



PERÚ

Ministerio  
del Ambiente

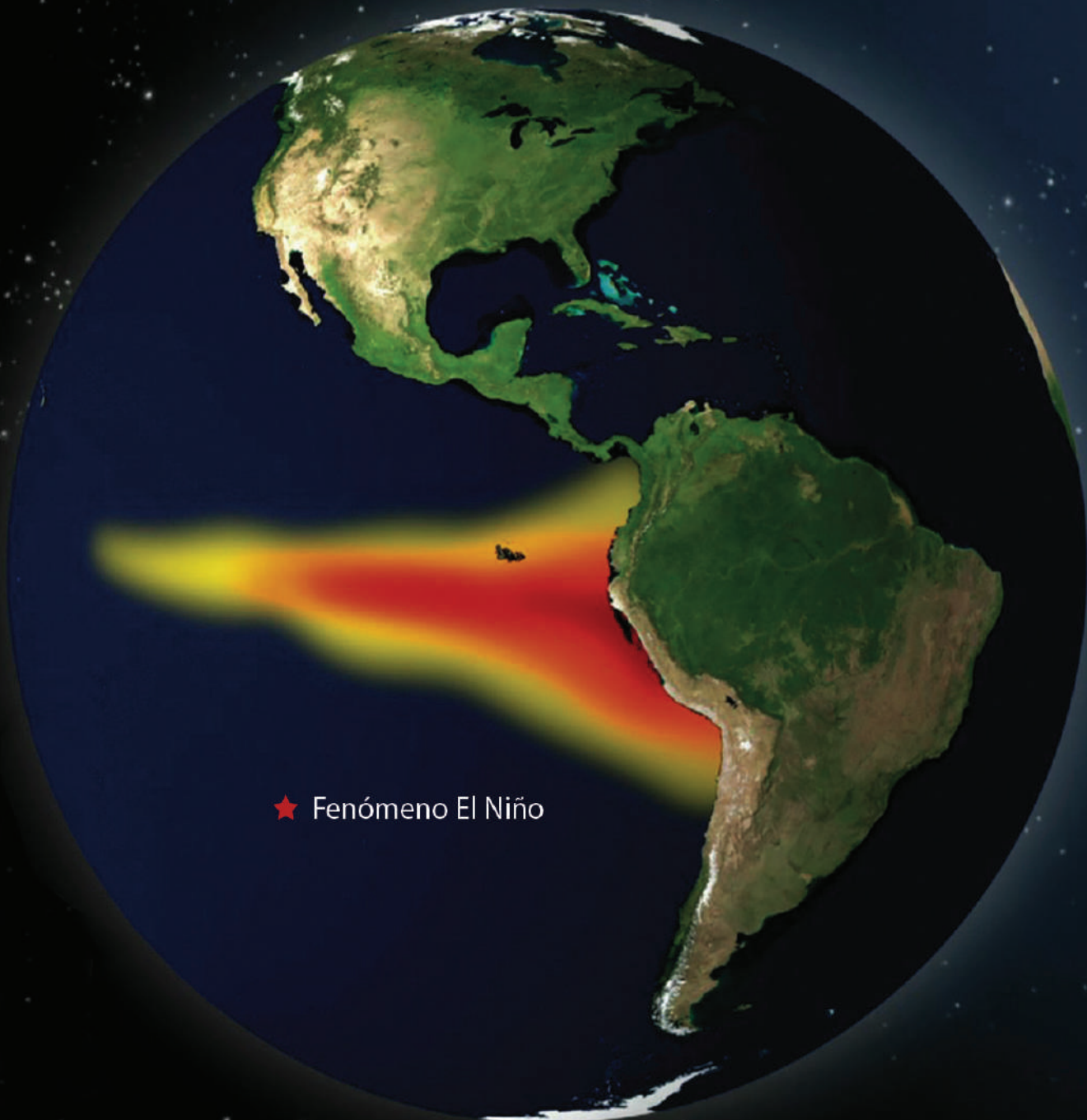
Instituto  
Geofísico del Perú - IGP



Programa Presupuestal por Resultados N° 068 “Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”. Producto: “Estudios para la estimación del riesgo de desastres”

# Avances en la ciencia de El Niño

Colección de Artículos de Divulgación Científica 2017



★ Fenómeno El Niño



Trabajando para  
todos los peruanos

Colección de Artículos de Divulgación Científica 2017



# Introducción

El Programa Presupuestal por Resultados (PPR) es una estrategia de gestión pública que vincula la asignación de recursos a productos y resultados medibles a favor de la población. Dichos resultados se vienen implementando progresivamente a través de los programas presupuestales, las acciones de seguimiento del desempeño sobre la base de indicadores, las evaluaciones y los incentivos a la gestión, entre otros instrumentos que determina el Ministerio de Economía y Finanzas (MEF) a través de la Dirección General de Presupuesto Público, en colaboración con las demás entidades del Estado.

