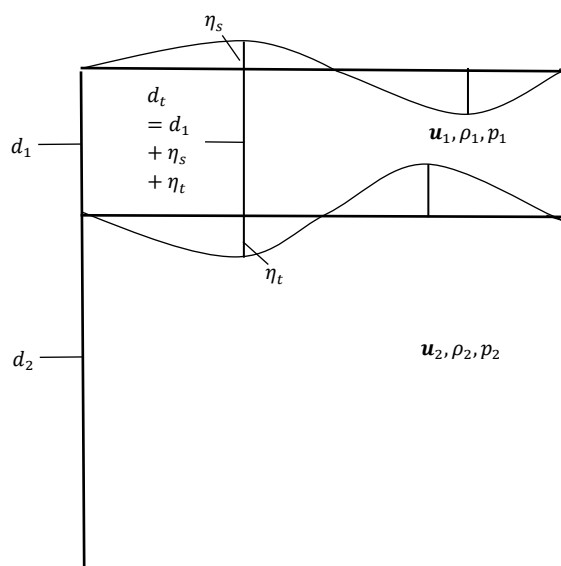


Figura 3. Esquema de modelo de dos capas. capa superficial (u_1, ρ_1, p_1, d_1) , capa de fondo (u_2, ρ_2, p_2, d_2) , elevación en la superficie del mar (η_s) elevación en la termoclina (η_t) y profundidad de la termoclina (d_t) .

Fuente: elaboración propia.

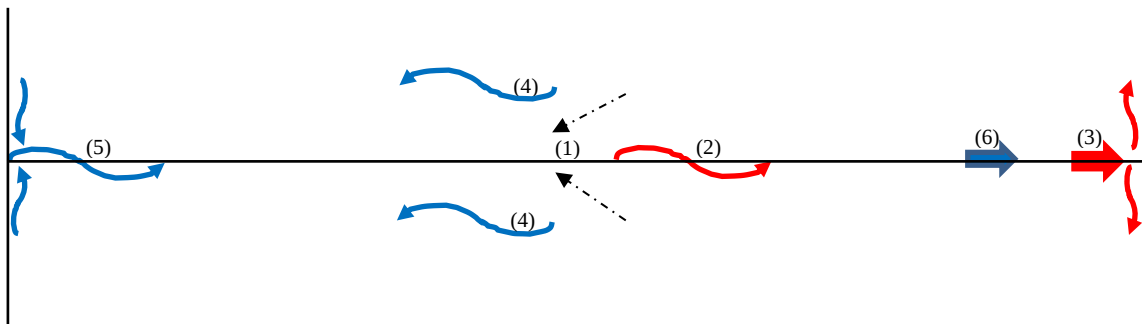


Figura 4. Esquema del ciclo del ENSO. El campo de viento se debilita en el Pacífico Central: (1), generando una onda de Kelvin cálida que se propaga en la termoclina hacia el Este (2), aumentando la profundidad de la termoclina y, la temperatura en la superficie del mar en el Pacífico Oriental (3). El campo de viento debilitado genera también dos ondas de Rossby frías, que se propagan en la termoclina hacia el Pacífico Occidental (4), donde se reflejan como una onda de Kelvin fría, que se propaga en la termoclina hacia el Este (5), disminuyendo la profundidad de la termoclina y la temperatura en la superficie del mar, en el Pacífico Oriental (6).

Fuente: elaboración propia.

