

El Niño Costero 2017: Precipitaciones extraordinarias en el norte de Perú

Autor: KELITA QUISPE VEGA

Supervisor: Dr. ILEANA BLADÉ, ileanablade @ub.edu

Facultat de Física, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès 1, 08028 Barcelona, España*.

Resumen: El insólito episodio de lluvias extraordinarias registradas durante el verano del 2017 en el norte de Perú estuvo relacionado con el Niño Costero. Este tipo de Niño es diferente al canónico, ya que es de muy corta duración y está confinado al Pacífico ecuatorial oriental. Se suele detectar monitoreando la región Niño 1+2. Debido a que dicho episodio ocasionó cuantiosas pérdidas económicas, el objetivo de este trabajo fue analizar la génesis y configuración de los patrones sinópticos que caracterizaron este evento. El estudio se ha realizado usando datos de estaciones meteorológicas y reanálisis ERA-Interim. Primero se identificaron los días en los cuales se presentaron lluvias extremas en la zona norte de Perú; posteriormente se calcularon compuestos promedios para poder estudiar la configuración sinóptica que predominó. Las precipitaciones abundantes en la zona norte de Perú se encontraron asociadas a una convergencia en niveles bajos, modulada por un desplazamiento hacia el sur de la zona de convergencia intertropical, y una divergencia en niveles altos, desarrollada a causa de un dipolo configurado por la Alta de Bolivia y la Vaguada del Noreste de Brasil. Además, se presentó un incremento de humedad (con respecto a la climatología) en niveles medios y bajos. Se especula que dicha humedad fue transportada desde niveles bajos a través de movimientos verticales, los cuales suelen predominar en un escenario de El Niño a causa del debilitamiento de la estabilidad atmosférica.

I. INTRODUCCIÓN

La costa peruana se caracteriza por tener escasa precipitación debido a las condiciones particulares que rigen sobre ella. Los tres factores principales son: la presencia de alisios, vientos del suroeste modulados por el Anticiclón del Pacífico Sur (APS) que transportan aire más frío y denso hacia la zona tropical; el afloramiento costero, cuya evidencia es una temperatura superficial del mar (TSM) fría; y la cadena montañosa altoandina que, asociada con los frecuentes flujos del este en niveles medios, suele generar subsidencia al oeste (a sotavento). Estos tres mecanismos contribuyen a una situación de estabilidad que favorece la existencia de una fuerte inversión térmica que, a su vez, inhibe los movimientos convectivos. Debido a esto, en la costa predomina nubosidad media o baja por lo que no son frecuentes los eventos de precipitación abundante. Sin embargo, ocasionalmente se han registrado episodios, en especial en la zona norte, donde los valores diarios de lluvia han superado los acumulados climatológicos anuales. Estos eventos suelen coincidir con un incremento de la TSM frente a las costas de Perú y Ecuador.

Es importante mencionar la presencia de una de las circulaciones climatológicas de escala global que modula las precipitaciones en la zona tropical: la zona de convergencia intertropical (ITCZ). Como su nombre indica, es la región donde convergen los alisios. Por lo tanto, es un cinturón de baja presión y alta nubosidad cercana a la zona ecuatorial que se extiende alrededor del globo y que se desplaza estacionalmente hacia el hemisferio donde hay mayor insolación (hemisferio de verano) debido a la intensificación de los alisios del hemisferio de invierno. En el Pacífico habitualmente oscila entre los 15°N y 5°S, pero puede llegar a desplazarse hasta los 10°S. Durante el mes de marzo suele desarrollar una segunda banda que alcanza los 5°S en el Pacífico ecuatorial; sin embargo, en un escenario de El Niño ésta se encuentra más activa y se desplaza hacia el sur hasta alrededor de los 10°S.

Un calentamiento de la TSM en el Pacífico ecuatorial central y oriental suele estar relacionado con un fenómeno de escala global denominado El Niño (ENSO), el cual es un acoplamiento océano-atmósfera que habitualmente tiene una

periodicidad de 3.8 años (Quinn y Neal, 1987). Durante un episodio ENSO, las características relevantes que presenta la atmósfera en el Pacífico ecuatorial central y oriental son: un debilitamiento de los alisios e incluso su inversión dando lugar a flujos del oeste, un desplazamiento de la ITCZ hacia el sur y un mayor desarrollo convectivo en su segunda banda, un aumento de la convección, un incremento de humedad en niveles bajos y un debilitamiento de la estabilidad atmosférica. Generalmente, el incremento de la TSM en el Pacífico oriental se desencadena debido a un pulso de subsidencia asociado a una onda Kelvin (generada por una perturbación atmosférica en el Pacífico ecuatorial occidental). Este pulso viaja hacia las costas de Sudamérica y, a su paso, causa una profundización de la termoclina, lo cual conlleva a un incremento de la capa de mezcla oceánica. Como consecuencia, disminuye el impacto del afloramiento ecuatorial y se produce un calentamiento del agua superficial.

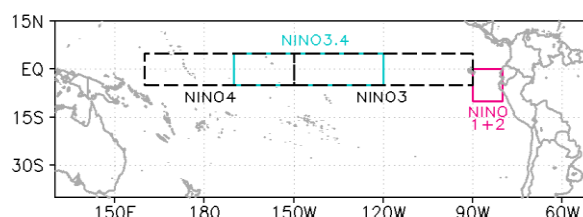


Figura 1: Áreas de monitoreo del ENSO en el Pacífico ecuatorial.

Para el monitoreo del ENSO se han establecido cuatro áreas en el Pacífico ecuatorial (fig. 1): Niño 1+2: 10°S-0°/90°W-80°W, Niño 3: 5°S-5°N/150°W-90°W, Niño 4: 5°S-5°N/160°E-150°W y Niño 3.4: 5°S-5°N/170°W-120°W. Se vigila constantemente las anomalías de TSM en estas regiones y se determina la presencia de un fenómeno de El Niño/La Niña si se registran anomalías positivas/negativas de al menos 0.5°C durante tres meses consecutivos. Los índices más usados en Perú son el ONI (Oceanic Niño Index), desarrollado por la National Oceanic Atmospheric Administration (NOAA), que monitorea el área N3.4 (Pacífico central) y el ICEN (Índice Costero El Niño), elaborado por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), que se basa en la región N1+2 (Pacífico oriental). Las anomalías del ONI y el ICEN suelen ser buenos indicadores

* Electronic address: kquispevga@gmail.com

del comportamiento pluviométrico en la sierra/selva y costa norte de Perú respectivamente (Lagos et al, 2008)

El ENSO suele afectar Perú mediante un incremento de lluvias en la zona norte y un déficit en la región altoandina (Lavado y Espinoza, 2014). Woodman (1999) correlacionó estas lluvias con la TSM en un punto situado aproximadamente a 15 km de la costa norte y concluyó que con temperaturas por encima de los 26°C hay alta probabilidad de que se produzcan lluvias importantes, mientras que, con valores superiores a los 29°C serían catastróficas. Debido al calentamiento que se produce en la baja atmósfera en la región N1+2, las condiciones meteorológicas de la costa norte se alteran y pasan de ser secas a tropicales, favoreciéndose la inestabilidad atmosférica por el debilitamiento o desaparición de la inversión térmica. Varios autores, como Horel y Cornejo (1986), Bendix (2000), Bendix et al (2002), Takahashi (2004), Douglas et al (2008), han determinado que la brisa marina es uno de los principales motores para generar lluvia en la zona norte del Perú. Douglas et al (2008) señaló también la presencia de flujos húmedos del oeste (es decir, una inversión de los alisios) en esa zona hasta al menos los 4km de altura durante episodios ENSO y Bendix (2000), mencionó así mismo la influencia de la actividad convectiva en la cuenca Amazónica, indicando que la advección de aire húmedo procedente de la Amazonía por los vientos del este en niveles medios de la atmósfera tiene un papel importante.

El verano del 2017 tuvo características peculiares en Perú. A pesar de que el monitoreo realizado por la NOAA registró anomalías negativas débiles en el Pacífico ecuatorial central, en la zona norte de Perú tuvo lugar una temporada de lluvias extraordinarias, las cuales solo se manifiestan normalmente en un escenario de El Niño fuerte. La TSM del área 1+2 se calentó súbitamente a mediados del mes de febrero, alcanzando su pico máximo en marzo con valores cercanos a 29°C, dando así lugar a lo que se denomina un Niño Costero. Este tipo de Niño solo está documentado por Takahashi y Martínez (2017), quienes señalaron que en 1925 se dio una situación similar. Estos autores determinaron que ese año también se produjeron precipitaciones extremas durante el mes de febrero y marzo debido a un calentamiento abrupto y superficial cerca a las costas de Perú, el cual activó y desplazó la ITCZ hacia el sur (favoreciendo un incremento de la convergencia). Además, mencionaron que las ondas Kelvin oceánicas, las cuales tienden a ser los gatilladores de los Niños canónicos, no tuvieron un papel significativo en el desarrollo de este evento.