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) viene participando en el Programa Presupuestal 068: "Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres". A partir del año 2014, algunas de las instituciones integrantes de la Comisión Multisectorial para el Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN) participan en este PPR con el producto denominado "Estudios para la estimación del riesgo de desastres", que consiste en la entrega en forma oportuna de información científica sobre el monitoreo y pronóstico de este evento natural océano-atmosférico, mediante informes técnicos mensuales, que permitan la toma de decisiones a autoridades a nivel nacional y regional.

A este producto, el IGP contribuye con la actividad "Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño<sup>1</sup>", la cual incluye la síntesis y evaluación de los pronósticos de modelos climáticos internacionales, el desarrollo y validación de nuevos modelos de pronóstico, así como el desarrollo de investigación científica que fortalecerá en forma continua la capacidad para este fin. Además elabora mensualmente un Boletín Técnico cuyo objetivo es difundir conocimientos científicos, avances de investigación y noticias relacionadas a este tema, con la finalidad de mantener informados a los usuarios y proporcionarles las herramientas para un uso óptimo de la información presentada.

La presente publicación es un compendio de los Artículos de Divulgación Científica publicados en los mencionados Boletines Técnicos elaborados a lo largo del 2017. Estos artículos informan a los usuarios del estado del conocimiento científico actual sobre El Niño para que estos puedan interpretar y aprovechar óptimamente la información generada por el ENFEN y otras fuentes. En este volumen, los artículos se presentan ordenados según su temática y no por fecha de publicación, aunque las referencias originales se incluyen al final del volumen.

<sup>1</sup>Los resultados de esta actividad están disponibles en: <http://intranet.igp.gob.pe/productonino/>

Programa Presupuestal N° 068  
"Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres".

Producto: "Estudios para la estimación del riesgo de desastres".

Actividad: "Generación de información y monitoreo del Fenómeno El Niño".

**Elsa Galarza**

Ministra del Ambiente

**Hernando Tavera**

Presidente Ejecutivo IGP

**Edmundo Norabuena**

Director Científico IGP

**Jhan Carlo Espinoza**

Director de Ciencias de la Atmósfera e Hidrósfera

**Daniel Flores**

Director de Geofísica y Sociedad

**Kobi Mosquera**

Responsable de la elaboración de la Colección de Artículos de Divulgación Científica 2017

Equipo científico: Kobi Mosquera, Ken Takahashi, Ivonne Montes, Alejandra Martínez, Yamina Silva, Danny Scipión, Sergio Morera, Carlos Enciso, Jorge Reupo, Berlín Segura, Andreé Galdos, Juan Sulca, Katherine Morón, Oscar Santillán, Huber Gilt, Augusto Ingunza, Daniel Flores.

Edición: Katherine Morón

Diseño y Diagramación: Dante Guerra E.

Carátula: Representación de la anomalía de la temperatura superficial del mar durante el Fenómeno El Niño. Fuente: BBC

Instituto Geofísico del Perú  
Calle Badajoz 169 Mayorazgo  
IV Etapa - Ate  
Teléfono (+51 1) 317 2300

Impreso por:  
Empresa: Vertice Consultores SAC  
Av. Boulevard 1040 - Ate  
Teléfono: (+51 1) 435 2586  
Tiraje: 1000 ejemplares

Lima, Diciembre del 2017  
Cuarta edición Diciembre 2017  
Hecho el Depósito Legal en la  
Biblioteca Nacional del Perú N° 2017-18340  
ISBN:978-612-47606-2-4

# Prefacio

La ocurrencia de El Niño Costero a inicios del 2017 puso nuevamente en manifiesto los severos impactos que puede sufrir nuestro país debido a la variabilidad climática. Así también, este evento evocó la importancia de mejorar nuestra comprensión del fenómeno El Niño y sus impactos. Bajo este contexto, el desarrollo del conocimiento científico y su aplicabilidad en la toma de decisiones resulta relevante, más aún, considerando que nuestro país ha mostrado ser altamente vulnerable frente a los peligros naturales. El Instituto Geofísico del Perú (IGP), en coherencia con su lema institucional “Ciencia para protegernos, ciencia para avanzar”, no solamente produce conocimiento científico bajo estándares internacionales, sino también los transfiere hacia la sociedad, proporcionando información con rigor científico. Como ejemplo de ello, durante el año 2017 los comunicados del ENFEN, del cual es parte el IGP, proporcionó información científica clave para guiar las decisiones del gobierno frente a El Niño costero.