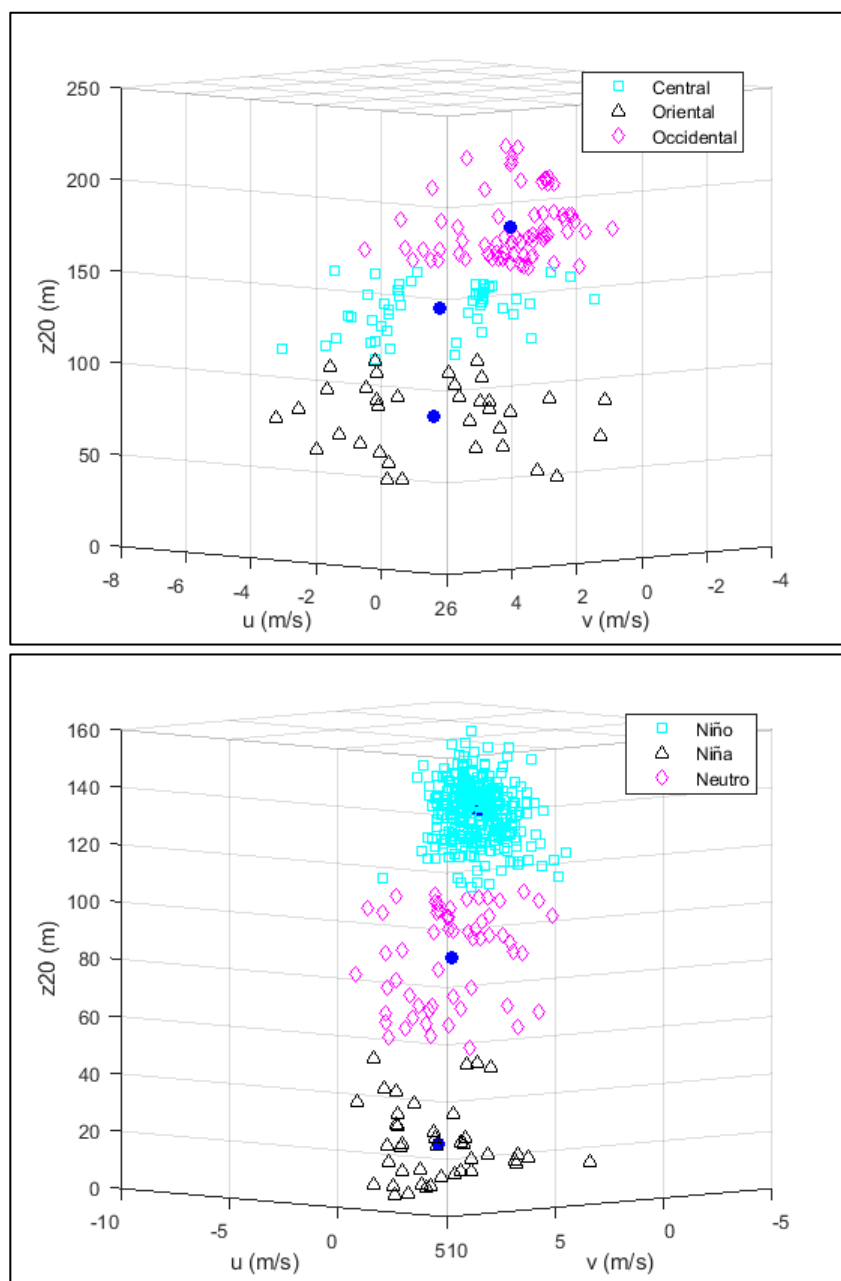


Figura 5. Distribución de las mediciones en el intervalo de tiempo enero de 1980 – marzo de 2019 de la profundidad de la termoclina y de las componentes zonal y meridional del viento. Los centroides de cada grupo de mediciones están señalados con los círculos azules: a) Mediciones del arreglo espacial y, b) Mediciones del arreglo temporal.

Fuente: elaboración propia.

