

# Intensificación del viento sobre el mar peruano durante eventos El Niño



**Dr. Adolfo Chamorro**

INVESTIGADOR CIENTÍFICO DEL INSTITUTO DEL MAR DEL PERÚ (IMARPE)

Doctor en Ciencias Ambientales de la Sorbonne Université de Francia y Físico con grado de Magíster de la Facultad de Ciencias de la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI). Actualmente es investigador científico en la Dirección de Investigaciones Oceanográficas y Cambio Climático (DGIOCC) del Instituto del Mar del Perú (IMARPE). Es experto en modelado numérico de la atmósfera marina-costera. Su investigación está enfocada en la dinámica del viento costero en el sistema de afloramiento peruano bajo escenarios cálidos como El Niño y el cambio climático regional.

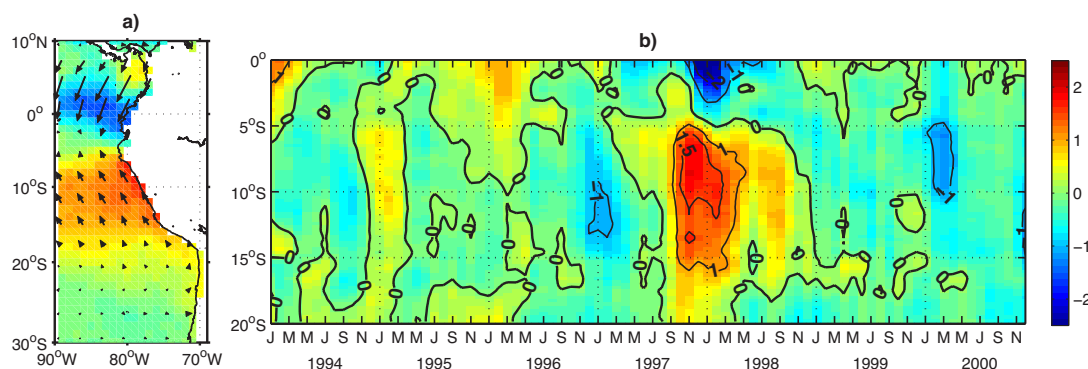
## INTRODUCCIÓN

En el sistema de afloramiento costero del Perú, así como en otros sistemas de bordes orientales, el viento costero, que fluye hacia el ecuador sobre la superficie del mar, es el principal responsable del ascenso de aguas frías y ricas en nutrientes desde las profundidades del mar hacia la superficie, dando soporte a uno de los ecosistemas marinos más productivos del mundo (Chavez et al., 2008).

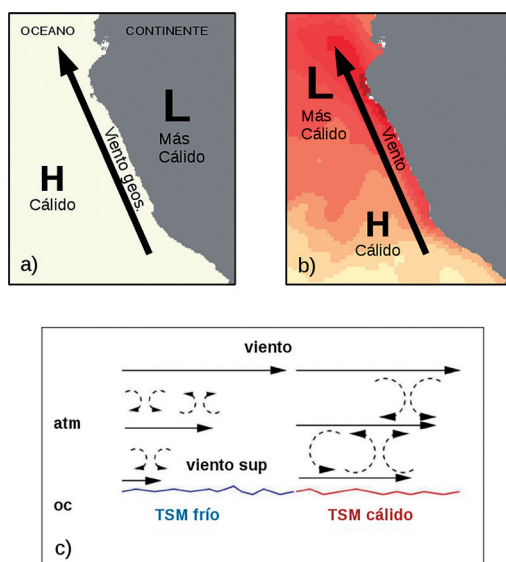
Durante los eventos denominados El Niño canónico o el Niño típico, ocurre un incremento anómalo de la temperatura superficial del mar (TSM) frente a las costas de Ecuador y Perú, y el afloramiento de las aguas frías disminuye (p.ej. Colas et al., 2008; Espinoza-Morriberón et al., 2017) a pesar de que se observa una intensificación del viento frente a la costa peruana (Enfield, 1981; Kessler, 2006). Este incremento local del viento parece paradójico, puesto que a gran escala

los vientos alisios se debilitan en la región ecuatorial y subtropical (Bjerknes, 1996; Rahn et al., 2012). La Figura 1a muestra la distribución espacial de las anomalías del viento frente a la costa peruana, promediados entre noviembre de 1997 y febrero de 1998, durante uno de los eventos El Niño más fuertes observados hasta la fecha. Las anomalías positivas fueron máximas cerca de la costa y disminuyeron mar adentro, alcanzando  $\sim 1.5 \text{ m s}^{-1}$  que representa un incremento de  $\sim 40\%$  con respecto a las condiciones climatológicas (Figura 1b).