Un aspecto esencial en el proceso de transferencia del conocimiento es la comunicación adecuada de los avances científicos. En este volumen presentamos una colección de trabajos realizados por reconocidos científicos peruanos y extranjeros, que documentan el estado actual del conocimiento sobre El Niño y sus impactos. Inicialmente, en Takahashi, K., se presenta una revisión actualizada de los conceptos de El Niño Costero y El Niño Global, definiciones claves para una eficiente transferencia de la información científica en este campo. En un segundo artículo, Takahashi, K., resume los principales avances respecto a la comprensión de El Niño costero y sus principales características. En términos de los efectos e impactos de El Niño, Rau et al., nos presentan un análisis de la influencia de El Niño en las lluvias de la vertiente del Pacífico, proponiendo una herramienta de ‘regionalización’ de las precipitaciones. Por su parte, Morera, S., realiza un primer balance de la producción de sedimentos en la vertiente del Pacífico en los últimos 50 años y la influencia de El Niño. Los impactos de El Niño en el ecosistema del Santuario Natural Los



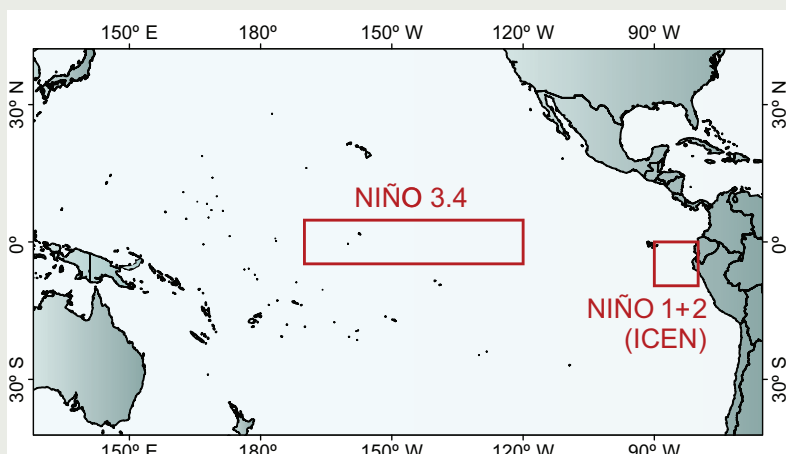
Manglares de Tumbes son sintetizados en Florez, D. Por otro lado, Rondanelli, R., documenta el rol del evento El Niño 2015-16, como factor clave para el desarrollo de fuertes precipitaciones en regiones hiperáridas como en el desierto de Atacama.

La influencia de El Niño en las precipitaciones en Sudamérica es documentada en Tedeschi, R., poniendo en evidencia cómo los diferentes tipos de El Niño afectan de manera diferenciada las regiones naturales del Perú. La variabilidad climática a escalas más cortas de tiempo (inferiores a los 90 días) y sus impactos en la precipitación y temperatura en Sudamérica son abordados en Osman y Alvarez. Asimismo, Juárez, M., analiza la influencia de El Niño y la predicción de rayos en el norte de Sudamérica. Por otro lado, la variabilidad de las temperaturas en el Océano Pacífico a escalas más largas de tiempo (decadal e interdecadal) es comentada en Farneti, R. Por su parte, Peña, M., comenta sobre los principales avances y perspectivas en sistemas numéricos de pronósticos estacionales del clima y la necesidad de su aplicación en el proceso de toma de decisiones.

Finalmente, Takahashi, B., realiza un análisis detallado de la importancia de la investigación en comunicación bajo un contexto de riesgos y desastres naturales, haciendo énfasis en la necesidad de considerar a la comunicación como a las otras áreas de la ciencia.

Estamos seguros que esta colección de trabajos permitirá al lector enriquecer su conocimiento sobre El Niño y sus impactos, y ayudará a una mejor comunicación de los resultados de investigaciones científicas hacia los tomadores de decisiones.

