

# SIMULACIÓN CLIMATOLÓGICA EXPERIMENTAL DEL PACÍFICO ECUATORIAL CON CROCO: ESTABILIDAD, ACOPLAMIENTO ESTACIONAL Y VALIDACIÓN CON TAO/ORAS5

Miguel Andrade<sup>1</sup>, Kobi Mosquera<sup>1</sup>, Jeremy Romero<sup>1</sup> y Jorge Reupo<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto Geofísico del Perú (IGP), Lima, Perú

**Palabras clave:** Pacífico ecuatorial; CROCO; climatología; TAO/TRITON; ORAS5; EUC; SEC

Citar como Andrade, M. O., Mosquera, K., & Romero, J. (2025). Simulación climatológica del Pacífico ecuatorial con CROCO: estabilidad, acoplamiento estacional y validación con TAO/ORAS5. Boletín científico El Niño, IGP, Vol. 12, n.º 12, pp. 13–25.

## ¿Cuál es la contribución de esta investigación para los tomadores de decisiones?

Los resultados de este trabajo permiten disponer de una herramienta numérica climatológica evaluada para realizar experimentos científicos en el Pacífico tropical. Estos experimentos están orientados al análisis de procesos físicos asociados a la dinámica ecuatorial, región donde se desarrollan los eventos El Niño y La Niña, así como otros fenómenos oceánicos que influyen en la variabilidad climática global y, en particular, en el Perú. Además, se presenta el desempeño del modelo en el último año de integración del experimento cíclico, representativo del régimen alcanzado.

## Resumen

Se presenta una simulación climatológica experimental del Pacífico ecuatorial utilizando el modelo oceánico CROCO, forzada con campos mensuales climatológicos. El modelo cubre la región del Pacífico tropical (110°E–290°E y 30°S–30°N), con resolución espacial de 0.5° y 32 niveles sigma ( $\theta=7$ ,  $\theta_b=2$ ,  $h_c=20$  m). La configuración utiliza como condición de frontera, inicial y forzante, la información de WOA2023 (1991–2020), para la temperatura y salinidad; ASCAT (2007–2022), para el esfuerzo del viento; y ERA5 (1991–2020), para los flujos de calor y de agua dulce. El experimento se integra en modo climatológico cíclico durante 50 años, analizándose el último año de integración (año 50). Los resultados se validan con datos de TAO/TRITON y ORAS5. Asimismo, se aplica un análisis armónico de 1 cpa y 2 cpa (ciclos por año) al pseudo-esfuerzo zonal del viento ( $|U|u$ ; 'pseu-

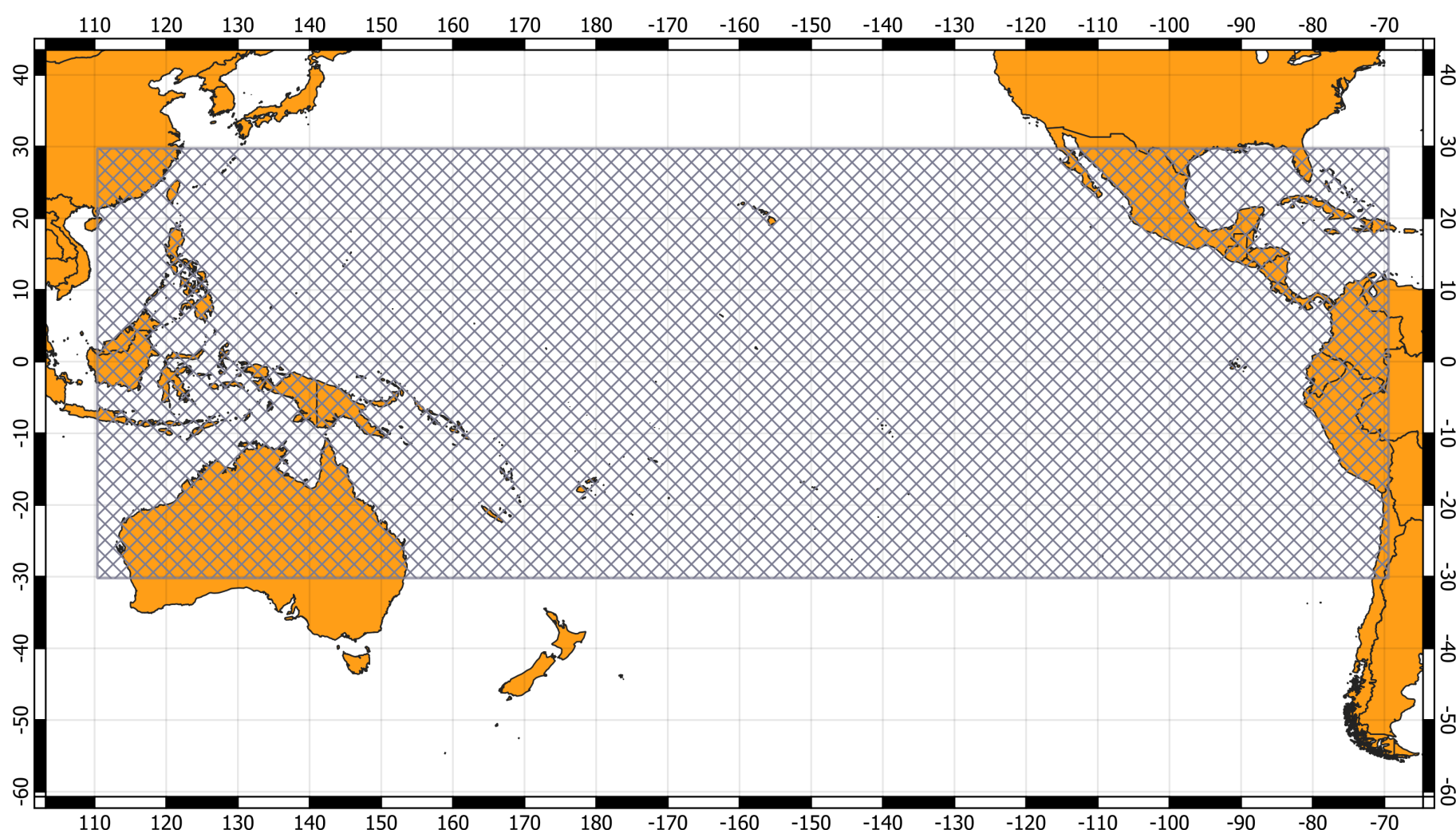
do-stress') derivado de TAO y al esfuerzo zonal del viento Taux (sustr) en CROCO, corriente zonal superficial ~10 m ( $u_{10}$ ), a la corriente a 80 m ( $u_{80}$ ), a la temperatura superficial del mar (TSM) y la profundidad de la isoterma de 20 °C (Z20/iso20). Si bien la simulación reproduce aproximadamente el ciclo estacional, aún es necesario realizar simulaciones adicionales con otros forzantes y ajustes en determinadas parametrizaciones para mejorar su desempeño.

## 1. Introducción

El Pacífico ecuatorial se caracteriza por la presencia de un marcado gradiente zonal de TSM entre las zonas denominadas piscina cálida en el occidente y la lengua fría en el oriente, sostenido por los vientos alisios, la inclinación de la termoclina y el afloramiento ecuatorial (Kessler, 2006). En esta región se desa-

rollan, de manera recurrente, eventos climáticos cálidos y fríos que forman parte de una interacción acoplada océano-atmósfera de variabilidad interanual, denominada El Niño-Oscilación del Sur (ENOS; McPhaden et al., 2006). Estos eventos se asocian con cambios en los patrones de precipitación, temperatura y vientos en gran parte del planeta, incluido el Perú (Sulca et al., 2018; Sanabria et al., 2018), por medio de las llamadas teleconexiones atmosféricas.

Este trabajo de investigación presenta resultados preliminares de una simulación experimental del Pacífico ecuatorial implementada con el modelo oceánico CROCO (Figura 1), forzada con climatologías mensuales y analizada en el último año de integración. El objetivo es evaluar la idoneidad de la configuración que permita realizar el desarrollo de experimentos numéricos futuros, con énfasis en la representación de El Niño, La Niña y fenómenos físicos relacionados.