En este artículo se presentan las hipótesis planteadas sobre los posibles mecanismos que estarían provocando la intensificación del viento, y también se hace un resumen de los resultados de las investigaciones más recientes respecto a este tema, que permiten develar este contra-intuitivo comportamiento del viento, frente a la costa peruana durante los eventos El Niño.



**Figura 1.** Anomalía del viento (en  $\text{m.s}^{-1}$ ): a) frente a la costa sudamericana durante condiciones El Niño (promedio entre noviembre de 1997 y febrero de 1998) y b) frente a la costa peruana en el periodo 1994-2000. Valores positivos indican anomalías del viento hacia el ecuador (Chamorro et al., 2018).



**Figura 2.** Diagramas de los posibles mecanismos de intensificación del viento costero durante El Niño: a) Contraste térmico tierra-mar, b) Gradiente norte-sur de la TSM, y c) Mezcla vertical turbulenta (Adaptación de Colas et al., 2008b).

## HIPÓTESIS SOBRE LOS MECANISMOS DE INTENSIFICACIÓN DEL VIENTO

Estudios previos sugieren que la intensificación del viento podría deberse a los siguientes mecanismos locales:

1. Contraste térmico tierra-mar (Figura 2a): el fortalecimiento de la diferencia de presión atmosférica tierra-mar en la costa, manteniendo un viento geostrofico, a causa de que la superficie de la tierra tendería a calentarse más que la del mar durante El Niño; esto debido al incremento local del efecto invernadero inducido por el incremento de la humedad (Bakun et al., 2010) y/o por la intensa radiación solar asociada a la reducción de la nubosidad en la costa durante El Niño (Enfield, 1981).

2. Gradiente Norte-Sur de la TSM (Figura 2b): el reforzamiento del gradiente de presión atmosférica Norte-Sur sobre la superficie del mar, el cual es originado por el mayor incremento de la temperatura en la costa Norte, que en el Sur durante un evento El Niño (Kessler, 2006). Lindzen & Nigan (1987) mostraron que los vientos en superficie sobre el Pacífico tropical pueden ser forzados por gradientes de la TSM a una relativa gran escala.

3. Mezcla vertical turbulenta (Figura 2c): el aumento de la turbulencia atmosférica, a consecuencia del calentamiento de la superficie del océano durante El Niño, podría fortalecer la mezcla vertical del *momentum* de las capas altas de la atmósfera con las capas bajas sobre la superficie del océano, fomentando así la intensificación del viento en superficie (p.ej. Wallace et al., 1989).

Además de los mecanismos locales, los cambios en la circulación atmosférica de gran escala, impactada por El Niño, también pueden tener un efecto importante sobre los vientos costeros. Por ejemplo, Dewitte et al. (2011) mostró que la variabilidad intraestacional (es decir, periodos que van de 10 a 60 días) del viento en la costa central (~15°S) fue forzada por disturbios migratorios a través del Anticiclón del Pacífico Sur (APS). Rahn et al. (2012) mostró que el APS estuvo débil durante El Niño, produciendo el debilitamiento del viento en la costa central de Chile.

## RESULTADOS DE INVESTIGACIONES RECIENTES

Belmadani et al. (2014), usando un conjunto de simulaciones con un modelo global de relativa alta resolución (~50 km) en la región Perú-Chile, encontraron que el contraste térmico tierra-mar ( $dT/dx$ ) se incrementa en la costa peruana en escenarios de cambio climático: a 8°S,  $dT/dx$  fue  $\sim 4.5 \times 10^{-2} \text{ K km}^{-1}$  en condiciones del clima de la época preindustrial (PI), y alcanza  $\sim 6.5 \times 10^{-2} \text{ K km}^{-1}$  en condiciones de un clima cálido (cuadruplicación de la concentración de CO<sub>2</sub>: 4xCO<sub>2</sub>), incrementándose en ~40% (ver Fig. 8c en Belmadani et al., 2014). No obstante de este fuerte incremento, el viento a lo largo de la costa se debilitó moderadamente (~10%) en Perú. Esta reducción fue conducida por el debilitamiento del gradiente de presión a lo largo de la costa asociado con el desplazamiento del APS hacia el polo. Este resultado sugiere que el contraste térmico tierra-mar podría tener un papel secundario en la dinámica del viento costero.