El Niño Costero del 2017, que duró tan solo un mes y medio, trajo pérdidas de más de 3000 millones de dólares en Perú (Macroconsult, 2017). En comparación, el Niño extraordinario de 1997-98, que fue mucho más prolongado, afectó la economía peruana en 3.500 millones de dólares según el estudio de la Corporación Andina de Fomento (CAF, 2000). Es importante tener en cuenta que estos fenómenos no solo conllevan daños materiales, sino que también afectan el turismo, generan un cambio radical del ecosistema de la zona norte y favorecen la proliferación de enfermedades.

El objetivo de este trabajo es estudiar la génesis y las circulaciones sinópticas que predominaron durante el episodio de El Niño Costero 2017, el cual está poco estudiado. El trabajo se ha dividido en tres secciones: análisis de la TSM y el desarrollo de El Niño Costero, detección de lluvias extraordinarias en la zona norte, y determinación de circulaciones sinópticas en eventos extremos. Se ha recopilado

información de las estaciones meteorológicas de la red del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), a partir de las cuales se han establecido fechas y zonas con registros extraordinarios. Luego se ha utilizado el reanálisis europeo (ERA-Interim) para determinar mediante compuestos los patrones sinópticos que rigieron en niveles bajos, medio y altos de la atmósfera que se presentaron durante las lluvias extremas.

II. DATOS Y METODOLOGÍA

El área de estudio comprende la región limitada entre los 40°S – 35°N y 130°W – 30°W, la cual abarca el Pacífico oriental, Sudamérica y Centro América. El área de mayor interés es la zona norte de Perú (82°W – 79°W y 7°S – 3.5°S) e incluye las regiones de Tumbes, Piura y Lambayeque (fig. 2), zonas que suelen sufrir los mayores impactos durante un fenómeno El Niño (Lavado y Espinoza, 2014) y presentar las mayores pérdidas económicas (Instituto Nacional de Defensa Civil, INDECI, 2017)

Para el estudio de la TSM se utilizaron datos diarios de anomalías procedentes de la base de datos Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OI SST) V2 High Resolution con una resolución espacial de 0.25°. Este análisis está construido con los registros de barcos, boyas y observaciones de satélite. El periodo considerado comprende desde enero de 1982 a diciembre de 2017.

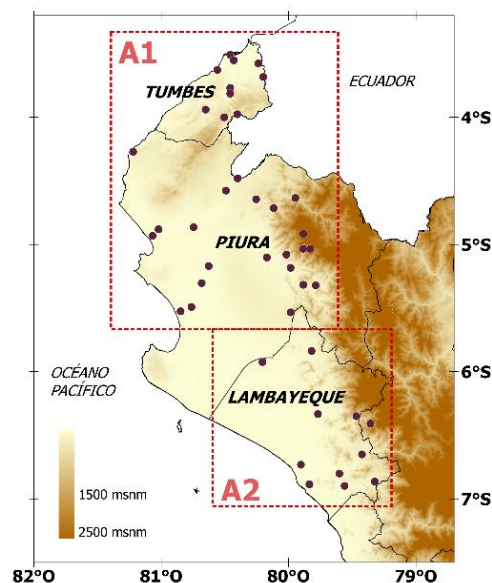


Figura 2: Área de estudio: zona norte de Perú. Estaciones meteorológicas de la red de SENAMHI (puntos). Áreas de análisis establecidas: A1 y A2.

El análisis espacial y temporal de las precipitaciones diarias a nivel nacional se realizó con la base de datos PISCO pd v2.1 beta, la cual tiene una resolución espacial de 0.1°. PISCO (Peruvian Interpolate data of the SENAMHI's Climatological and hydrological Observations) es una base de datos grillado de precipitación generada a partir de la climatología diaria del CHIRP (Climate Hazards Group InfraRed Precipitation) y los datos de estaciones meteorológicas que pertenecen a la red de SENAMHI. La climatología del CHIRP (producto de estimación de precipitación por satélite) fue calculada para el periodo del 1 de enero de 1981 al 31 de diciembre de 2015 y tiene una

resolución espacial de $\sim 0.05^\circ$. Las estaciones meteorológicas que se consideran para elaborar el PISCO son aquellas que presentan al menos 90% de datos en el periodo 1981 – 2015. La información comprende el territorio peruano e incluye datos diarios grillados de lluvia y climatología mensual. PISCO muestra mayor fiabilidad espacial para las zonas de Perú que tienen gran densidad de estaciones meteorológicas, por ello es razonable utilizarlo para la zona norte. Sin embargo, hay que ser cautelosos en cuanto a los valores extremos de precipitación ya que PISCO puede subestimarlos o sobreestimarlos debido a la interpolación (Lavado et al, 2016).

Para tener mayor seguridad sobre el comportamiento de la lluvia y obtener un análisis más preciso de eventos extremos, se han utilizado los datos diarios de precipitación de 43 estaciones meteorológicas durante el periodo del 01 de diciembre de 2016 al 30 de abril de 2017 (fig. 2). La distribución espacial de las estaciones es la siguiente: 10 en la región Tumbes, 22 en Piura y 11 en Lambayeque. Debido a que las lluvias extremas no se producen por encima de los 3000 metros sobre el nivel del mar (msnm) (Lavado y Espinoza, 2014) las estaciones escogidas fueron aquellas que se ubican en zonas por debajo de esta altitud. Los valores de lluvia diaria son registrados desde las 7:00 del día a las 7:00 del día siguiente (hora local).

Para el análisis atmosférico se utilizaron los datos de reanálisis Era-Interim (ERA) del European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) con una resolución especial de 0.75° y temporal de 6h. El periodo seleccionado fue desde el 01 de diciembre de 2016 al 30 de abril de 2017. También se emplearon los datos climatológicos diarios del ECMWF de las 00Z con resolución de 0.75° .

La metodología utilizada para las secciones previamente mencionadas es la siguiente:

Análisis de la TSM y desarrollo de El Niño Costero:

El análisis de la TSM se realizó mediante la comparación de las anomalías diarias del área 1+2 (N1+2) y 3.4 (N3.4). Se puso mayor énfasis en el estudio del N1+2 debido a la alta correlación que presentan las precipitaciones en el norte de Perú en la temporada lluviosa (diciembre – abril) y la TSM en esa zona (Lagos et al, 2008). Asimismo, se tomó en consideración la proximidad de la isoterma de 29°C a la costa norte, ya que es considerada por Woodman (1999) como umbral para generar lluvias catastróficas.

Los campos analizados para determinar el origen del calentamiento de la TSM en el N1+2 fueron el viento a 10m y el transporte y bombeo de Ekman. Estos se promediaron para las fechas en la que se cumplió un criterio impuesto: días donde la TSM tuvo un incremento con respecto al día anterior. Fueron detectados tres periodos: 17 – 22 enero, 9 – 11 febrero y 13 – 16 febrero de 2017.

Para calcular el esfuerzo del viento (N/m^2), se usó la metodología del National Remote Sensing Centre, India, (2013).

$$\tau = \rho C_D W^2 \quad (1)$$

donde ρ es la densidad (1.2 kg/m^3), C_D coeficiente de arrastre (0.0012) y W la velocidad del viento (m/s).

En cuanto a los componentes del transporte de Ekman (m^2/s) fueron calculados de la siguiente manera:

$$U_E = \frac{\tau_y}{\rho_o f} \quad (2)$$

$$V_E = -\frac{\tau_x}{\rho_o f} \quad (3)$$

Donde τ_x y τ_y son la componente zonal y meridional del esfuerzo del viento (N/m^2) respectivamente, ρ_o es la densidad del océano (aproximada a 1000 kg/m^3) y f es el parámetro de Coriolis (s^{-1}).

Y para el cálculo del bombeo de Ekman (m/s) se usó la expresión:

$$w_E = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau_y}{\rho_o f} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{-\tau_x}{\rho_o f} \right) \quad (4)$$

Detección de lluvias extraordinarias en la zona norte:

Primero, utilizando PISCO se realizó un análisis espacial y temporal de las lluvias en la zona norte del Perú. Se calcularon las anomalías para el trimestre enero-marzo (JFM) del 2017 y se compararon con las lluvias promedio de los Niños extraordinarios anteriores (1983/1998) y con la climatología en el mismo trimestre.

Tras examinar el comportamiento espacial de las anomalías de precipitación, se optó por separar el análisis en dos áreas: área 1 (A1) que incluye las regiones de Tumbes y Piura, y área 2 (A2) con la región de Lambayeque (fig. 2). Para cada una de las estaciones seleccionadas en el periodo JFM se calculó el valor acumulado de lluvia, el valor máximo y el número de días en que la precipitación superó los 15 mm.