**Figura 1.** Dominio del modelo CROCO en el Pacífico ecuatorial. El rectángulo tramado delimita el área de integración numérica, desde 110° E hasta 290° E (70° W) y entre 30° S y 30° N, abarcando la zona tropical del Pacífico. Las áreas en naranja representan la tierra en el modelo.

## 2. Metodología

### 2.1 Modelo croco

El modelo CROCO (Coastal and Regional Ocean COmmunity model) es un modelo oceánico regional que resuelve las ecuaciones primitivas bajo las aproximaciones hidrostática y de Boussinesq, utilizando coordenadas verticales tipo sigma ( $\sigma$ ) y un desdoblamiento temporal barotrópico-baroclínico. El modelo incluye esquemas conservativos (Large et al., 1994), mezcla convectiva y no local en la capa límite, así como condiciones de frontera abiertas con amortiguamiento (sponge) y nudging hacia climatologías (ver

más detalles en Shchepetkin & McWilliams, 2005; Auclair et al., 2022).

### 2.2 Implementación del modelo

Para este estudio se empleó un dominio tropical que abarca el Pacífico ecuatorial entre 110° E – 290° E, y entre 30° S – 30° N, con una resolución horizontal uniforme de 0.5° en longitud y latitud ( $\approx 359 \times 125$  puntos). La coordenada vertical emplea 32 niveles sigma, con parámetros  $\theta = 7$ ,  $\theta_b = 2$ ,  $H_c = 20$  m, utilizando la grilla  $V_{transform} = 2$ , lo que permite priorizar la resolución en la capa superior y preservar los gradientes térmicos y de mezcla superficial.

La batimetría se obtiene de la base de datos global ETOPO2 (NOAA, 2006) vía las herramientas de pre-procesamiento del mismo modelo croctools1, suavizada con una razón  $r \leq 0,25$  y una profundidad mínima  $h_{min} = 75$  m para garantizar estabilidad hidrostática y minimizar errores de presión horizontal. En superficie, el esfuerzo de viento climatológico mensual (Tauxy Tauy) se obtiene de ASCAT para el periodo 2007-2022 (MetOp/EUMETSAT; Figa-Saldaña et al., 2002), mientras que los flujos de calor y agua dulce mensuales se obtienen del reanalysis ERA5 (Hersbach et al., 2020).

Se activa la opción ANA\_DIURNAL\_SW (CROCO Doc 2.1.2, s. f.). Esta opción permite reintroducir un ciclo diurno idealizado de la radiación de onda corta cuando el forzante se prescribe como promedios sin

variabilidad explícita, lo que contribuye a representar de manera más realista la estratificación superficial y la evolución diurna de la capa de mezcla, con impacto en la TSM (Bernie et al., 2005; Shinoda, 2005). La física turbulenta vertical sigue el esquema LMD/KPP (K-Profile Parameterization) de Large et al. (1994) para la representación de la capa límite oceánica dentro de las opciones del modelo. Asimismo, se emplean esquemas de advección horizontal/vertical UP3/RSUP3, interpolación vertical tipo spline y una ecuación de estado no lineal. La integración se ejecuta en paralelo mediante librerías OpenMP, con un paso de tiempo  $\Delta t = 900$  s, ndtfast = 60 y salidas cada 3 días, durante un tiempo total de integración de 50 años. El análisis y las figuras presentadas corresponden al último año de integración.

**Tabla 1.** Resumen de componentes y parámetros clave

Componente	Parámetros/Valores	Objetivo/Justificación
Dominio	110°E–290°E; 30°S–30°N; $\Delta\lambda = \Delta\phi = 0.5^\circ$ ( $\approx 359 \times 125$ )	Cubrir el Pacífico tropical/ecuatorial, resolviendo zonas de proceso ENOS y corrientes ecuatoriales, con un balance adecuado entre resolución espacial y costo computacional.
Vertical $\sigma$	32 niveles; $\theta_s = 7$ ; $\theta_b = 2$ ; $h_c = 20$ m; $V_{transform} = 2$	Concentrar niveles en la capa superficial y profunda; $V_{transform}=2$ reduce errores en zonas someras; $h_c$ fija la transición $\sigma-z$ para una estratificación realista.
Batimetría	ETOPO2; suavizado $r \leq 0,25$ ; $h_{min} = 75$ m	Limitar errores asociados al gradiente de presión (r-factor) y restricciones CFL, empleando una batimetría global consistente.
Fronteras	Norte y Sur abiertas (OBC_NORTH, OBC_SOUTH) con OBC_M2CHARACT (modo 2D), OBC_M3ORLANSKI (momento 3D) y OBC_TORLANSKI (trazadores). Oeste y Este cerradas (pared sólida; sin OBC_WEST/EAST). Se aplica capa esponja (SPONGE) y nudging a climatología (CLIMATOLOGY + Z/M2/M3/TNUDGING) para amortiguar reflexiones y reducir deriva cerca de los límites abiertos. Costas: condición no-slip ( $\gamma_2 = 1$ ).	Permitir el intercambio de masa y propiedades, minimizando reflexiones y deriva del modelo, y ajustar lentamente a las climatologías en el dominio del modelo.

Forzantes superficiales	Taux, Tauy ASCAT (climatología mensual)	Representar el efecto de vientos alisios y cizalla ecuatorial mediante un forzante estable para simulaciones climatológicas.
Flujos Q/ E-P (agua dulce)	Componentes de ERA5: flujos de superficie de energía (Q) y agua dulce (E-P). E-P se representa como flujo salino virtual en la ecuación de salinidad.	Cerrar los balances de calor/agua, y reducir sesgos en TSM; incluye ciclo diurno de la radiación.
Física	LMD KPP (SKPP/BKPP/RIMIX/-CONVEC/NONLOCAL); UP3/R-SUP3; spline vertical; EOS no lineal	Representar una mezcla vertical realista (no-local y convección), con esquemas de advección poco difusivos y estable, perfiles verticales suaves y densidad coherente con T-S.
Ejecución	Ejecución en paralelo mediante OpenMP (24 procesadores), $\Delta t = 900$ s, ndtfast = 60; compilación GNU gfortran 12.2.0; OpenMPI 4.1.5; NetCDF-C/-Fortran local; HDF5 1.14.0; cluster GeoclusterIGP.	Paralelización en memoria compartida; relación baroclínica/barotrópica estable y control de la estabilidad numérica.
Salidas	Promedios cada 3 días (equivalente a 10 salidas/mes bajo calendario 360d=12x30) y de archivos de estados instantáneos (archivos históricos).	Almacenar promedios y diagnósticos para validación y análisis, reduciendo el ruido y el volumen total de datos. Resultados correspondientes para el último año de integración.

### 2.3. Forzantes oceánicos

Se emplea la climatología del World Ocean Atlas 2023, periodo 1991–2020 (Locarnini et al., 2024; Reagan et al., 2024), con el fin de construir campos mensuales de temperatura, salinidad y corrientes geostróficas, los cuales fueron interpolados bilinealmente a la grilla horizontal y los niveles verticales

sigma del modelo. A partir de estos campos se generaron las condiciones de borde e iniciales del modelo. Las corrientes geostróficas y el nivel del mar se calcularon de manera diagnóstica a partir de los gradientes horizontales de densidad inferidos del campo T-S mediante las herramientas de pre-procesamiento de CROCO\_TOOLS.

**Tabla 2.** El resumen de los principales componentes oceánicos utilizados se puede ver en la siguiente tabla

Variable	Descripción	Fuente y periodo	Procesamiento y control	Convención /notas
Temperatura	Temperatura del océano en coordenadas z	WOA2023 (1991–2020), archivo <i>temp_month.cdf</i>	Interpolación horizontal y vertical hacia niveles sigma mediante la rutina en Matlab de <i>vinterp_clm</i> ; suavizado de borde; consistencia con batimetría.	Positivo en °C; se usa para calcular densidad y corrientes geostróficas

Salinidad	Salinidad del océano en coordenadas z	WOA2023 (1991–2020), archivo <i>salt_month.cdf</i>	Procesamiento análogo a temperatura ( <i>vinterp_clm</i> ); control de consistencia T–S	Escala práctica de salinidad (PSU); se usa para densidad y balance hidrostático
$\zeta$ (zeta)	Elevación del nivel del mar	Derivado mediante la rutina en Matlab de <i>geost_currents</i>	Derivada geostrófica a partir de T–S; ajustada al <i>zref</i> definido en <i>croctools_param</i>	Positivo hacia arriba; 0 m promedio
u, v	Corrientes geostróficas zonal y meridional	Derivado mediante la rutina en Matlab de <i>geost_currents</i>	Gradientes horizontales de densidad (T–S); compatibilidad con condiciones de contorno abiertas	Positivo hacia el este y norte, respectivamente
$\rho$ (densidad)	Densidad potencial del agua de mar	Derivado mediante la rutina en Matlab de <i>get_pot</i>	Función del campo T–S (ecuación de estado TEOS-10)	kg m <sup>-3</sup> ; usada en el balance de momento.