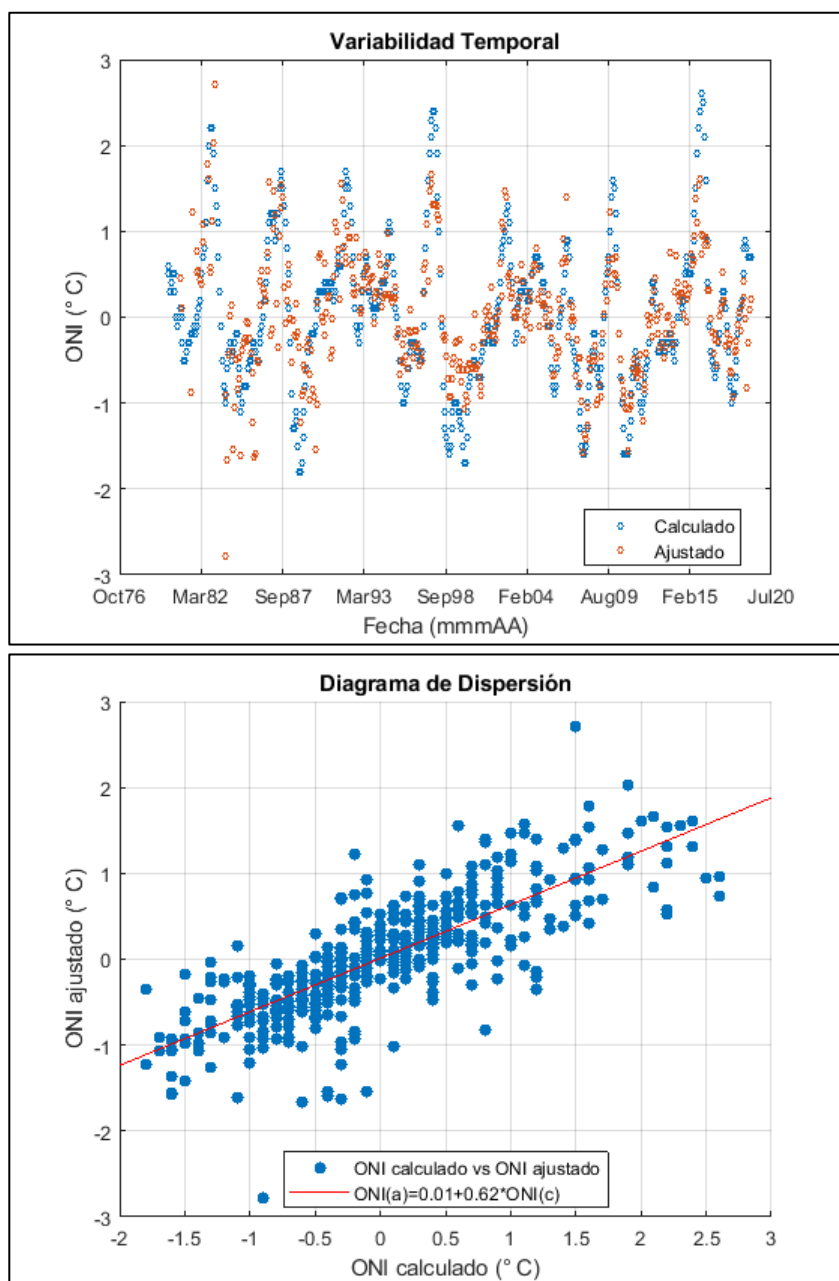


Figura 6. Anomalía de la temperatura en la superficie del mar en la Región Niño 3.4 (ONI), ajustado a un modelo de Regresión Lineal Múltiple (RLM), con las componentes zonal y meridional del viento, la profundidad de la termoclina y la temperatura en la superficie del mar en el Pacífico Ecuatorial: a) Variabilidad temporal del ONI calculado y ajustado; y b) Diagrama de dispersión del ONI, calculado versus ajustado.

Fuente: elaboración propia.