Para detectar un evento de lluvia extrema, se utilizaron las metodologías descritas por Horel y Cornejo (1986), Douglas et al (2008) y Takahashi (2004). Primero se determinó el promedio diario de las precipitaciones en las áreas previamente seleccionadas (considerando 32 estaciones en A1 y 11 en A2) y se calculó la media móvil de 30 días. Luego, para la selección de un evento extremo (PPX), se impuso la condición de que la diferencia entre el valor de lluvia diaria y la media móvil debía ser mayor o igual a 10 mm; o bien el promedio diario de lluvia en el área (A1/A2) debía superar los 25 mm (el cual es considerado por Horel y Cornejo (1986) un umbral para precipitaciones en la zona tropical).

Debido a la baja densidad de las estaciones consideradas en A2, se debe tener precaución en los resultados de estos eventos.

Una vez determinados los días con PPX, se verificaron utilizando las imágenes de satélite infrarrojas del GOES-13, para comprobar la presencia de sistemas convectivos en la zona durante esos días.

Determinación de circulaciones sinópticas en eventos extremos:

El análisis de las circulaciones sinópticas se realizó mediante compuestos promedios de variables meteorológicas tales como: viento, humedad específica y convergencia/divergencia. Dichos promedios fueron calculados para a los días de PPX seleccionados. Se puso mayor atención en el análisis del viento y humedad específica en niveles bajos de la atmósfera por ser determinantes para el desarrollo de la convección.

Luego se procedió a comparar las circulaciones sinópticas obtenidas para las regiones A1 y A2 con el fin de resaltar las principales diferencias.

Bendix et al (2002) y Takahashi (2004) determinaron que los sistemas convectivos en la zona norte de Perú suelen tener su máximo desarrollo entre horas de la tarde y primeras horas de la mañana. Por ello, el análisis se realizó utilizando los datos de las 00Z.

Los mapas de convergencia/divergencia graficados en los compuestos promedio para niveles bajos (sección III – C, fig. 10) tienen una máscara en continente para no mostrar la influencia de las zonas montañosas de Sudamérica.

III. RESULTADOS

A. Análisis de la TSM y desarrollo de El Niño Costero

El Niño Costero (NC) es un tipo de Niño que se caracteriza por desarrollarse en las costas ecuatoriales de Sudamérica. Takahashi y Martinez (2017) estudiaron el NC de 1925 definiéndolo como un calentamiento súbito y superficial confinado en la zona costera de Perú que se desarrolló entre febrero y abril (con su pico máximo en marzo) y lo relacionan con una amplificación del ciclo estacional de la TSM local. Estos autores mencionaron, además, que estas anomalías cálidas en la costa se acompañan de valores fríos/neutros en el resto del Pacífico ecuatorial. Añadieron que el principal impacto se da en Perú y Ecuador debido a la generación de lluvias costeras fuertes.

Tabla I: Valores del ONI e ICEN de diciembre 2016 a mayo 2017. Fuente: NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), IGP (Instituto Geofísico del Perú)

	ONI (N3.4)	ICEN (N1+2)
Diciembre	-0.6	0.43
Enero	-0.3	0.6
Febrero	-0.1	0.93
Marzo	0.1	1.11
Abril	0.3	0.91
Mayo	0.4	0.39

Al inicio del verano austral del 2017, mientras en el Pacífico central (región NIÑO 3.4) se observaban anomalías diarias negativas/neutras de TSM, en la costa peruana (región 1+2) se empezaron a registrar anomalías que no excedían +1°C (Tabla I). Posteriormente, durante el mes de febrero, se inició un calentamiento súbito y localizado cerca de la costa peruana y ecuatoriana (confinándose entre los 80°W a los 90°W), alcanzando valores cercanos a +3°C (valor máximo) en marzo (fig. 3a). El Pacífico central se mantuvo con valores neutros hasta los primeros días de marzo.

Iniciando el mes de abril, esas anomalías positivas confinadas en el Pacífico oriental se atenuaron rápidamente; a diferencia del Pacífico central, donde desde mediados del mes de marzo se fueron desarrollando anomalías cálidas cercanas a +2°C, que posteriormente se extendieron hasta los 140°W y que persistieron incluso a finales de abril. En el mes de junio, las condiciones regresaron a ser casi neutrales en gran parte del Pacífico ecuatorial.

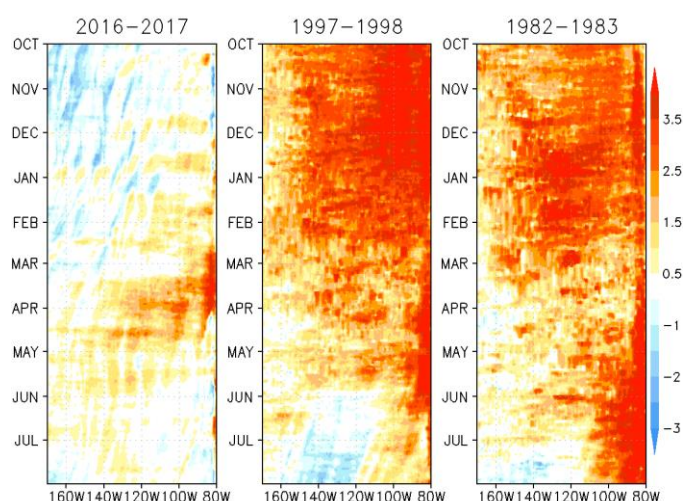


Figura 3. Hovmöller de la anomalía de TSM (°C) en base al promedio latitudinal de 0°-10°S. Comparación entre El Niño a) 16-17, b) 97-98 y c) 82-83.

Para determinar la duración de este NC, se impuso la condición de que la diferencia entre la climatología y el valor registrado de TSM debía ser igual o mayor a 1°C. Según este criterio, el episodio tuvo una persistencia de un mes y medio a partir de la segunda quincena de febrero hasta finales de marzo (fig. 4).

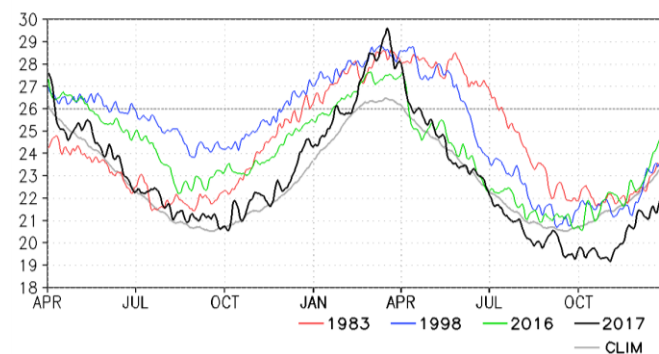


Figura 4. Comportamiento diario de la TSM (°C) en el área 1+2 en los principales eventos El Niño y su climatología (gris).

Al analizar la fig. 4, podemos comprobar que los valores de TSM en el N1+2 superaron el umbral establecido por Woodman (1999) para “lluvias catastróficas” (29°C) e incluso el de Waliser y Graham (1993), quienes indicaron que a partir del valor de 29.5°C es altamente probable que se generen lluvias extremas en la zona tropical (más detalles de las precipitaciones extremas en la sección III B). Aunque no disponemos de datos de temperatura sub-superficial, es razonable pensar que, al tratarse de un calentamiento/enfriamiento rápido y durar únicamente un mes y medio, el NC afectó solo la capa superficial oceánica, coincidiendo con lo establecido por Takahashi y Martinez (2017).

Para comparar el comportamiento de este NC con los principales episodios El Niño, en la figura 3 presentamos la evolución de dos Niños canónicos extraordinarios (NE), el del 82-83 y 97-98. Aunque todos los Niños tienen características diferentes, el Niño canónico se define como el más típico. Este suele iniciarse con un calentamiento de la TSM en el Pacífico oriental que empieza a registrarse desde otoño/invierno del año anterior (fig. 4, mayo en los NE98 y NE16 y julio en el NE83)

extendiéndose hacia el Pacífico ecuatorial. El calentamiento es de tal magnitud que logra reemplazar la típica lengua fría que se extiende en el Pacífico ecuatorial debida al afloramiento por una lengua cálida. En la fig. 3 (b, c) se observa claramente las anomalías positivas que se extienden hasta los 160°W. Posterior desarrollo de un NE, el Pacífico central (N3.4) vuelve a presentar valores cercanos a lo normal a partir del invierno de ese año (~agosto). De acuerdo a la fig. 4, la duración promedio de un NE (en base al NE83, NE98 y NE16) es de un año y cuatro meses.