## 2.4 Forzantes atmosféricas

El esfuerzo del viento se obtiene del Advanced Scatterometer (ASCAT) para el periodo 2007–2022, y los datos se interpolan bilinealmente a la grilla del modelo. Por su parte, los flujos de calor y de agua dulce se obtienen del reanálisis ERA5. Se calcula el flujo neto de calor o energía a partir de las variables de flujo de calor sensible, flujo de calor latente, radiación de onda corta hacia la superficie y radiación de onda larga hacia la superficie, así como el flujo de agua dulce, calculado como evaporación menos precipitación. Adicionalmente, para mantener consisten-

cia y compatibilidad con el conjunto de forzantes en formato COADS (p. ej., para la construcción/validación de variables como E–P y densidad del aire, además de posteriores experimentos bajo otra metodología), se incorporan variables termodinámicas auxiliares, incluyendo la temperatura del aire a dos metros, la temperatura del mar en la superficie y la humedad específica; esta última se estima a partir de la temperatura y la presión mediante una versión mejorada de la fórmula de Magnus para la presión de vapor de saturación (Alduchov & Eskridge, 1996), sin recalcular los flujos turbulentos cuando estos ya provienen de ERA5.

**Tabla 3.** Esquema de forzantes/diagnósticos atmosféricos para CROCO

Nombre de la variable	Descripción	Fuente y periodo	Procesamiento y control	Convención de signos/notas
<i>sustr</i> ( <i>Taux</i> )	Esfuerzo del viento zonal en la superficie	ASCAT (2007–2022) climatología mensual	Grilla ASCAT → Grilla de datos de entrada del modelo.	Positivo hacia el este
<i>svstr</i> ( <i>Tauy</i> )	Esfuerzo del viento meridional en la superficie	ASCAT (2007–2022) climatología mensual	Grilla ASCAT → Grilla de datos de entrada del modelo.	Positivo hacia el norte
<i>sst</i> o <i>tsm</i>	Temperatura superficial del mar (TSM) usada en flujos	ERA5 (TSM, 1991–2020)	Conversión K → °C	Consistente con <i>dQdSST</i>

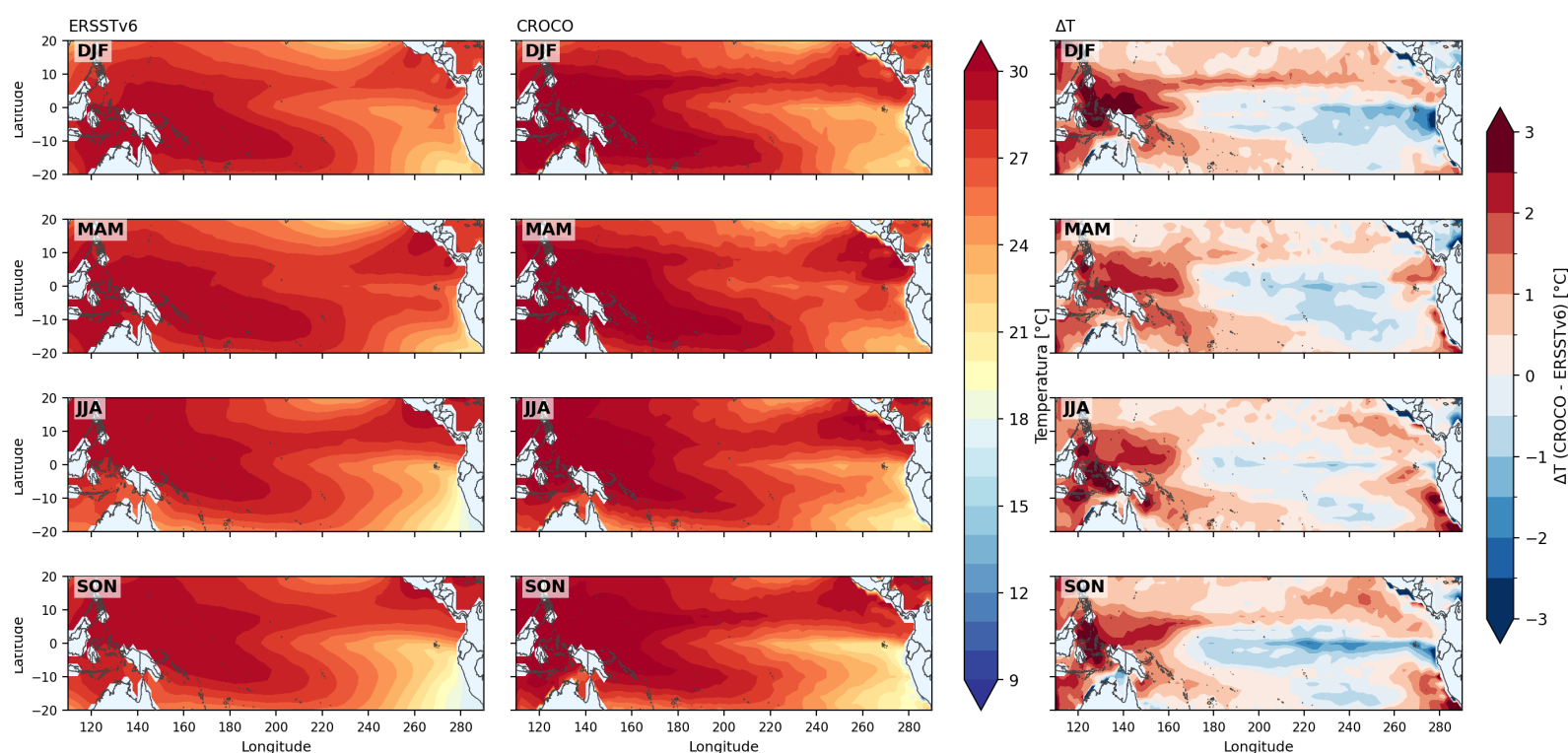
qsea	Humedad específica "cerca de superficie" (mar)	ERA5 (q en niveles, 1991–2020)	Aproximación: seleccionar 1000 hPa kg/k → g/kg;	Usada en bulk fluxes mediante la velocidad del viento
shflux	Flujo de calor neto	ERA5 (1991–2020)	Balance estándar: onda corta (↓SW) + onda larga (↓LW) – latente – sensible	Positivo hacia el océano
swrad	Radiación de onda corta	ERA5 (1991–2020)	Promedio mensual; coherencia con shflux	Positivo hacia el océano
dQdSST	Sensibilidad del flujo neto a cambios en TSM	WOA2023 (1991–2020)	Aproximación tipo bulk: combinación de términos latente + sensible	Importante en el intercambio de energía
SSS	Salinidad superficial	Diagnóstico a partir de ERA5	WOA2023 → grilla de datos de entrada del modelo.	Consistencia T–S
precip	Precipitación	ERA5 (tp, 1991–2020)	Aproximación: según unidades de origen, convertir a mm/3 h	Siempre ≥0
swflux (emp)	Flujo de agua dulce en superficie (E–P; sin ríos)	Derivado de ERA5	Aproximación práctica: $E \approx \frac{-mslh}{L_v}$ ; P convertido; $swflux = E - P$	Positivo hacia el océano y derivado mediante bulk.