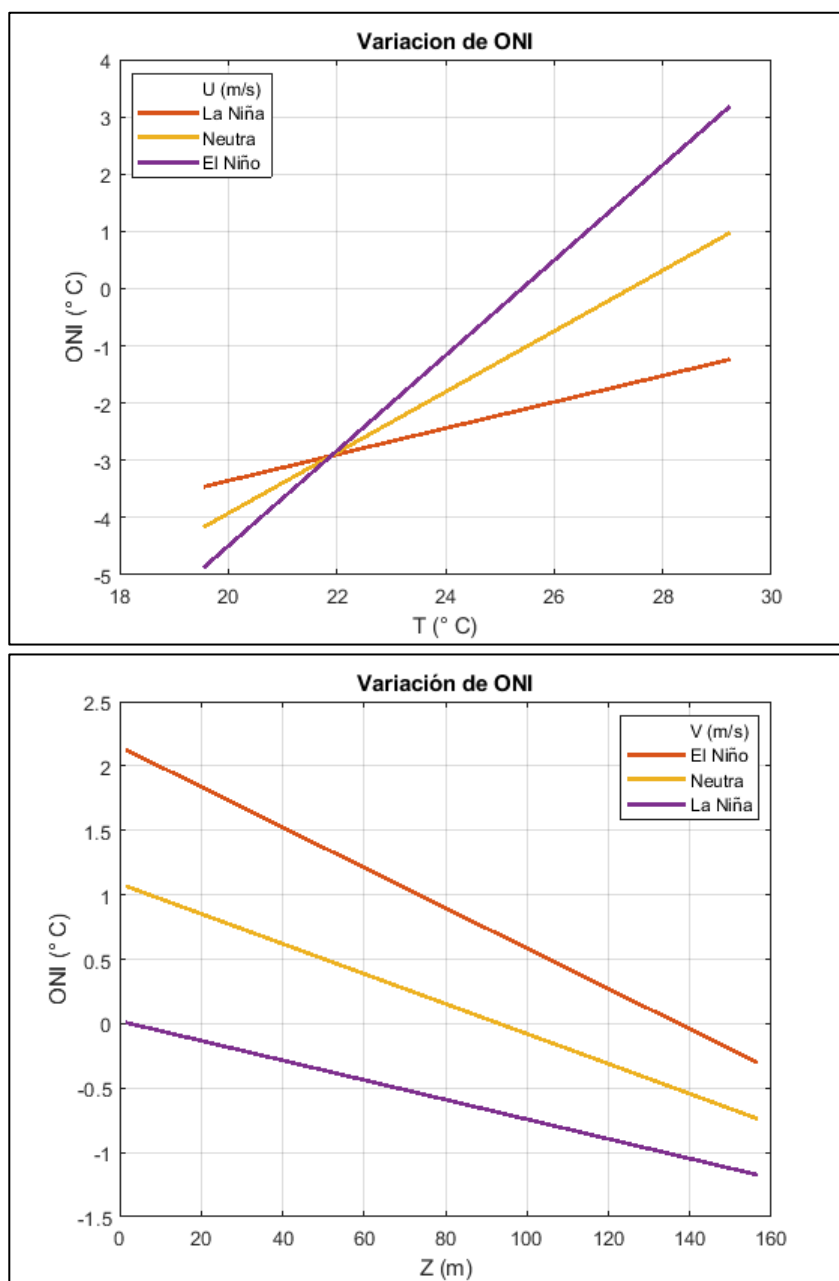
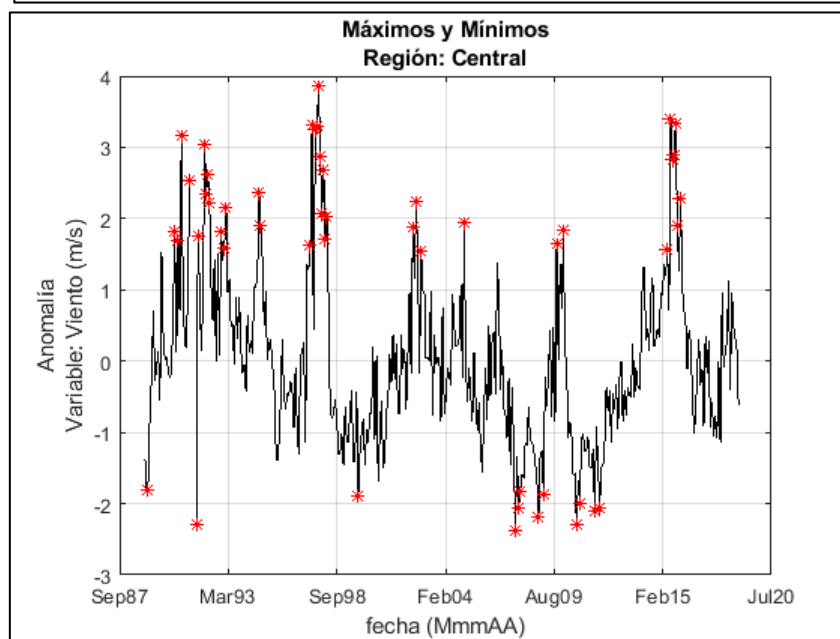