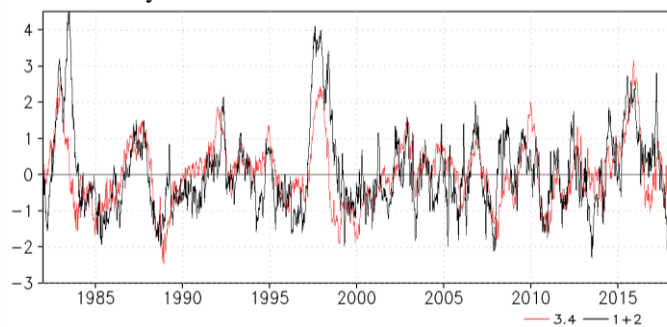


Figura 5. Media móvil de 10 días de la anomalía diaria de TSM (°C) desde enero 1982 a diciembre 2017 en el Niño 3.4 y Niño 1+2.

Al analizar la anomalía diaria de TSM en el N1+2 (costa de Perú) desde el periodo de 1982 a 2017 (fig. 5) se observa que el pico del 2017 es el tercero más alto después de los conocidos NE de 1983 y 1998.

Este NC es el mayor evento de alta frecuencia que se ha registrado en el periodo 1982-2017, como puede comprobarse en la fig. 6 (línea negra) al examinar las fluctuaciones desde los meses de enero a marzo de la diferencia entre el valor diario de la TSM con respecto a su media móvil de 3 meses (línea negra). El pico más alto es el del 2017, seguido por el 2006 y 2003. La diferencia entre los picos radica en que el del 2017 tuvo mayor duración y alcanzó valores de TSM más altos superando los 29°C de valor diario, comparable con los valores de los NE de 1983 y 1998 (línea roja).

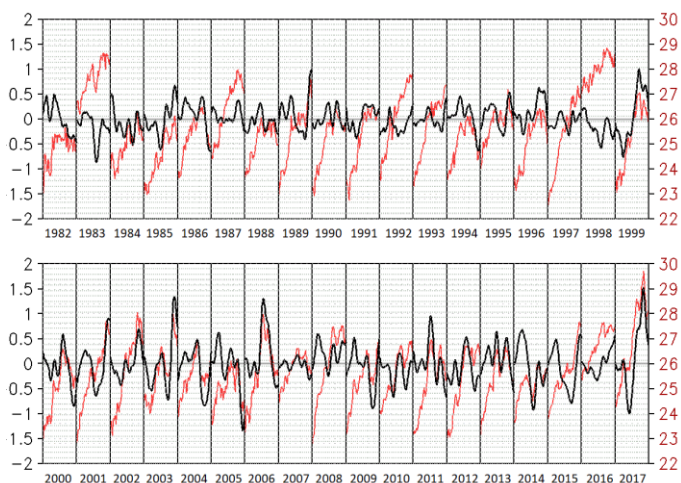


Figura 6. Cada caja contiene el periodo de enero – marzo por año (desde 1982 al 2017). Negro: Diferencia entre la anomalía diaria de la TSM con respecto a su media móvil de 3 meses en el N1+2 (eje izquierdo, °C). Rojo: TSM diaria en el N1+2 (eje derecho, °C)

A diferencia de los NE canónicos, los cuales presentaron anomalías positivas desde el otoño/invierno del año anterior a su desarrollo y abarcaron gran parte del Pacífico central y

oriental, la característica particular del NC fue el calentamiento abrupto que se desarrolló en el Pacífico este en marzo (fig. 3), lo cual coincide con el análisis de El Niño Costero de 1925 (Takahashi y Martinez, 2017). Además, en el Pacífico oriental las anomalías se atenuaron rápidamente durante inicios del mes de abril en el NC, mientras que en los NE perduraron.

Por lo tanto, las diferencias a resaltar entre el NC y los NE son:

- Inicio del evento que se desencadena a mediados de febrero en el NC (en cambio los NE se inician desde el otoño/invierno del año anterior).
- Mucha menor duración del calentamiento de la TSM (aproximadamente un mes y medio) en el NC a diferencia de los NE (aproximadamente un año y cuatro meses).
- Anomalías positivas confinadas al Pacífico oriental en el NC y extendidas hasta el Pacífico central en los NE.

Es razonable pensar que el mes en que se produce el calentamiento es clave para el desarrollo e impacto de un NC, ya que al coincidir con el mes con mayor TSM climatológica, es más probable que pueda superarse el umbral de los 29°C.

Para formular una hipótesis acerca de cómo se produjo el calentamiento de la TSM en la región N1+2, consideramos que es importante tener en cuenta dos circulaciones sinópticas regionales. Por un lado, el jet del Caribe (jet del Papagayo), un jet a niveles bajos, usualmente del noreste, que atraviesa Costa Rica y Panamá favoreciendo así un transporte de Ekman del sudeste. En el lateral próximo al ecuador del jet se genera un esfuerzo de viento ciclónico que favorece una velocidad de bombeo de Ekman positiva, la cual se asocia con un afloramiento en la costa oeste de Centroamérica y da lugar al denominado “Domo térmico de Costa Rica” que se encuentra ubicado en el Pacífico oriental aproximadamente en 10°N – 88°W (Fiedler, 2001). Por otro lado, el APS, que modula los alisios cercanos a la costa Sudamericana (80°W), los cuales favorecen la presencia de afloramiento costero en esa región.

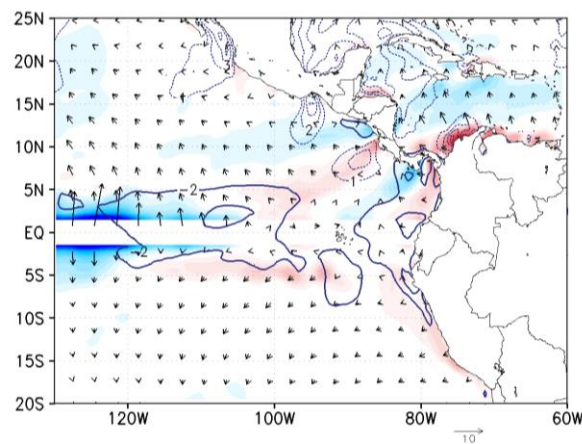


Figura 7. Promedios de anomalía de viento meridional en m/s (positiva: línea sólida, negativa: líneas punteadas), transporte de Ekman en vectores (m²/s) y bombeo de Ekman (m/s) en coloración azul/roja para afloramiento/subsidencia oceánica. Fechas promediadas: 17 – 22 enero, 9 – 11 febrero y 13 – 16 febrero de 2017

Para investigar el papel de estas circulaciones en el desarrollo del NC examinamos: el jet del Caribe, el APS y cambios inducidos en el afloramiento.

En la fig. 7 se puede observar un área pequeña de anomalías positivas de viento meridional en el Caribe aproximadamente en 90°W – 8°N (líneas punteadas). A diferencia de la zona ecuatorial cercana a continente, entre los 80-90°W, donde son negativas (líneas sólidas). Es decir, durante el período seleccionado en base al aumento de la TSM, los vientos del norte asociados al jet del Caribe se debilitaron y lo mismo sucedió con los alisios, en especial en la costa de Perú y Ecuador.

Podríamos esperar un debilitamiento del afloramiento oceánico. Esto es consistente con la presencia de subsidencia en los 8°S – 90°W con dirección NE – SW, posición cercana al Domo de Costa Rica, aunque no podemos afirmar que esta subsidencia se encuentre relacionada solo a la anomalía positiva de viento meridional. Asimismo, hay un debilitamiento del transporte de Ekman en el Pacífico oriental (desde los 80°W a 100°W) donde se observa un debilitamiento muy notorio del afloramiento y predomina la subsidencia oceánica. El comportamiento en este sector debería ser similar al que se presenta en la zona ecuatorial desde los 120°W hacia el oeste. Además, es curioso que predomine la subsidencia en casi la totalidad de la zona costera de Perú, sin rastros del afloramiento costero.

Proponemos la siguiente hipótesis: el calentamiento súbito de la superficie del mar en el Pacífico ecuatorial oriental se debió al debilitamiento de los alisios, el cual probablemente fue generado por el desplazamiento al oeste del APS. Este debilitamiento favoreció una atenuación del afloramiento costero (gran parte de la costa oeste de Sudamérica) y ecuatorial (en el Pacífico oriental). Además, predominó la subsidencia oceánica (fig. 7, coloración roja) en el sector noroeste de la costa Sudamericana extendiéndose hasta los 100°W, la cual profundizó la termoclina, aumentó la capa de mezcla oceánica, disminuyó el impacto del afloramiento y tuvo como efecto el calentamiento de la TSM. En cuanto al jet del Caribe, no se tiene suficientemente claro como favorece al calentamiento de la región N1+2.