### 3. Resultados preliminares

#### 3.1 Temperatura superficial del mar

La Figura 2 muestra la distribución estacional de la TSM en el Pacífico tropical para ERSSTv6 (columna izquierda), CROCO (columna central) y la diferencia entre ambos (columna derecha), promediada en las

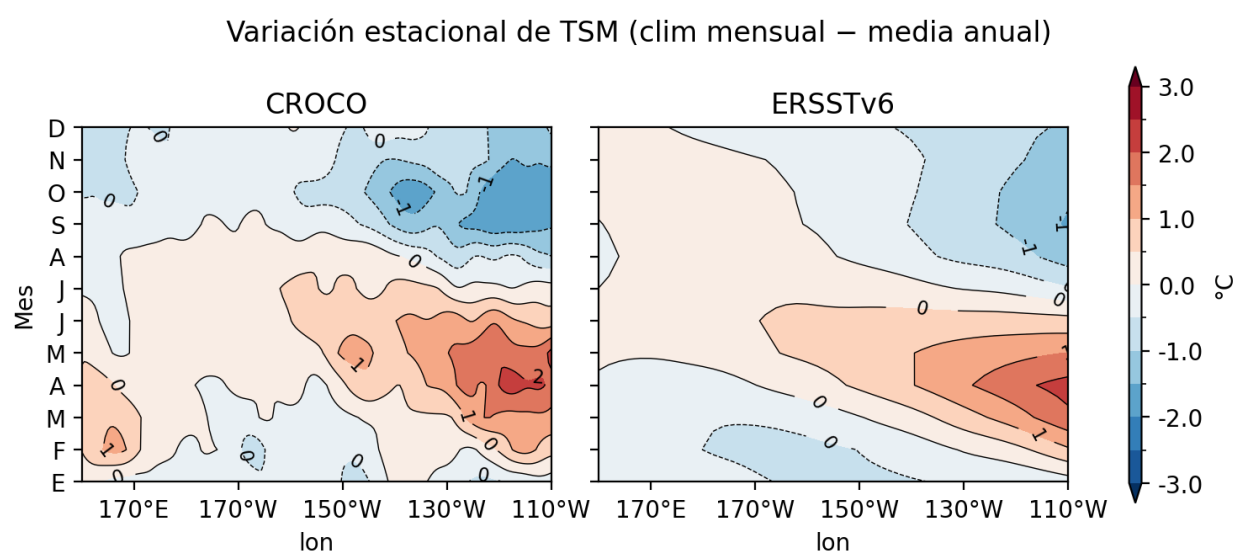
cuatro estaciones del año (DJF, MAM, JJA y SON). La simulación numérica reproduce el patrón espacial característico del Pacífico tropical, incluyendo la piscina cálida en el Pacífico occidental (>29 °C) y la lengua fría en la zona oriental. Entre JJA y SON se intensifica la lengua fría ecuatorial en el Pacífico oriental, asociada al afloramiento ecuatorial y al fortalecimiento de los alisios del sureste.



**Figura 2.** TSM estacional media: ERSSTv6 (izq.), CROCO en grilla ERSSTv6 (centro) y  $\Delta T = CROCO - ERSSTv6$  (der.). DJF, MAM, JJA y SON significan el promedio de December-January-February, March-April-May, June-July-August y September-October-November, respectivamente.

La columna de diferencias  $\Delta T$  (CROCO – ERSSTv6) pone de manifiesto sesgos sistemáticos del modelo, que se expresan como: (i) un calentamiento relativo a lo largo de la costa de Perú–Ecuador y el extremo este ecuatorial ( $\approx +0.5$  a  $+2$  °C), más marcado en JJA–SON, posiblemente por una subestimación del afloramiento costero o mezcla vertical excesiva poco profunda (Richter, 2015) o una sobreestimación de la radiación solar introducida por reanálisis acoplados

como ERA5 (Babar et al., 2019; Smith et al., 2019) y (ii) un enfriamiento relativo en el Pacífico central–oriental ( $\approx -0.5$  a  $-2$  °C), coherente con una lengua fría más extensa hacia el centro del Pacífico o con diferencias/incertidumbres en los flujos superficiales de calor del reanálisis (incluida la radiación de onda corta), que pueden contribuir al enfriamiento simulado (Li & Xie, 2014).



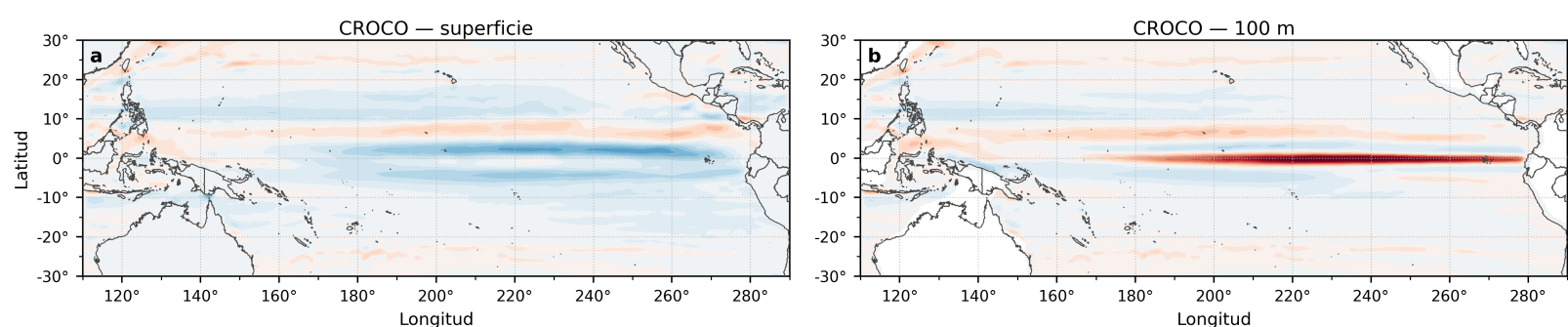
**Figura 3.** Variación estacional de la TSM (promedio mensual del último año – media anual del último año) en un diagrama longitud–tiempo, promediada sobre la banda ecuatorial ( $\pm 2^\circ$ ). Se muestran CROCO (izquierda) y ERSSTv6 (derecha) para  $170^\circ\text{E}$ – $110^\circ\text{W}$ .

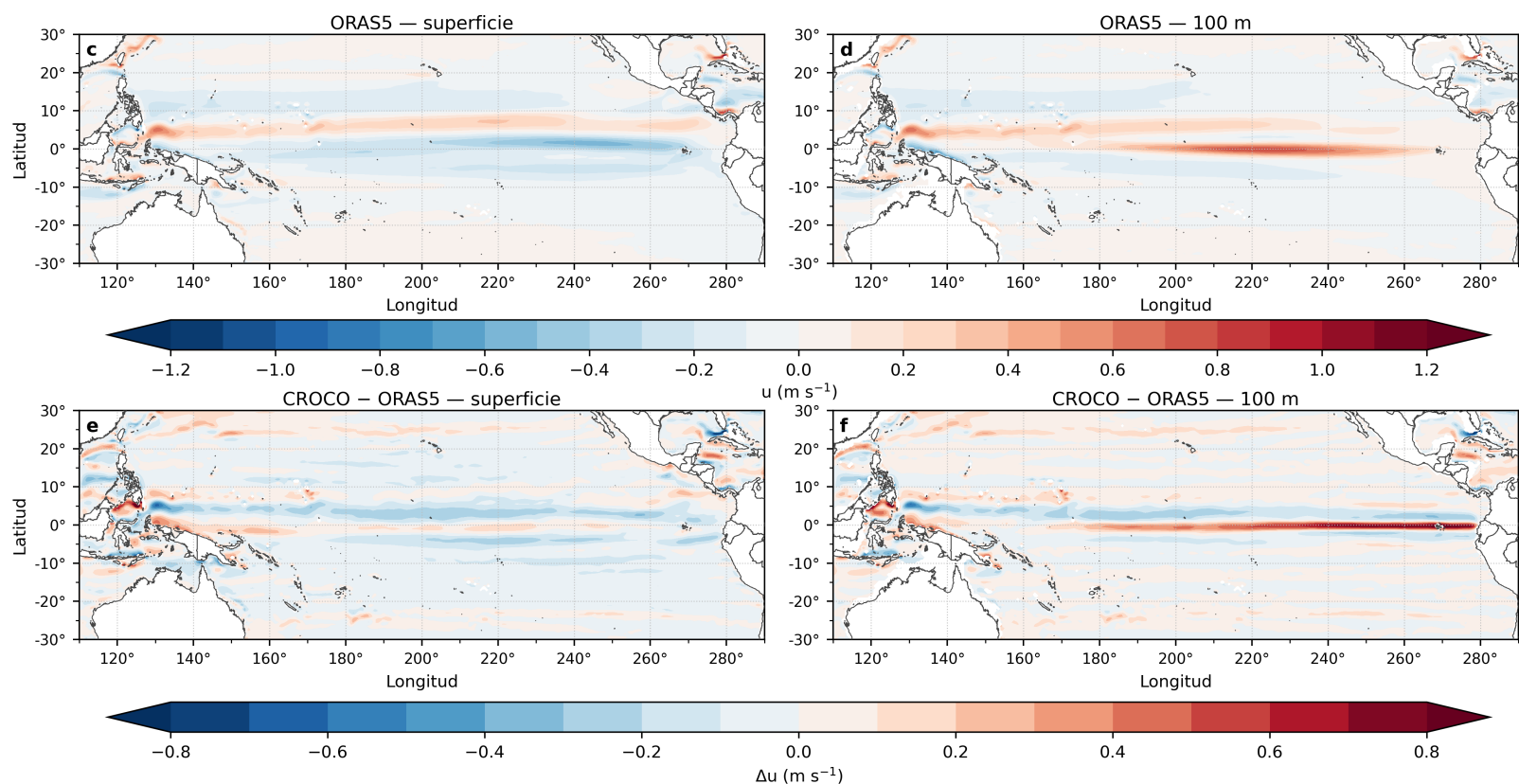
El diagrama Hovmöller en la Figura 3 muestra la variación estacional de la TSM a lo largo del ecuador. El modelo CROCO reproduce el ciclo anual típico, con un calentamiento durante MAM y un enfriamiento en JJA–SON asociado al fortalecimiento de la lengua fría en el Pacífico oriental. Sin embargo, CROCO presenta un máximo cálido más intenso y extendido hacia el oeste (se prolonga hasta  $\sim 140$ – $150^\circ\text{W}$ ) y ligeramente retardado ( $\sim 1$  mes). En contraste, el mínimo frío de JJA–SON es más débil en CROCO y el gradiente zonal de TSM aparece más suave, lo que es consistente con una subestimación del afloramiento/mezcla fría en el extremo este, así como con diferencias en la