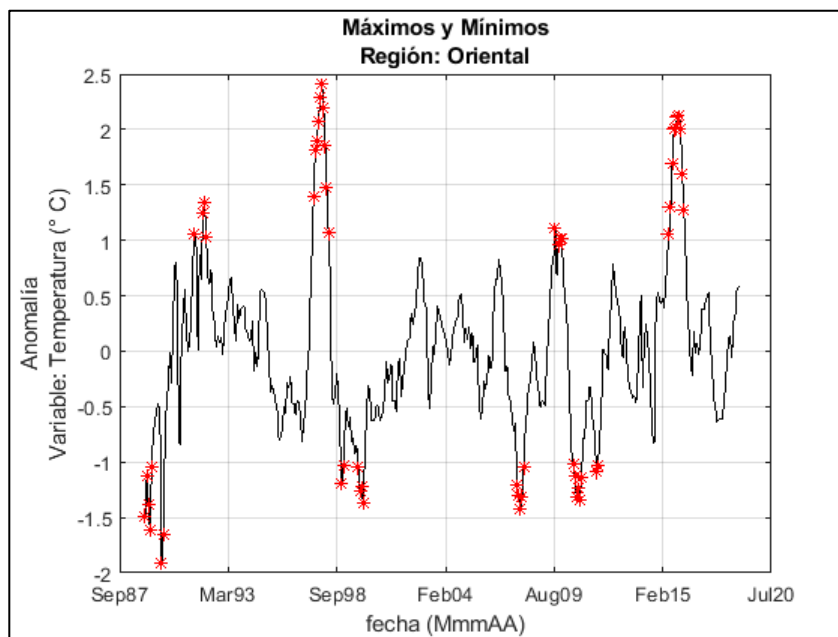