B. Detección de lluvias extraordinarias en la zona norte

Como se mencionó anteriormente, en un fenómeno de El Niño se generan precipitaciones extraordinarias en la zona norte de Perú, en especial si el calentamiento es en la región N1+2. El umbral que se relaciona con la presencia de lluvias catastróficas en la zona norte es $TSM \geq 29^{\circ}C$ (Woodman, 1999). En la sección previa se observó que la TSM en la costa norte de Perú superó este umbral durante casi todo el mes de marzo dando indicios que las lluvias debieron ser anómalas, lo cual se estudiará en este apartado.

Al analizar el comportamiento temporal de las lluvias promediadas en las regiones A1 y A2 desde 1982 al 2017 (fig. 8) se evidencian tres picos notables que corresponden a los veranos Niño de 1983, 1998 y 2017 (más notorios en A2). Se comprueba la mayor duración de los eventos de 1983 y 1998, años catalogados como Niños extraordinarios (NE), consistente el mayor calentamiento oceánico durante esos episodios. A pesar de su corta duración, el NC dio lugar al tercer episodio más importante de lluvias extraordinarias.

Comparando la lluvia promedio de los dos NE (1983 y 1998) con respecto al NC (fig. 9) se observa que en general los patrones de lluvia fueron similares, con anomalías positivas

por encima del 100% en gran parte de la zona costera y cuenca media de la vertiente occidental. En los NE las anomalías de precipitación superaron el 1000% en la zona norte y sur, siendo más marcadas en las regiones de Piura y Lambayeque (5°S – 7°S). Para el NC-2017, las anomalías de precipitación acumuladas en la zona norte en general fueron menores, pero superiores al 500% en la mayor parte de la costa. Los mayores valores se dieron en la región de Lambayeque (~6.5°S) e Ica (~15°S) superando el 1000%. Esto no significa que en esas zonas se hayan registrado los acumulados más altos de precipitación en valor absoluto.

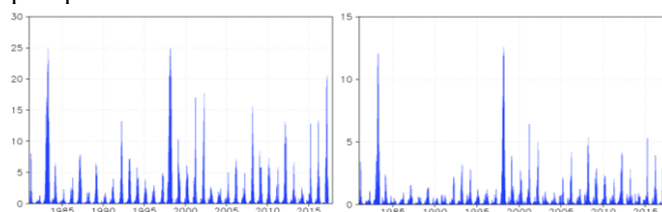


Figura 8. Media móvil quincenal de la precipitación en A1 (izquierda) y A2 (derecha) en mm.

De hecho, los mayores valores acumulados durante el trimestre JFM se dieron en el norte, donde las anomalías superaron los 2000 mm en el límite entre Tumbes y Piura (~4.3°S) y los 500 mm en una franja NW-SE (fig. 10). Los episodios de lluvia se concentraron entre mediados de febrero y finales de marzo (fig. 11), coincidiendo con la duración del NC. La mayor parte de la lluvia acumulada se produjo durante el mes de marzo. Es curioso que durante el evento del 2017 algunas estaciones de la zona norte superaron los registros históricos de lluvia de los NE del 83 y 98 durante los meses de febrero y marzo.

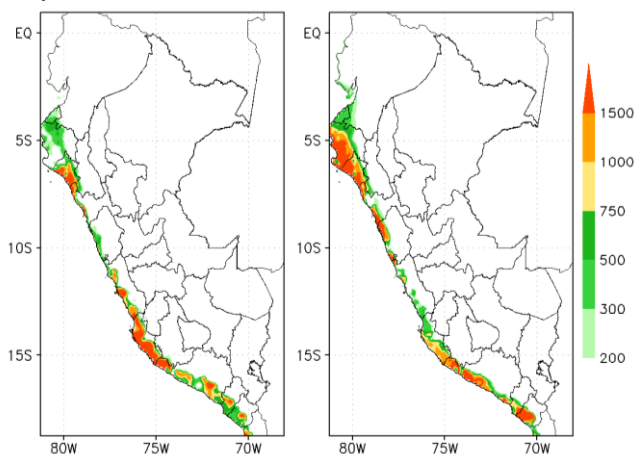


Figura 9. Porcentaje de anomalías de precipitación en Perú en el trimestre enero-marzo. Izquierda: El Niño Costero 2017. Derecha: promedio de El Niño 83 y 98.

Podemos observar que las anomalías máximas coinciden con la forma topográfica de la zona, en especial en el sector de la cuenca media, incluso los núcleos que se distinguen en los 4.3°S, 5.2°S, 6.4°S y 7°S coinciden con los valles (fig. 10)

Los acumulados trimestrales más altos y el mayor número de días de lluvia (fig. 10, b) se dieron por debajo de los 1800 msnm en la cuenca media de Piura (alrededor de los 80°W) coincidiendo con Bendix y Bendix (2006). Además, los máximos registros diarios (cerca de 150 mm) también se presentaron en ese sector (fig. no mostrada). En la zona cercana al litoral, el número de días que sobrepasó los 15 mm

fue menor (entre 4 a 9 días) en comparación con el número de días registrados para la cuenca media.

Una posible interpretación de este patrón de lluvias es que la cadena montañosa y la brisa marina jugaron un papel importante en estos eventos. El papel de la brisa fue el de aportar humedad desde el océano, además ayudó a que las masas de aire alcanzaran su nivel de convección libre al ser forzadas a ascender por la cadena montañosa (Takahashi, 2004).

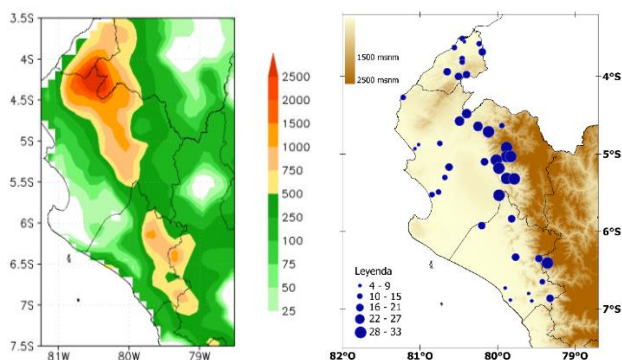


Figura 10. Izquierda: anomalías de precipitación en Perú durante el trimestre enero-marzo de 2017 (mm). Derecha: Número de días que superan los 15 mm de lluvia por estación.

Las primeras lluvias extraordinarias se registraron antes de la consolidación del NC, en la madrugada del 31 de enero en A1 y los primeros días de febrero en A2 (fig. 11). Durante febrero, el periodo de precipitaciones fue irregular. Sin embargo, desde quincena de febrero hasta finales de marzo (coincidiendo con la duración del NC) las lluvias fueron frecuentes.

El comportamiento temporal de las lluvias durante el NC fue el siguiente: desarrollo de precipitación en A1 y A2 a finales de febrero, persistencia en marzo (mayores en A1), intensificación en A2 desde el 10 al 20 de marzo, intensificación en A1 a finales de mes. Esto puede evidenciarse en el gráfico de las precipitaciones promedio de estaciones por zona (fig. 11).

En cuanto a la selección de eventos extremos, se obtuvieron un total de 25 PPX. 15 eventos en A1 (1 en enero, 4 en febrero y 10 en marzo) y 10 en A2 (1 en enero, 4 en febrero y 5 en marzo). El mayor número de eventos extremos se dio en el mes de marzo, coincidiendo con el pico máximo de la TSM (cuando superó los 29°C). Cinco de los días detectados fueron los mismos en ambas áreas. Una peculiaridad del comportamiento de estas PPX es la continuidad del evento, usualmente después de un periodo de lluvias en A1, sigue uno en A2 (fig. 11). Todos los eventos PPX fueron verificados satisfactoriamente con imágenes de satélite.

Se especula que las precipitaciones se dieron durante horas de la tarde y noche debido al efecto de la brisa marina (Bendix et al, 2002). Esto fue verificado al observar las imágenes de satélite en los días de PPX.

Recapitulando, especulamos que la topografía del lugar y la brisa marina son claves para las lluvias extraordinarias en un contexto Niño. Dichas lluvias son más frecuentes en la cuenca media de la vertiente occidental de la zona norte de Perú y probablemente suelen desarrollarse a horas de la tarde – noche.

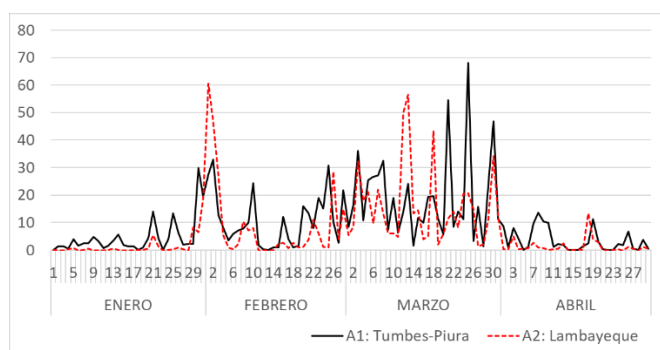


Figura 11. Comportamiento diario de las precipitaciones promedio en A1 y A2 (mm).