fase/amplitud del ciclo estacional.

### 3.2. Corriente superficial y subsuperficial

La Figura 4 resume la circulación zonal ecuatorial y permite evaluar su coherencia entre el modelo CROCO y el reanalysis ORAS5. En ambos productos, se observa que la Corriente Ecuatorial del Sur (SEC, South Equatorial Current) domina la capa superficial con flujo zonal negativo ( $u > 0$ ) esto es hacia el oeste a ambos lados del ecuador.





**Figura 4.** Comparativa de la componente zonal  $u$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) entre CROCO (panel superior) y ORAS5 (panel intermedio) y su diferencia (panel inferior).

En latitudes ligeramente mayores del hemisferio norte ( $\sim 5 - 10^\circ \text{N}$ ) se identifica la Contracorriente Ecuatorial del Norte (NECC, North Equatorial Countercurrent), caracterizada por una componente zonal positiva ( $u > 0$ ), que fluye hacia el este compensando parcialmente el transporte superficial de la SEC y reflejando el gradiente meridional de nivel del mar (Wang & Wu, 2013).

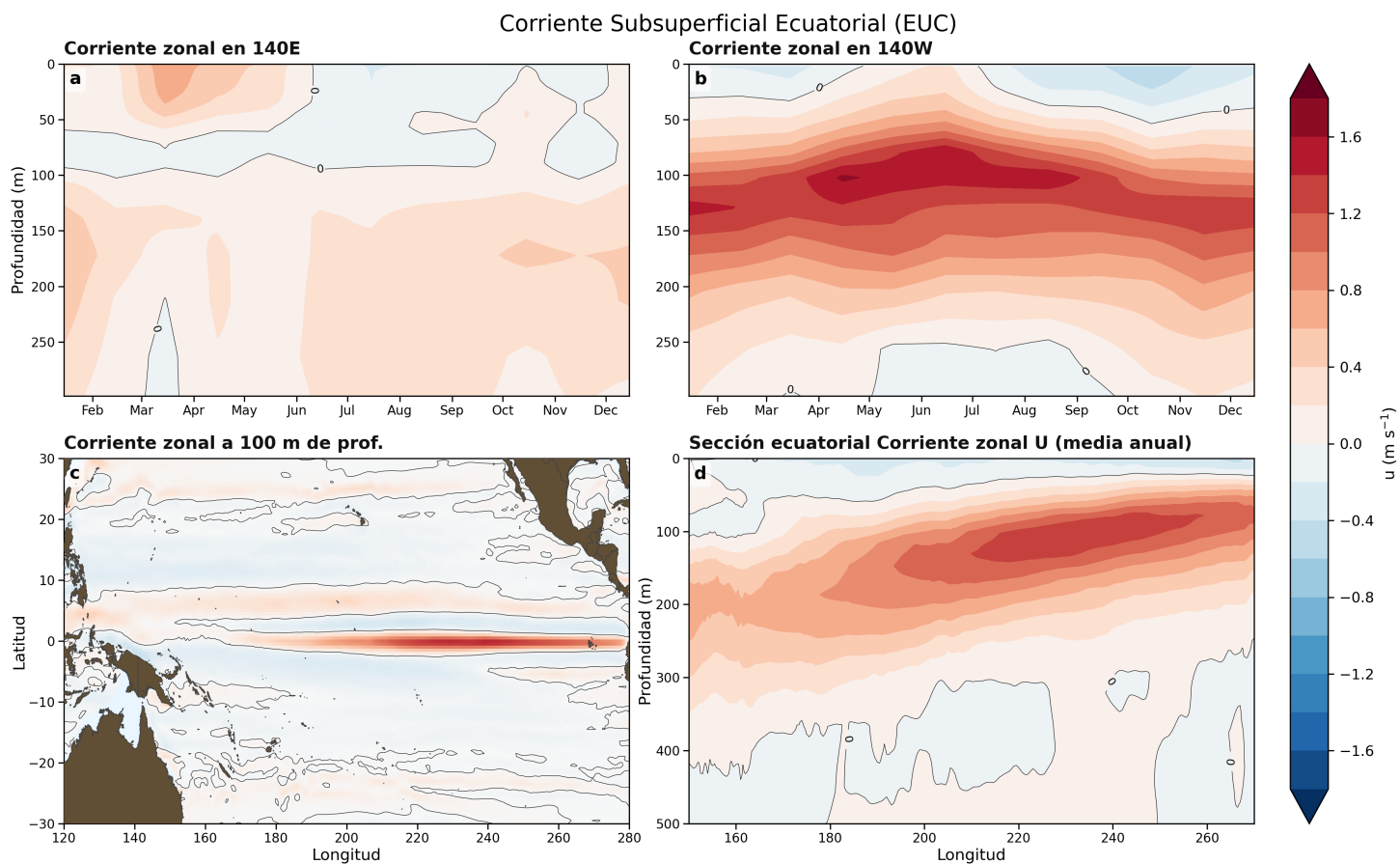
A aproximadamente 100 m de profundidad, sobre el ecuador, emerge un núcleo angosto de velocidad positiva ( $u > 0$ ) identificado como la Corriente Ecuatorial Subsuperficial (EUC, Equatorial Undercurrent). Esta corriente es persistente y fluye hacia el este bajo la Corriente Ecuatorial del Sur (Wang & Wu, 2013).

La comparación entre las corrientes simuladas por CROCO y ORAS5 muestra una buena coherencia espacial en ambas profundidades. Las diferencias  $\Delta u = \text{CROCO} - \text{ORAS5}$  (Figura 4, paneles e-f) son mayormente acotadas ( $|\Delta u| \lesssim 0.2 - 0.4 \text{ m s}^{-1}$  en extensas áreas), y se concentran en tres regiones: (i) la banda ecuatorial, donde ligeros desplazamientos o diferencias en la intensidad del núcleo de la EUC generan señales alternantes de  $\Delta u$ ; (ii) los márgenes orientales y áreas cercanas de la costa sudamericana, asociadas

a variaciones en los chorros y procesos de afloramiento; y (iii) sectores del Pacífico occidental vinculados a la interacción con las corrientes de borde y a la circulación tropical-subtropical. En conjunto, la Figura 4 indica que CROCO reproduce la estructura zonal esperada (SEC-NECC-EUC), con sesgos moderados y espacialmente localizados respecto de ORAS5.