Por otro lado, Oerder et al. (2016), usando datos satelitales y un modelo regional acoplado océano-atmósfera de alta resolución (~9 km), encontraron que las anomalías positivas del viento en superficie, las cuales están asociadas a la presencia de anomalías de mesoescala de la TSM frente a la costa peruana, son principalmente causadas por la mezcla turbulenta de *momentum*, y que las anomalías del gradiente de presión son despreciables debido al efecto de contrapresión que frena los movimientos ascendentes, que son fuertes en el caso de una inversión de temperatura sobre la Capa Límite Planetaria (CLP; Hashizume et al., 2002). Este resultado indica que la mezcla vertical turbulenta también podría explicar las anomalías positivas del viento durante El Niño, mientras que el gradiente de presión tendría un rol menor.

En un trabajo más reciente, Chamorro et al. (2018) usaron un modelo atmosférico regional (WRF; Skamarock & Klemp, 2008) para estudiar los procesos físicos que provocaron la intensificación del viento sobre el mar peruano durante El Niño 1997-1998. Una simulación realizada para el periodo 1994-2000

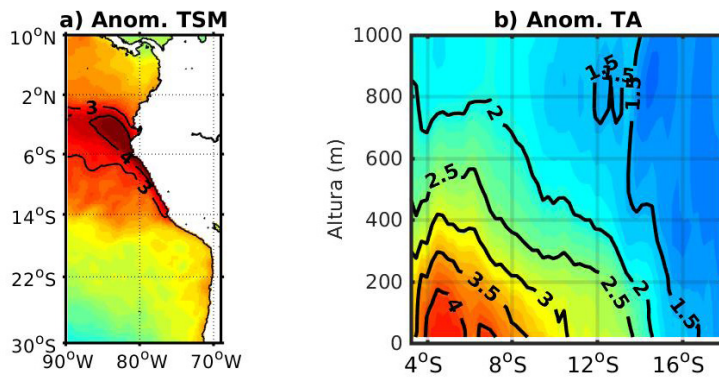


Figura 3. Anomalías promedio de: a) Temperatura Superficial del Mar (TSM; en °C) y b) Temperatura del Aire (TA; en °C), en el periodo noviembre 1997-febrero 1998. Datos de la simulación WRF. Adaptado de Chamorro et al., (2018).

reprodujo la respuesta del viento costero al forzante local de la TSM y a las condiciones atmosféricas de gran escala. Un balance de *momentum* a lo largo de la costa mostró que el gradiente de presión paralelo a la costa fue la fuerza dominante que condujo la aceleración del viento en superficie. Las anomalías del gradiente de presión paralelo a la costa fueron causadas por el mayor incremento de la temperatura del aire en la costa norte que en la costa sur, asociado con el calentamiento no homogéneo de la TSM (Figura 3). El gradiente de presión accionado termalmente fue confirmado por la alta correlación ( $r=0.84$ ,  $p<0.01$ ) entre la anomalía del viento costero y el gradiente norte-sur de la TSM. Los perfiles verticales del viento, el coeficiente de mezcla, y las tendencias del *momentum*, mostraron que la intensificación del viento superficial no fue causado por el incremento de la turbulencia en la CLP, distinto al caso de las anomalías de mesoescala (Oerder et al., 2016). Además, se observó que la inversión de temperatura en la vertical mitigó el desarrollo del gradiente de presión por convección del aire durante parte del evento (ver Fig. 12 en Chamorro et al., 2018). Experimentos de sensibilidad permitieron separar los impactos respectivos del forzante local de la TSM y la condición de gran escala sobre la intensificación del viento costero. Este fue principalmente conducido por el forzante local de la TSM mientras que la variabilidad de gran escala, asociada con el APS, moduló sus efectos (Figura 4). Análisis de otros eventos El Niño, usando datos de un *reanalysis* atmosférico (ERA-Interim) en el periodo 1979-2016, confirmó que la intensificación del viento costero en Perú fue asociada con las anomalías del gradiente norte-sur de la TSM, como durante el evento de 1997-1998 (Figura 5).

## CONCLUSIONES

La intensificación del viento frente a la costa peruana durante un evento El Niño canónico o típico se origina por el reforzamiento del gradiente de presión a lo largo de la costa, que es causado por el incremento mayor de la temperatura del aire sobre la superficie del mar en la costa norte que en la costa sur, asociado al calentamiento no homogéneo de la TSM. Es probable que dos condiciones deban ser necesarias para producir una fuerte intensificación del viento en la región costera durante un evento El Niño: una anomalía del gradiente norte-sur de la TSM y una débil (o ausente) inversión térmica en la atmósfera, lo que permite el desarrollo de la convección superficial y el ascenso de aire cálido que conduce el reforzamiento del gradiente de presión.