C. Determinación de circulaciones sinópticas en eventos extremos

Debido a que el periodo de lluvia en el NC fue prolongado, especulamos que estuvo modulado por condiciones de gran escala de acuerdo con los argumentos de Takahashi (2004). Por ello, es importante examinar las circulaciones atmosféricas que rigieron en niveles bajos, medios y altos.

Las tres circulaciones climatológicas de escala sinóptica que modulan el clima en Sudamérica son la Alta de Bolivia (AB), la vaguada del noreste de Brasil (VNB) y la ITCZ, descrita anteriormente. La AB es un sistema anticiclónico que se presenta en niveles altos (~200hPa) y está asociada a divergencia, en especial en la zona altoandina; se desarrolla en la temporada lluviosa (noviembre – abril) debido a la liberación de calor latente en el altiplano la cual determina también la posición de su centro. La VNB es un sistema con eje NW – SE correlacionado con la AB que se ubica en el noreste de Sudamérica también en niveles altos, y que brinda condiciones secas a la zona nororiental del continente.

Para el análisis de este apartado nos centraremos en el área A1 debido a que en A2 se utilizaron pocas estaciones para determinar los PPX, razón por lo cual los patrones de circulación tienen menor fiabilidad. Las figuras obtenidas para la región A2 se encuentran en el anexo.

Al analizar los compuestos de viento en base a los PPX a 925 hPa (fig. 12, b) se observa en la costa de Colombia y Ecuador (0-10°N) la presencia de flujos del norte intensificados en comparación con la climatología (fig. 12, a) y flujos del sur en la zona costera de Perú (10°S). Estos flujos anómalos convergen aproximadamente en 5°S (en las costas de Piura) lo que favorece los movimientos ascendentes. En el límite entre Ecuador y Perú (80°W – 5°S) predominan flujos anómalos del oeste, los cuales no se evidencian en la climatología (estos son más notorios cuando se plotean todos los vectores). Además, alrededor de los 30°N hay una circulación anticiclónica con centro en 70°W que se encuentra desplazada hacia el oeste en comparación con la climatológica. Se distinguen también dos bandas zonales de convergencia en niveles bajos (coloración azul) que parecen ser consistentes con la presencia de una doble banda ITCZ (5°N, 8°S), la cual está desplazada hacia el sur con respecto a su climatología. Además, también se observa un incremento de la convergencia en ~8°S lo cual podríamos relacionar con una mayor activación de la segunda banda de la ITCZ (entre los 100°W – 80°W).

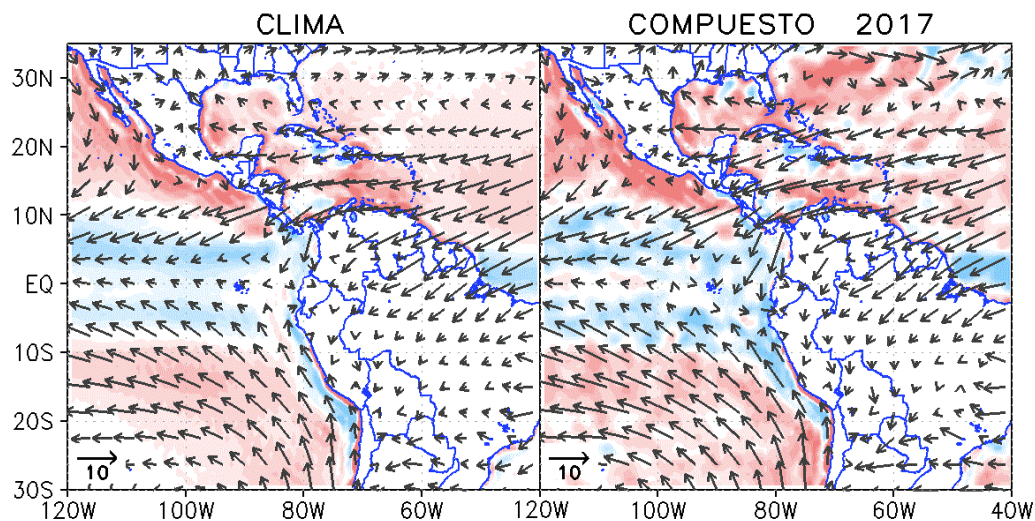


Figura 12. Climatología desde el 15 de febrero al 31 de marzo (izquierda) y compuesto de los PPX para A1 (derecha) en el nivel de 925 hPa. Viento en vectores (m/s). Los vectores están dibujados cada 3.75°. Convergencia/divergencia en coloración azul/rojo (s^{-1}).

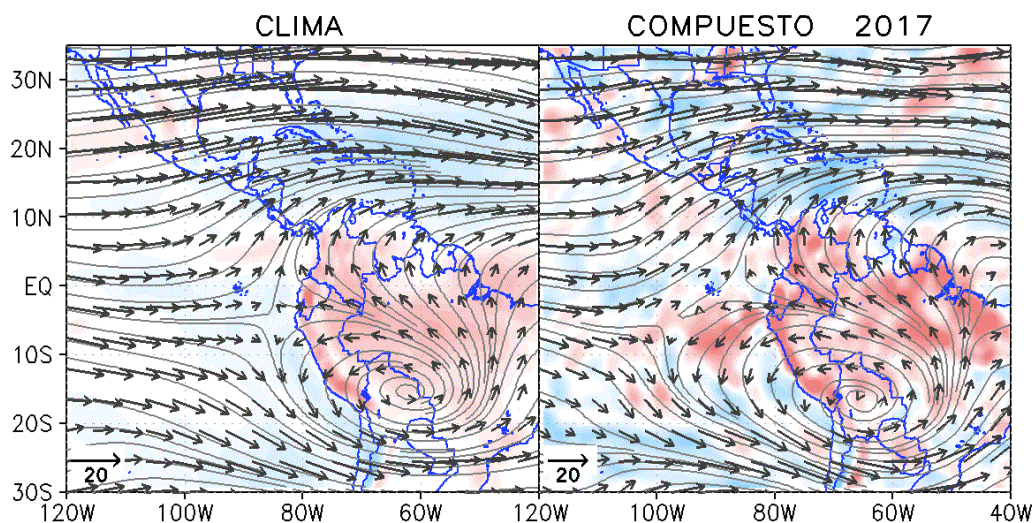


Figura 13. Climatología desde el 15 de febrero al 31 de marzo (izquierda) y compuesto de los PPX para A1 (derecha) en el nivel de 200 hPa. Viento en vectores (m/s). Los vectores están dibujados cada 4.5°. Convergencia/divergencia en coloración azul/rojo (s^{-1}). Líneas de corriente en gris.

En niveles altos (fig. 13, b) se observa claramente, tanto en la climatología como en el compuesto 2017, el dipolo característico configurado por la AB y VNB. Sin embargo, comparado con la climatología, la AB presenta mayor extensión longitudinal en el compuesto (se extiende hasta los 100°W en lugar los 85°W) y su centro se ubica en 65°W-18°S, al oeste de su posición normal, mientras que la VNB está situada más hacia el noroeste, abarcando hasta los 20°N y con el eje más inclinado y extendido hacia el oeste. Este dipolo se encuentra asociado a divergencia anómala a niveles altos, en especial en el norte de Perú y Ecuador (coloración roja). Además, los flujos del oeste entre los 90°W – 110°W (fig. 13, b) se encuentran debilitados en comparación con un año normal (fig. 13, a). Algo curioso es la presencia de una zona divergente en el Pacífico oriental alrededor de 90°W – 10°S (fig. 13, b) que podría estar asociada con una mayor actividad convectiva de la segunda banda de la ITCZ.

Especulamos que, el desplazamiento hacia el sur de la ITCZ y la mayor activación de su segunda banda, posicionada aproximadamente en los 8°S, condicionó las precipitaciones en la zona norte de Perú. Los flujos del oeste perpendiculares a la zona montañosa posiblemente favorecieron el desarrollo de sistemas convectivos, en especial en la zona de la cuenca media. Finalmente, la ubicación y extensión anómala del dipolo configurado por la AB y la VNB, con un aumento de la divergencia a niveles altos, es consistente con la hipótesis de

que la precipitación intensa y persistente se debió a un cambio en la circulación a gran escala.