### 3.3. Corriente ecuatorial subsuperficial (euc)

La Figura 5b muestra que la EUC emerge sobre el ecuador, con un núcleo ubicado entre aproximadamente 80 y 150 m de profundidad (Figura 5d), que asciende hacia el Pacífico oriental y alcanza velocidades máximas del orden de  $>1 - 1.6 \text{ m s}^{-1}$  en el centro-este ( $180 - 120^\circ \text{W}$ ). Su intensificación estacional se concentra entre mayo y septiembre en  $140^\circ \text{W}$  (Figura 5b), en coherencia con el fortalecimiento de los alisos y el gradiente zonal de la profundidad de la termoclina, mientras que la sección longitud-profundidad muestra su intensificación vertical con las corrientes superficiales hacia el oeste.



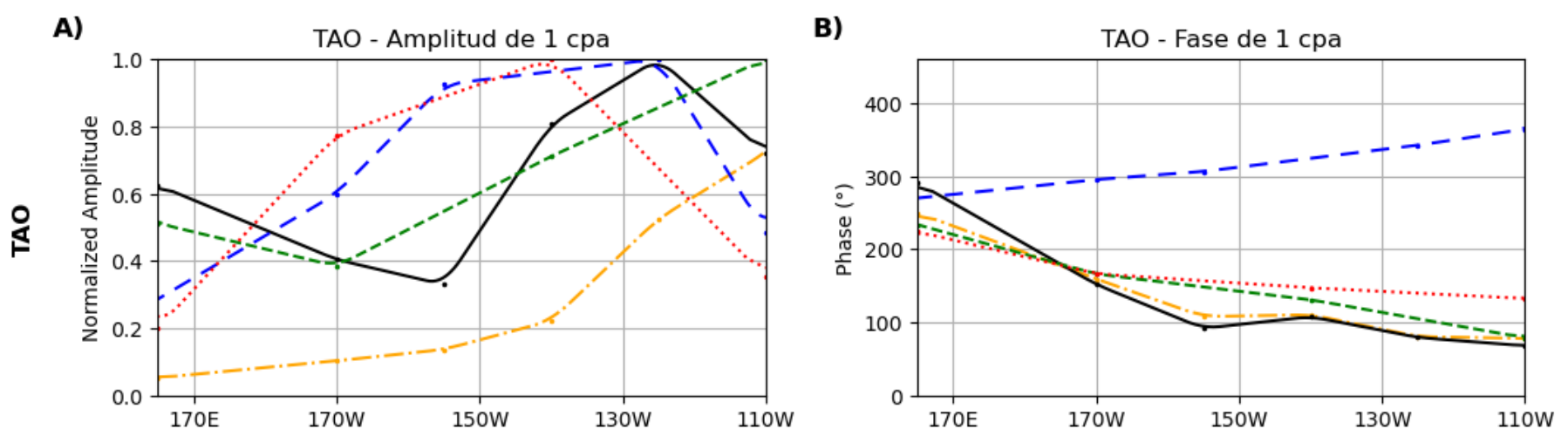
**Figura 5.** Estructura y estacionalidad de la Corriente Ecuatorial Subsuperficial (EUC) en CROCO. Hovmöller tiempo–profundidad de la componente zonal de la corriente en el ecuador en (a) 140 °E y (b) 140 °W; (c) mapa de a 100 m; (d) sección ecuatorial longitud–profundidad (media anual).

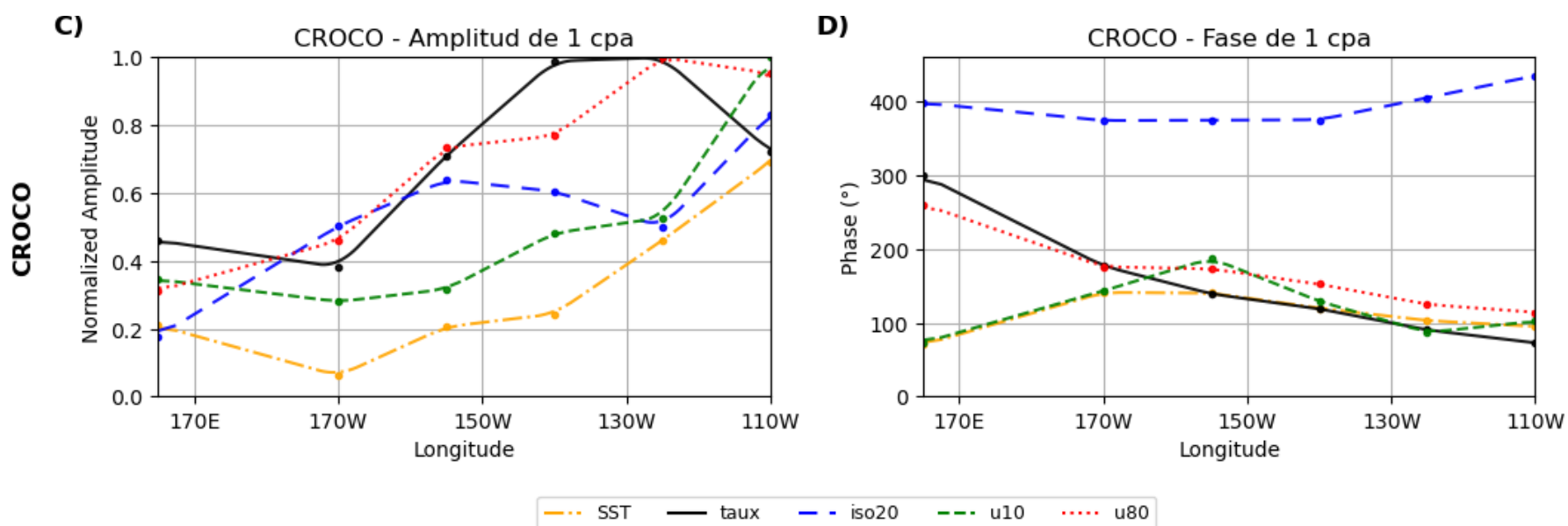
Esta representación es relevante porque la EUC constituye un componente clave de la variabilidad subsuperficial ecuatorial y de la estructura de la termoclina. Su variabilidad está estrechamente acoplada a los cambios de contenido de calor del Pacífico ecuatorial que caracterizan la evolución de ENOS (Meinen & McPhaden, 2000), modula la disponibilidad de nutrientes y la biogeoquímica del Pacífico oriental y controla la variabilidad subsuperficial que los modelos deben reproducir adecuadamente para reducir sesgos en la profundidad de la termoclina de 20 °C y en las corrientes asociadas (Stellema et al., 2022; Yu & McPhaden, 1999).

### 3.4. Análisis de fase

En esta sección se analiza, a lo largo del ecuador, la

relación entre el pseudo-esfuerzo zonal del viento ( $|U|u$ ; m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>) derivado de TAO y el esfuerzo zonal del viento ( $\tau_{ux}$ ; N m<sup>-2</sup>) en CROCO. El pseudo-esfuerzo no es idéntico a  $\tau_{ux}$  en unidades, pero es una aproximación estándar para comparar variabilidad estacional y fases (Yu y McPhaden, 1999). Las corrientes zonales oceánicas a 10 m ( $u_{10}$ , m s<sup>-1</sup>) y, a 80 m ( $u_{80}$ , m s<sup>-1</sup>), la temperatura superficial del mar (TSM/SST, °C) y la profundidad de la isoterma de 20 °C (Z20 o iso20). Los niveles de 10 m y 80 m se adoptan para representar, respectivamente, la respuesta superficial directamente forzada por el viento y la variabilidad subsuperficial asociada a la termoclina superior y a la EUC, siguiendo Yu y McPhaden (1999). En el análisis armónico, 1 cpa representa el ciclo anual y 2 cpa el semianual.