Este mecanismo de intensificación del viento podría también estar activo durante otras condiciones de calentamiento regional. Por ejemplo, durante el evento El Niño costero 2017, el calentamiento inicial que se dio en enero estuvo asociado con un debilitamiento del viento, pero en los meses posteriores el viento costero se intensificó. Echevin et al. (2018) sugieren que la respuesta atmosférica en febrero y marzo se originó debido al gradiente norte-sur de la TSM, similar al proceso del evento El Niño 1997-1998 descrito por Chamorro et al. (2018). Asimismo, este mecanismo podría tener un rol importante en la respuesta del viento costero al cambio climático, compensando el efecto de un eventual desplazamiento del APS hacia el polo. Actualmente se vienen realizando trabajos de investigación que permitirán evaluar el papel del mencionado mecanismo en cada caso.

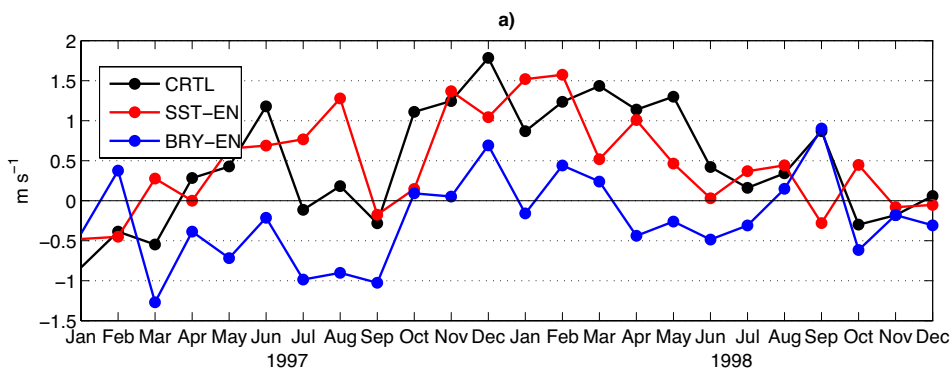


Figura 4. Anomalías del viento costero (en  $m.s^{-1}$ ) de 3 experimentos con el modelo atmosférico regional WRF (Chamorro et al. 2018): simulación de control (CRTL) usando condiciones de frontera y forzantes de El Niño 97/98 (línea negra), simulación SST-EN usando TSM de El Niño 97/98 y condiciones de frontera de un año normal (línea roja), y simulación BRY-EN usando condiciones de frontera de El Niño 97/98 y TSM de un periodo normal (línea azul).

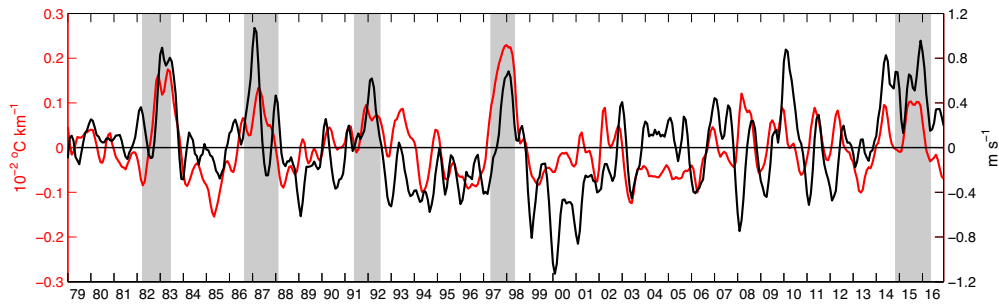


Figura 5. Anomalías del gradiente norte-sur de la TSM (en  $10^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ ; línea roja) y del viento costero (en  $\text{m.s}^{-1}$ ; línea negra) obtenidos con datos del reanalysis ERA-Interim sobre el periodo 1979-2016. Las áreas sombreadas indican periodos de eventos El Niño (Chamorro et al., 2018).