Los patrones de circulación obtenidos para la región A2 son similares, con pequeñas diferencias: una zona con mayor convergencia a niveles bajos cerca de la costa, aproximadamente a 6°S – 80°W (anexo 1), una AB con una configuración más zonal que se extiende desde los 95°W a 55°W y con su centro en 70°W – 25°S, es decir desplazada todavía más hacia el oeste, y una VNB que abarca hasta los 30°N (anexo 2).

Al comparar la humedad específica de los compuestos 2017 con la climatología (fig. 14), resalta a primera vista un incremento en niveles bajos y medios (hasta aproximadamente 500 hPa), así como una mayor extensión longitudinal del aire húmedo hacia el oeste (hasta 110°W) y latitudinal hacia el sur (hasta los ~10°S). Además, la mayor concentración de humedad se ubica próxima a la zona costera de Perú y el Golfo de Ecuador (fig. 14, b). En 925 hPa se presentan valores de 15g/kg desde la zona costera hasta los 100°W, 3g/kg por encima de lo habitual. Asimismo, en la climatología destaca una franja latitudinal de aire seco paralela y cercana a la zona costera (~80°W) que se extiende hasta el Ecuador pero que en el compuesto se reduce latitudinalmente y solo se presenta hasta los 10°S, lo cual es consistente con el debilitamiento de los alisios antes mencionado. En 850 hPa, los mayores valores alcanzan los 13g/kg, desde el litoral hasta los 85°W. La franja latitudinal de aire más seco observada en la climatología y

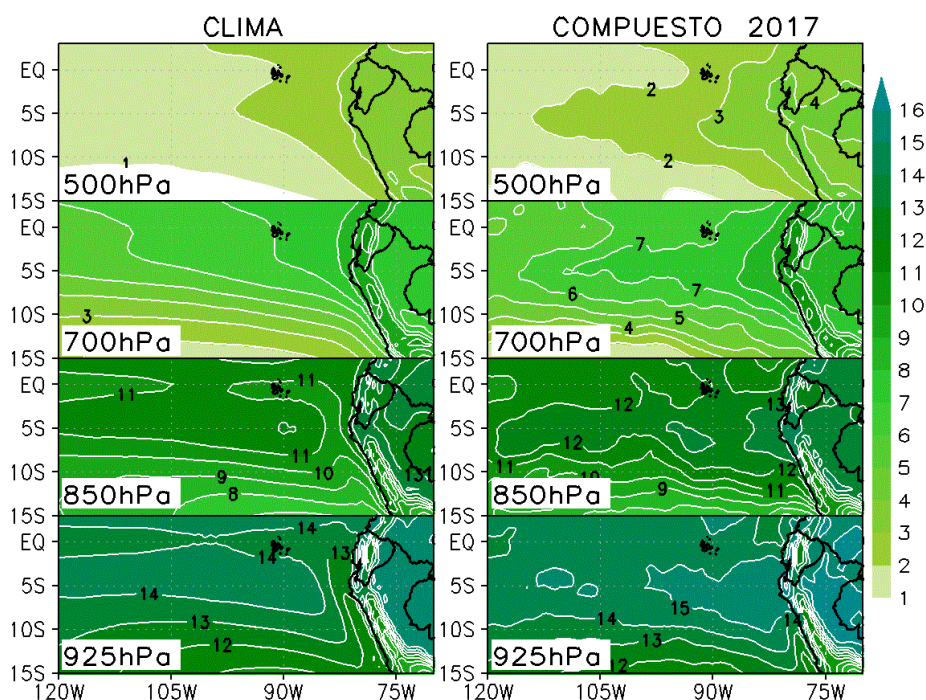


Figura 14. Climatología desde el 15 de febrero al 31 de marzo (izquierda) y compuesto de los PPX para A1 (derecha) de la humedad específica (g/kg)

posicionada en los 85°W, similar a la que se observa a 925 hPa, está también reducida y desplazada hasta ~10°S. El incremento de humedad específica se extiende longitudinalmente hasta casi los 120°W, superando en 1g/kg el valor climatológico. En 700 hPa los valores máximos nuevamente se posicionan en la zona próxima al litoral costero registrando 9g/kg, valor que supera el climatológico en 1g/kg. Una vez más, se observa la una mayor extensión longitudinal de la humedad específica hasta los 115°W y latitudinal desde los 3°S a los 8°s. En 500 hPa el máximo valor es de 4g/kg, en el límite entre Perú y Ecuador (3°S – 80°W), lo cual supera en 1g/kg el valor climatológico. La extensión longitudinal del incremento de humedad alcanza los 115°W

Recapitulando, el patrón de circulación identificado en niveles bajos y medios durante el episodio EC-2017 es el de una lengua con mayor contenido de humedad específica extendida hacia el oeste, con los máximos valores ubicados próximos al litoral costero.

Por tato, se propone la hipótesis de que el calentamiento de la TSM generó un aumento de humedad y un incremento de la inestabilidad atmosférica. Además, la intensificación de los movimientos convectivos favoreció un transporte vertical de humedad. No se puede afirmar que haya habido influencia de la cuenca Amazónica en niveles medios como identificó Bendix (2000) para los Niños extraordinarios.

El patrón de humedad observado en A1 es similar al de A2 (anexo 3). La principal diferencia es que A2 presentó una extensión latitudinal ligeramente mayor (hasta ~12°S), en especial en niveles bajos (925 – 850 hPa).

IV. CONCLUSIONES

De acuerdo con nuestro análisis, podemos concluir que:

- En el periodo 1982-2017, el NC-2017 es el tercer Niño más intenso (luego del 83 y 98) con registros diarios de TSM cercanos a 29°C y anomalías alrededor de +3°C en la región N1+2. Además, es el evento más significativo de alta frecuencia de anomalía de TSM. Este Niño estuvo confinado al

Pacífico oriental y su duración fue de un mes y medio, desde mediados de febrero a finales de marzo, siendo muy corto en comparación con los NE.

- Las precipitaciones durante el NC-2017 en la zona norte de Perú fueron comparables con las de los NE de 1983 y 1998, causando la tercera temporada más lluviosa en el periodo 1982-2017.
- Los mayores registros de precipitación se dieron en la cuenca media de Piura durante el mes de marzo.
- En niveles bajos se registraron vientos del norte anómalos en las costas de Perú y Colombia.
- La segunda banda de la ITCZ presentó mayor actividad convectiva y estaba desplazada hacia el sur alcanzando los 8°S.
- La AB se caracterizó por una mayor extensión longitudinal y su centro se encontró desplazado hacia el oeste, mientras que la VNB exhibió mayor inclinación y extensión hacia el oeste.
- La divergencia se intensificó en la periferia del dipolo AB-VNB y fue anómala en el Pacífico oriental (90°W – 10°S)
- La humedad específica se incrementó desde la superficie hasta los 500 hPa. Se configuró un patrón de una lengua húmeda extendida hacia el oeste, desde las costas ecuatoriales de Sudamérica hasta los ~110°W.

De acuerdo a esta serie de observaciones, planteamos las siguientes hipótesis:

- Debido a que el NC-2017 fue de corta duración, podemos especular que el calentamiento de la TSM se limitó a la capa superficial oceánica.
- El desplazamiento al oeste del APS estuvo relacionado con el debilitamiento de los alisios. Este debilitamiento causó una reducción afloramiento costero y ecuatorial, el cual

probablemente desencadenó un calentamiento abrupto de la TSM por una profundización de la termoclina y aumento de la capa de mezcla oceánica.

- La cuenca media de Piura fue la región con mayor frecuencia y abundancia de lluvia debido a la brisa marina y la zona montañosa.
- Las precipitaciones extremas estuvieron asociadas a una convergencia en niveles bajos, modulada por la segunda banda de la ITCZ, y una divergencia en niveles altos, modulada por el dipolo AB-VNB. La presencia de mayor de humedad específica en niveles medios y bajos, debido a la alta TSM, también favoreció la generación de eventos extremos de lluvia.
- La divergencia anómala en el Pacífico oriental estuvo asociada a una mayor actividad convectiva de la segunda banda de la ITCZ.
- La diferencia más evidente entre las configuraciones sinópticas que favorecieron las precipitaciones extremas en A1 y A2 fue la zona convergente en niveles bajos próxima a la costa norte de Perú para la región A2.
- El calentamiento de la TSM generó un aumento de humedad en superficie, por lo que es probable que dicha humedad haya sido trasladada verticalmente por los movimientos convectivos.
- En el análisis de humedad específica, la diferencia entre A1 y A2 fue la extensión latitudinal hacia el sur de la lengua húmeda que alcanzando los 12°S. Ésta se evidencia particularmente en 925hPa y 850 hPa.