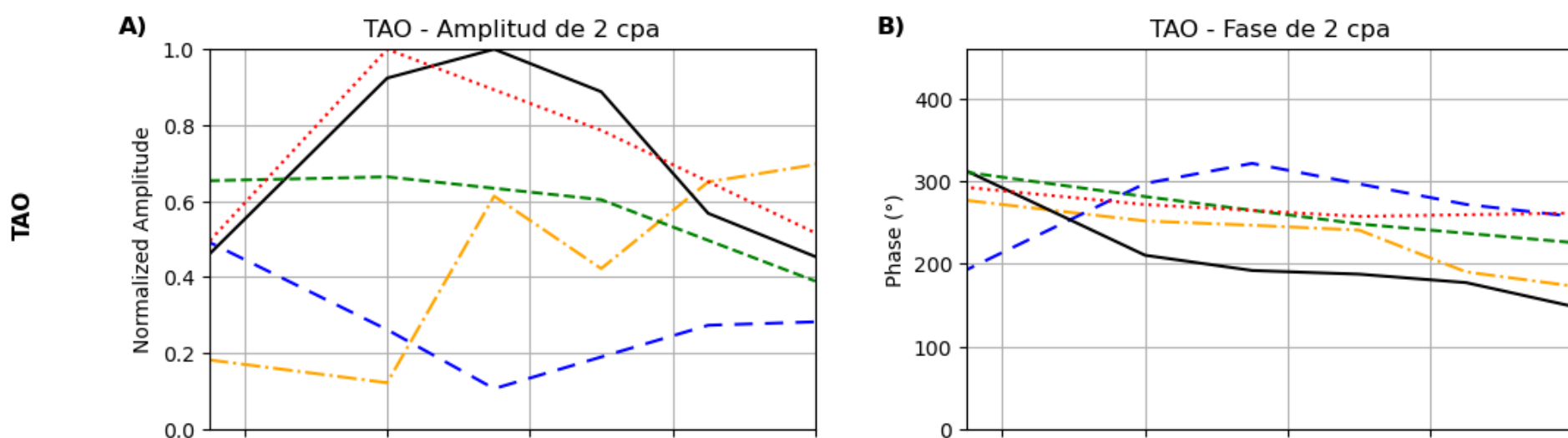


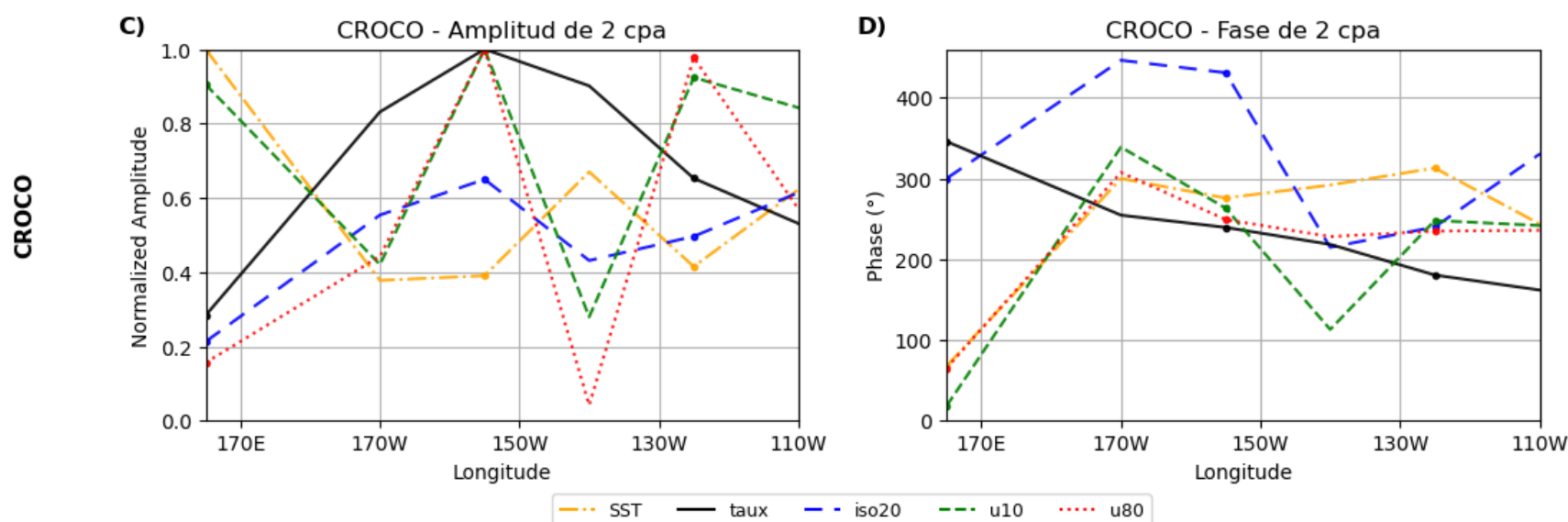
**Figura 6.** C Armónico anual (1 cpa) a lo largo del ecuador (165°E–110°W), muestreado en las longitudes de TAO: TAO (a) y CROCO (b) para el último año de integración. Paneles izquierdos: amplitud normalizada. Paneles derechos: fase (°). Variables: Taux (TAO: pseudo-esfuerzo zonal del viento  $P_x=|U|u$ ), derivado del viento a 10 m; CROCO: esfuerzo de viento zonal ( $Taux/sustr$ ), u10 (corriente zonal ~10 m), u80 (corriente zonal ~80 m), SST/TSM e iso20 (profundidad de la isoterma de 20 °C).

En el armónico anual (Figura 6), los datos de TAO (fila superior; paneles A–B) muestran que la amplitud del (pseudo-)esfuerzo zonal del viento ( $Taux$ , derivado del viento a 10 m) es mayor en el extremo oeste (170°E) y vuelve a intensificarse hacia el centro-este ( $\approx 130^\circ W$ ). La corriente superficial u10 crece casi de forma continua hacia el este (máximo en  $110^\circ W$ ), mientras que la corriente subsuperficial u80 y la profundidad de la isoterma iso20 aumentan desde el oeste y alcanzan sus máximos en el centro-este ( $\approx 150\text{--}130^\circ W$ ) y disminuyen hacia  $110^\circ W$ . La TSM (SST) tiene amplitud baja en el oeste y se intensifica hacia el este, con su mayor valor cerca de  $110^\circ W$ . En términos de fase,  $Taux$ , u10, u80 y SST muestran fases que disminuyen

hacia el este, lo que indica que sus máximos anuales ocurren “más temprano” en el este. En contraste, iso20 mantiene fases sustancialmente mayores y aumenta hacia el este, indicando que su máximo anual ocurre en una época distinta y más tardía respecto a las demás variables.

En CROCO (fila inferior; paneles C–D), el modelo mantiene el patrón general de amplitud (u10 y SST crecen hacia el este y u80/iso20 son más fuertes en el centro-este). Sin embargo, la fase de las variables oceánicas muestra una mayor dispersión longitudinal, destacando nuevamente iso20 por su desacople temporal respecto al resto del sistema.





**Figura 7.** Armónico semianual (2 cpa) a lo largo del ecuador (165°E–110°W) muestreado en las longitudes de TAO. Fila superior: TAO (A–B). Fila inferior: CROCO interpolado a longitudes TAO (C–D, último año de integración). Columna izquierda: amplitud normalizada. Columna derecha: fase (°). Variables: Taux (TAO: pseudo-esfuerzo zonal del viento  $P_x=|U|u$ , derivado del viento a 10 m; CROCO: esfuerzo de viento zonal ( $Taux/sustr$ ), u10 (corriente zonal ~10 m), u80 (corriente zonal a 80 m), SST e iso20. En 2 cpa,  $360^\circ \approx 6$  meses ( $30^\circ \approx 0.5$  mes).

En el armónico semianual (Figura 7), los datos de TAO (paneles A–B) muestran que la amplitud de Taux es mayor en el Pacífico central ( $\approx 170^\circ W-150^\circ W$ ) y disminuye hacia el este. La corriente subsuperficial u80 también presenta amplitudes relativamente altas en el sector central y decrece hacia  $110^\circ W$ , mientras que u10 tiende a ser más uniforme y muestra una ligera disminución hacia el este.

En CROCO (paneles C–D), la amplitud del 2 cpa es más irregular a lo largo del ecuador: Taux mantiene un máximo en el sector central, pero u10 y u80 muestran picos y mínimos más marcados con la longitud, y iso20 presenta una respuesta semianual con variaciones notables. En fase (panel D), Taux conserva una pendiente suave hacia el este, mientras que u10, u80 e iso20 presentan cambios más abruptos a lo largo de la longitud. En conjunto, el modelo reproduce rasgos generales del ciclo semianual, pero persisten discrepancias en la distribución longitudinal de amplitud y fase; por ello, se requieren experimentos adicionales (p. ej., probando distintas fuentes de vientos/flujo o ajustes de parametrizaciones) para mejorar la representación estacional de la TSM, las corrientes y la variabilidad asociada a la termoclina.