## REFERENCIAS

- Bakun A, Field D, Renondo-rodriguez, A. Weeks SJ. 2010. Greenhouse gas, upwelling favourable winds, and the future of upwelling systems. *Glob Chang Biol* 16:1213-1228
- Belmadani, A., V. Echevin, F. Codron, K. Takahashi, and C. Junquas. 2014. What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off Peru and Chile? *Clim. Dyn.* 43, 1893-1914, doi:10.1007/s00382-013-2015-2
- Bjerknes, J. 1966. Survey of El Niño 1957-58 in its relation to tropical Pacific meteorology, *Bull. Inter,4m. Trop. Tuna Comm.*, 12, 3-86.
- Chamorro, A., Echevin, V., Colas, F., Oerder, V., Tam, J., and Quispe-Ccalluari, C. (2018). Mechanisms of the intensification of the upwelling-favorable winds during El Niño 1997-1998 in the Peruvian upwelling system. *Clim. Dyn.* 1-17. doi: 10.1007/s00382-018- 4106-6
- Chavez, F. P., A. Bertrand, R. Guevara-Carrasco, P. Soler, and J. Csirke. 2008. The Northern Humboldt Current System: Brief history, present status and a view towards the future, *Prog. Oceanogr.*, 79(2-4), 95-105, doi:10.1016/j.pocean.2008.10.012.
- Colas, F., Capet X., McWilliams J. C., and Shchepetkin A. 2008. 1997-98 El Niño off Peru: A numerical study, *Prog. Oceanogr.*, 79, 138-155, doi:10.1016/j.pocean.2008.10.015.
- Colas, F., Capet X, Jin X., Molemaker J., Chelton D. and J. McWilliams. 2008. Wind stress and sea surface temperature coupling in eastern boundary upwelling systems. p.107. En: ULPGC (Ed.). Libro de resúmenes del Simposio Internacional en Afloramientos Costeros de los Márgenes Orientales. 274 p.
- Dewitte B, Illig S, Renault L, Goubanova K, Takahashi K, Gushchina D, Mosquera K, Purca S. 2011. Modes of covariability between sea surface temperature and wind stress intraseasonal anomalies along the coast of Peru from satellite observations (2000-2008). *Journal of Geophysical Research* 116: C04028. DOI: 10.1029/2010JC006495.
- Echevin V, Colas F, Espinoza-Morriberon D, Vasquez L, Anculle T and Gutierrez D (2018) Forcings and Evolution of the 2017 Coastal El Niño Off Northern Peru and Ecuador. *Front. Mar. Sci.* 5:367. doi: 10.3389/fmars.2018.00367
- Enfield DB .1981. Thermally-driven wind variability in the planetary boundary layer above Lima, Peru. *J. Geophys Res* 86(C3): 2005-2016.
- Espinoza-Morriberón, D., Echevin, V., Colas, F., Tam, J., Ledesma, J., Vásquez, L., et al. (2017). Impacts of El Niño events on the Peruvian upwelling system productivity. *J. Geophys. Res. Oceans* 122, 5423-5444. doi: 10.1002/2016JC012439.
- Hashizume H, Xie SP, Fujiwara M, Tanimoto TWY .2002. Direct observations of atmospheric boundary layer response to SST variations associated with tropical instability waves over the Eastern Equatorial Pacific. *J Clim* 15:3379-3393. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<3379:DOOABL>2.0.CO;2
- Kessler, W. S. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review, *Prog. Oceanogr.*, 69(2-4), 181-217, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.009.
- Oerder V, Colas F, Echevin V, Masson S, Hourdin C, Jullien S, Madec G, Lemarié F. 2016. Mesoscale SST-wind stress coupling in the Peru-Chile current system: Which mechanisms drive its seasonal variability? *Climate Dynamics*. 1-22. DOI: 10.1007/s00382-015-2965-7.
- Rahn, D. A. 2012. Influence of large scale oscillations on upwelling-favorable coastal wind off central Chile, *J. Geophys. Res.*, 117, D19114, doi:10.1029/2012JD018016.
- Skamarock W, Klemp J (2008) A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *J Comp Phys* 227:3465-3485. https://doi.org/10.1016/j.jcp.2007.01.037
- Wallace, J.M., Mitchell, T., and C. Deser. 1989. The influence of sea surface temperature on surface wind in the Eastern Equatorial Pacific: seasonal and interannual variability. *J Clim* 2:1492-1499. doi:10.1175/1520-0442(1989)002<1492:TIOSST>2.0.CO;2
- Wyrtki, K. 1975. El Niño: the dynamic response of the equatorial Pacific to atmospheric forcing. *Journal of Physical Oceanography* 5, 572-584.