Figura 7. Variación de la anomalía de la temperatura en la superficie del mar, en la Región Niño 3.4 (ONI), en las fases del ENOS (El Niño, Neutra, La Niña): a) Variación de ONI en función de la temperatura en la superficie del mar (T), para valores típicos en las fases del ENOS de la componente zonal del viento (U), en el Pacífico Ecuatorial; y b) Variación de ONI en función de la profundidad de la termoclina (Z), para valores típicos en las fases del ENOS, de la componente meridional del viento (V), en el Pacífico Ecuatorial.

Fuente: elaboración propia.



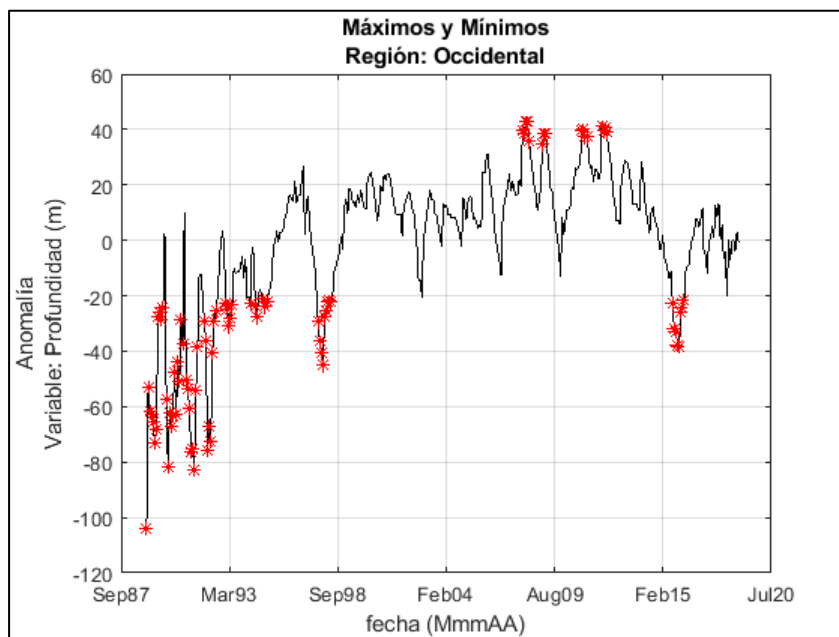


Figura 8. Anomalías (línea negra) de variables que intervienen en la dinámica del ENSO resaltando sus máximos y mínimos (asteriscos rojos): a) Anomalía de la temperatura en la superficie del mar en la región del Pacífico Oriental; b) Anomalía de la componente zonal del viento en la región del Pacífico central; y c) Anomalía de la profundidad de la termoclina en la región del Pacífico Occidental.

Fuente: elaboración propia.

Tablas

Región/Fase	Z (m)	T (°C)	U (m·s ⁻¹)	V (m·s ⁻¹)
Pacífico Occidental	173	29	-2.5	-0.4
Pacífico Central	127	28	-4.3	-0.1
Pacífico Oriental	72	27	-3.0	1.5
El Niño	130	28	-3.5	0.1
Neutra	79	27	-3.6	1.2
La Niña	15	24	-3.4	2.0

Tabla 1. Valores de los centroides de las mediciones en el arreglo espacial (Pacífico Occidental, Pacífico Central, Pacífico Oriental) y, en el arreglo temporal (El Niño, Neutra, La Niña), obtenidos con el método **k-medias** del análisis de agrupamiento.

Fuente: elaboración propia.

Fases	$\frac{\Delta ONI(^{\circ}C)}{\Delta T(^{\circ}C)}$	$\frac{\Delta ONI(^{\circ}C)}{\Delta Z(m)}$
El Niño	0.82	-0.016
Neutra	0.53	-0.012
La Niña	0.23	-0.008

Tabla 2. Razón de cambio de la anomalía de la temperatura en la superficie del mar en la Región Niño 3.4 (ONI) con respecto a la temperatura en la superficie del mar y a la profundidad de la termoclina en el Pacífico Ecuatorial.

Fuente: elaboración propia.

FASE	ONI (°C)	U (m·s ⁻¹)	Z (m)	T (°C)
El Niño	Mayo/91-junio/92	Abril/91-noviembre/92	Enero/91-julio/92	Julio/91-febrero/92
El Niño	Mayo/97-mayo/98	Mayo/97-marzo/98	Septiembre/97-mayo/98	Julio/97-abril/98
La Niña	Julio/98-febrero/01	Octubre/99		Diciembre/98-enero/00
La Niña	Junio/07-junio/08	Septiembre/07-febrero/09	Enero/08-mayo/08	Octubre/07-febrero/08
La Niña	Junio/10-abril/12	Octubre/10-diciembre/11	Enero/11-abril/12	Agosto/10-noviembre/11
El Niño	Octubre/14-abril/16	Mayo/15-enero/16	Agosto/15-marzo/16	Junio/15-marzo/16

Tabla 3. *Fechas de máximos y mínimos de la anomalía de la temperatura en la superficie del mar en la Región Niño 3.4 (ONI), la anomalía de la profundidad de la termoclina en el Pacífico Occidental, la anomalía de la componente zonal del viento en el Pacífico Central y la anomalía de la temperatura en la superficie del mar en el Pacífico Oriental.*

Fuente: elaboración propia.



MINISTERIO DE
MEDIO AMBIENTE
Y RECURSOS
NATURALES

www.marn.gob.sv | medioambiente@marn.gob.sv