## Referencias

Alduchov, O. A., & Eskridge, R. E. (1996). Improved Magnus form approximation of saturation vapor pressure. *Journal of Applied Meteorology*, 35(4), 601–609. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1996\)035%3C0601:IMFAOS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1996)035%3C0601:IMFAOS%3E2.0.CO;2)

Auclair, F., Benshila, R., Bordoís, L., Boutet, M., Bré-

mond, M., Caillaud, M., Cambon, G., Capet, X., Debreu, L., Ducouso, N., Dufois, F., Dumas, F., Ethé, C., Gula, J., Hourdin, C., Illig, S., Jullien, S., Le Corre, M., Le Gac, S., Le Gentil, S., Lemarié, F., Marchesiello, P., Mazoyer, C., Morvan, G., Nguyen, C., Penven, P., Person, R., Pianezze, J., Pous, S., Renault, L., Roblou, L., Sepulveda, A., & Theetten, S. (2022). Coastal and Regional Ocean COmmunity model (CROCO) (Version 1.3) [Computer software]. Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.7415343>

Babar, B., Graversen, R. G., & Xie, J. (2019). Evaluation of ERA5 surface solar radiation estimates over the Arctic. *Solar Energy*, 183, 345–355. <https://doi.org/10.1016/j.solener.2019.02.058>

Bernie, D. J., Woolnough, S. J., Slingo, J. M., & Guilyardi, E. (2005). Modeling diurnal and intraseasonal variability of the ocean mixed layer. *Journal of Climate*, 18(8), 1190–1202. <https://doi.org/10.1175/JCLI3319.1>

CROCO Doc 2.1.2 documentation. (s. f.). 17.1. `cppdefs.h (ANA_DIURNAL_SW)`. Recuperado el 20 de enero de 2026, de [https://croco-ocean.gitlabpages.inria.fr/croco\\_doc/model/model.appendices.cppdefs.h.html](https://croco-ocean.gitlabpages.inria.fr/croco_doc/model/model.appendices.cppdefs.h.html)

EUMETSAT. (2007–2022). ASCAT Surface Wind Products – Climate Data Record (CDR) v2.1 [Data set]. <https://osi-saf.eumetsat.int/products/osi-112>  
 Figa-Saldaña, J., Wilson, J. J. W., Attema, E., Gels thorpe, R., Drinkwater, M. R., & Stoffelen, A. (2002). The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 28(3), 404–412. <https://doi.org/>

g/10.5589/m02-035

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J.-N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>

Large, W. G., McWilliams, J. C., & Doney, S. C. (1994). Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. *Reviews of Geophysics*, 32(4), 363–403. <https://doi.org/10.1029/94RG01872>

Li, G., & Xie, S.-P. (2014). Tropical biases in CMIP5 multimodel ensemble: The excessive equatorial Pacific cold tongue and double ITCZ problems. *Journal of Climate*, 27(4), 1765–1780. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00337.1>

Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., Baranova, O. K., Reagan, J. R., Boyer, T. P., Seidov, D., Wang, Z., Garcia, H. E., Bouchard, C., Cross, S. L., Paver, C. R., & Dukhovskoy, D. (2024). World Ocean Atlas 2023, Volume 1: Temperature (NOAA Atlas NESDIS 89). National Oceanic and Atmospheric Administration. <https://doi.org/10.25923/54bh-1613>

Kessler, W. S. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69(2–4), 181–217. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2006.03.009>

Meinen, C. S., & McPhaden, M. J. (2000). Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. *Journal of Climate*, 13(20), 3551–3559. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013%3C3551:OOWWVC%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013%3C3551:OOWWVC%3E2.0.CO;2)

McPhaden, M. J., Busalacchi, A. J., Cheney, R., Donguy, J. R., Gage, K. S., Halpern, D., et al. (1998). The Tropical Ocean–Global Atmosphere (TOGA) observing system: A decade of progress. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 103(C7), 14169–14240. <https://doi.org/10.1029/97JC02906>

McPhaden, M. J., Zebiak, S. E., & Glantz, M. H. (2006). ENSO as an integrating concept in Earth science. *Science*, 314(5806), 1740–1745. <https://doi.org/10.1126/science.1132588>

National Geophysical Data Center - [NGDC]. (2006). ETOPO2v2: 2-minute Gridded Global Relief Data [Data set]. NOAA National Centers for Environmental Information. <https://doi.org/10.7289/V5J1012Q>

Nie, X., Gao, S., Wang, F., Chi, J., & Qu, T. (2019). Origins and pathways of the Pacific Equatorial Undercurrent identified by a simulated adjoint tracer. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(4), 2331–2347. <https://doi.org/10.1029/2018-JC014212>

NOAA National Centers for Environmental Information. (2023). World Ocean Atlas 2023 (WOA23): 1991–2020 climatological normals [Data set]. <https://www.ncei.noaa.gov/products/world-ocean-atlas>

Reagan, J. R., Seidov, D., Wang, Z., Dukhovskoy, D., Boyer, T. P., Locarnini, R. A., Baranova, O. K., Mishonov, A. V., Garcia, H. E., Bouchard, C., Cross, S. L., & Paver, C. R. (2024). World Ocean Atlas 2023, Volume 2: Salinity (NOAA Atlas NESDIS 90). National Oceanic and Atmospheric Administration. <https://doi.org/10.25923/70qt-9574>

Richter, I. (2015). Climate model biases in the eastern tropical oceans: Causes, impacts and ways forward. *WIREs Climate Change*, 6(3), 345–358. <https://doi.org/10.1002/wcc.338>

Sanabria, J., Bourrel, L., Dewitte, B., Frappart, F., Rau, P., Solis, O., & Labat, D. (2018). Rainfall along the coast of Peru during strong El Niño events. *International Journal of Climatology*, 38(4), 1737–1747. <https://doi.org/10.1002/joc.5292>

Smith, N., Kessler, W. S., Cravatte, S., Sprintall, J., Wijffels, S., Cronin, M. F., Sutton, A., Serra, Y. L., Dewitte, B., Strutton, P. G., Hill, K., Sen Gupta, A., Lin, X., Takahashi, K., Chen, D., & Brunner, S. (2019). Tropical Pacific Observing System. *Frontiers in Marine Science*, 6, Article 31. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00031>

Shchepetkin, A. F., & McWilliams, J. C. (2005). The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model. *Ocean Modelling*, 9(4), 347–404. <https://doi.org/10.1016/j.oceanmod.2004.08.002>

Shinoda, T. (2005). Impact of the diurnal cycle of solar radiation on intraseasonal SST variability in the western equatorial Pacific. *Journal of Climate*,

18(14), 2628–2636. <https://doi.org/10.1175/JCLI3432.1>

Stellema, A., Sen Gupta, A., , Taschetto, A., & Feng, M. (2022). Pacific Equatorial Undercurrent: Mean state, sources, and future change across models. *Frontiers in Climate*, 4, 933091. <https://doi.org/10.3389/fclim.2022.933091>

Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J.-C., Vuille, M., & Lavado-Casimiro, W. (2018). Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. *International Journal of Climatology*, 38(1), 420–435. <https://doi.org/10.1002/joc.5185>

## TPOS-2020 reports; ORAS5 documentation

Wang, L.-C., & Wu, C.-R. (2013). Contrasting the flow patterns in the equatorial Pacific between two types of El Niño. *Atmosphere-Ocean*, 51(1), 60–74. <https://doi.org/10.1080/07055900.2012.744294>

Wilks, D. S. (2019). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences* (4th ed.). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/c2017-0-03921-6>

Yu, X., & McPhaden, M. J. (1999). Seasonal variability in the equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 29(5), 925–947. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1999\)029<0925:svitep>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1999)029<0925:svitep>2.0.co;2)

Zuo, H., Balmaseda, M. A., Tietsche, S., Mogensen, K., & Mayer, M. (2019). The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment. *Ocean Science*, 15(3), 779–808. <https://doi.org/10.5194/os-15-779-2019>