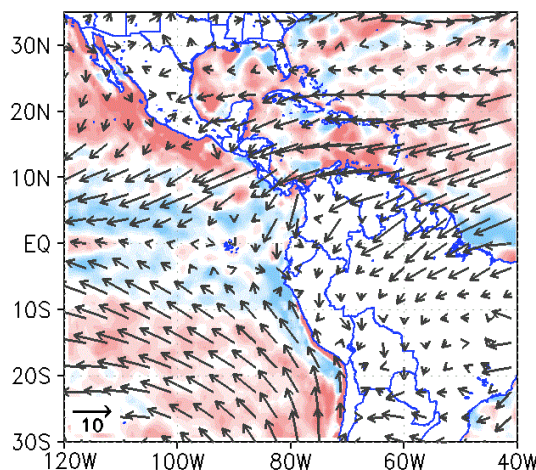
Debido a que los patrones de circulación obtenidos para A1 y A2 fueron muy similares, recomendamos para futuros estudios juntar ambas áreas y analizar toda la región norte (extendida hasta los 7°S) como una sola.

En el periodo lluvioso analizado durante el NC-2017, hubo cortos intervalos con bajos registros de precipitación. Por ello, una extensión de este trabajo debería ser analizar las circulaciones atmosféricas que rigieron en dichos días con la finalidad de compararlas con las circulaciones obtenidas para los días de precipitaciones extremas.

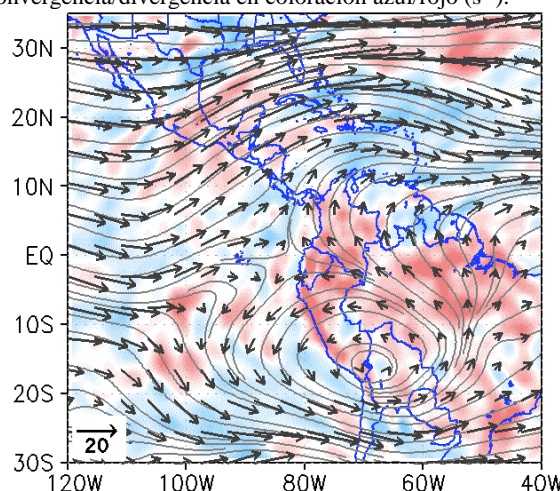
Debido al hecho que todos los Niños son diferentes y este trabajo se centró en analizar un único evento, no se puede afirmar con certeza que la cadena de eventos aquí descrita se presentará reiteradamente en futuros Niños costeros.

Coincidimos con Takahashi y Martinez (2017) que, debido al rápido desarrollo de El Niño Costero, es difícil pronosticar con gran anticipación este tipo de eventos.

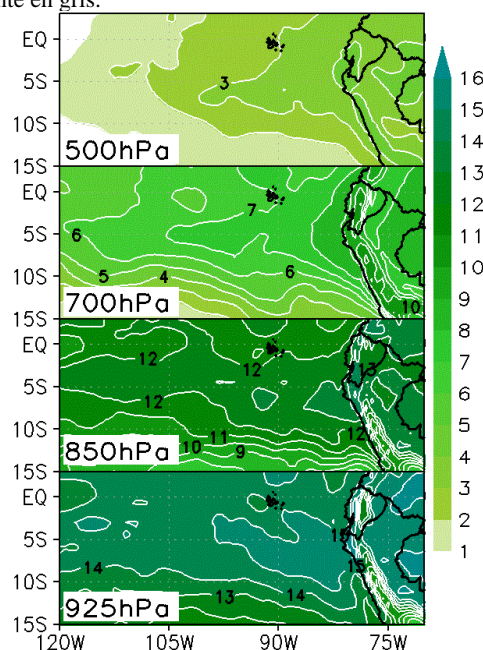
V. ANEXOS



Anexo 1. Compuesto de los PPX para A2 en 925 hPa. Viento en vectores (m/s). Los vectores están dibujados cada 3.75°. Convergencia/divergencia en coloración azul/rojo (s^{-1}).



Anexo 2. Compuesto de los PPX para A2 en 200 hPa. Viento en vectores (m/s). Los vectores están dibujados cada 4.5°. Convergencia/divergencia en coloración azul/rojo (s^{-1}). Líneas de corriente en gris.



Anexo 3. Compuesto de los PPX para A2 de la humedad específica (g/kg).

Agradecimientos

A la Dra. Ileana Bladé por el continuo apoyo, correcciones y comentarios productivos para la realización de este trabajo. Al Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI – Perú), en especial al Ing. Nelson Quispe e Ing. Jhoan Chancafe, quienes nos facilitaron el acceso a los datos utilizados.

VI. REFERENCIAS

- Bendix J, 2000. Precipitation dynamics in Ecuador and Northern Peru during the 1991/92 El Niño: a remote sensing perspective. *International Journal of Remote Sensing*, 21: 533-548.
- Bendix A, Bendix J, 2006. Heavy rainfall episodes in Ecuador during El Niño events and associated regional atmospheric circulation and SST patterns. *Advances in Geosciences*, 6:43-49.
- Bendix A, Bendix J, Gammerler S, Reudenbach Ch, Weise S, 2002. The El Niño 1997/98 as seen from space – rainfall retrieval and investigation of rainfall dynamics with GOES-8 and TRMM data. *Proceedings the 2002 EUMETSAT Meteorology Satellite Conference*. Dublin, Ireland: 647-652.
- Corporación Andina de Fomento, 2000. El Fenómeno El Niño 1997 – 1998. *Memorias, retos y soluciones*. Vol V. Perú.
- Carrillo M, Bazo J, 2004. Dynamics of generation of extreme precipitation in the northern of Peru. *Gayana*, 68 (2): 83-90.
- Douglas M, Mejia J, Boustead J, 2008. Synoptic variability of rainfall and cloudiness along the coasts of northern Peru and Ecuador during the 1997/98 El Niño event. *Monthly Weather Review*, 137: 116-136.
- Fiedler P, 2001. The annual cycle and biological effects of the Costa Rica Dome. *Deep-Sea Research*, 49:321-338.
- Horel J, Cornejo-Garrido A, 1986. Convection along the coast of northern Peru during 1983: Spatial and temporal variation of clouds and rainfall. *Monthly Weather Review*, 114: 2091-2105.
- Indian Space Research Organisation, 2013. *OSCAT Wind Stress & Wind stress curl products*. Hyderabad, India.
- Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI), 2017. *Boletín estadístico virtual de la gestión reactiva*. N° 7. Lima, Perú.
- Janousek M, 2011. ERA-Interim Daily Climatology. ECMWF. Último acceso: 30 junio 2017. Disponible en: http://apps.ecmwf.int/static/wmolcdnv/docs/daily_climatology_description.pdf.
- Lagos P, Silva Y, Nickl E, Mosquera K, 2008. El Niño – related precipitation variability in Peru. *Advances in Geosciences*, 14: 231-237.
- Lavado-Casimiro W, Espinoza JC, 2014. Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2017). *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29: 171-182.
- Lavado-Casimiro W, Aybar C, Huerta A, Sabino E, Zevallos J, Felipe-Obando O, 2016. Generación de datos grillados de precipitación diaria (PISCO Pd 1981-2015) y su utilidad para la estimación de umbrales de precipitaciones máximas. *Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI)*. Estudio de la Dirección de Hidrología.
- Ormaza-González F, Cedeño J, 2017. Coastal El Niño 2017 or simply: The carnival coastal warming event?. *MOJ Ecology & Environmental Science*, 2: 54-57.
- Quinn W, Neal V, 1987. El Niño occurrences over the past four and half centuries. *Journal of Geophysical Research*, 92: 449-461.
- Sarachik E, Cane M, 2010. *The El Niño – Southern Oscillation Phenomenon*, Cambridge: University Press. Cambridge.
- Takahashi K, 2004: The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997-1998 and 2002 El Niño events. *Annales Geophysicae*, 22: 3917-3926.
- Takahashi K, Battisti, 2007. Processes controlling the mean tropical Pacific precipitation pattern. Part I: the Andes and the eastern Pacific ITCZ. *Journal Climate*, 2: 3434-3451.
- Takahashi K, Martinez A, 2017. The very strong coastal El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific. *Climate Dynamics*, 1-27.
- Takahashi K, Mosquera K, Reupo J, 2014. El Índice Costero El Niño (ICEN): historia y actualización. *Boletín técnico – Vol 1 N° 2*.
- Venkateswaran K, MacClune K, Enríquez M, 2017. El Niño Costero: The 2017 Floods in Peru. *Zurich Flood Resilience Alliance*.
- Waliser D, Graham N, 1993. Convective Cloud systems and warm-pool sea surface temperatures: coupled interactions and self-regulation. *Journal of Geophysical Research*, 28: 881-893.
- Woodman R, 1999. Modelo estadístico de pronóstico de las precipitaciones en la costa norte del Perú. El fenómeno El Niño. *Investigación para una prognosis*, I Encuentro de Universidades del Pacífico Sur: Memoria, 93-108.