*Dr. Jhan Carlo Espinoza  
Investigador científico del  
Instituto Geofísico del Perú*



*El mapa muestra las dos regiones que definen los principales índices de temperatura superficial del mar utilizadas para monitorizar El Niño y La Niña. La región Niño 1+2 (90°-80°W, 10°S-0°), en la que se basa el Índice Costero El Niño (ICEN), se relaciona con impactos en la costa peruana, mientras que la región Niño 3.4 (5°S-5°N, 170°W-120°W) se asocia a impactos remotos en todo el mundo, incluyendo los Andes y Amazonia peruana.*

## Fenómeno El Niño: “Global” vs “Costero”

“El Niño” es un concepto confuso y generalmente ambiguo, ya que se refiere a un fenómeno multi-dimensional que cada vez se presenta en distinta manera. Si bien lograr una definición objetiva que satisfaga a todos parece casi imposible, es importante aclarar en lo posible los términos que se vienen usando para evitar malas interpretaciones. Con ese objetivo, este artículo es una actualización del escrito hace unos años (Takahashi, 2014) considerando algunos avances recientes en el conocimiento científico. Las ideas presentadas no reflejan necesariamente la posición oficial de la Comisión ENFEN.

### Historia de los conceptos

Primero, revisemos el origen del término. A finales del siglo XIX, el Boletín de la *Sociedad Geográfica de Lima* publicó un reporte de una fuerte contracorriente oceánica que en el año 1891 trajo aguas cálidas desde Ecuador hasta La Libertad y que probablemente fue la causante del excesivo calor y fuertes lluvias e inundaciones en la costa norte del Perú de ese año (Carranza, 1891). Poco después, se reconoció a esta como la “**corriente del Niño**”, llamada así por los marinos de Paita “*sin duda porque ella se hace más visible y palpable después de la Pascua de Navidad*” (Carrillo, 1892). Esto se volvió a presentar intensamente en el año 1925 y fue reportado en detalle por Murphy (1926), esta vez en inglés, denominando a la contracorriente simplemente como “**El Niño**”. Murphy observó ese año, no solo las altas temperaturas, lluvias e inundaciones, sino grandes trastornos en las poblaciones de peces y aves guaneras en la costa peruana.

Eventos con meses de duración, con presencia de aguas anormalmente cálidas y de lluvias intensas e inundaciones en la costa norte del Perú, típicamente también asociada a impactos en el ecosistema marino, ha llegado a ser conocido por los peruanos como el “**Fenómeno El Niño (FEN)**”.

Según Cushman (2004), el artículo de Murphy en *Geographical Review* fue el que dio a conocer a “El Niño” a nivel mundial. A raíz de esto, en 1929, el oceanógrafo alemán Berlage, quien habría conseguido copia de la cronología de las lluvias en Piura de Eguiguren (1894), reportó la correlación entre estas con las variaciones del llamado “índice de Oscilación Sur” (Walker, 1926). Este índice representa las variaciones de la presión atmosférica entre el Pacífico oriental y occidental y fue propuesto entre otros para el pronóstico del monzón de la India. Esta correlación indicaba que El Niño, la corriente oceánica cálida anormalmente fuerte, estaba conectado con una variación atmosférica de gran escala. Más adelante, Bjerknes (1969) explicó el mecanismo físico detrás de la interacción entre el océano y la atmósfera, estableciendo el concepto de “**El Niño-Oscilación Sur (ENOS)**” como un modo de variabilidad de gran escala, cuya fase cálida



**Ken Takahashi Guevara, Ph.D.**  
Investigador científico del Instituto Geofísico del Perú

Ph.D. en Ciencias Atmosféricas de la University of Washington, Seattle, EE.UU. y físico de la Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP). Actualmente es investigador científico en la Subdirección de Ciencias de la Atmósfera e Hidrosfera del Instituto Geofísico del Perú, y representa al IGP en el Comité Técnico del ENFEN. Recientemente su investigación está enfocada en entender las condiciones que favorecen la ocurrencia de eventos El Niño extremos, los procesos de interacción entre el océano y atmósfera, identificar la variabilidad a escala decadal en el Pacífico sureste.

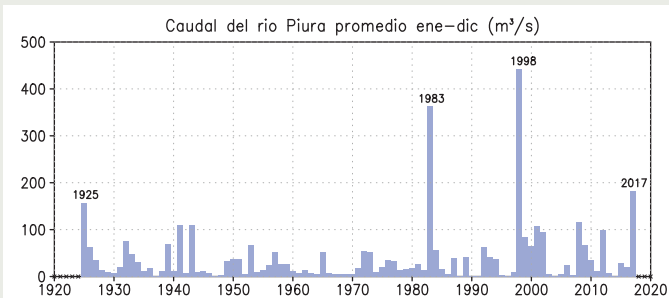


Figura 1: Caudal promedio anual (enero-diciembre) del río Piura en el Puente Sánchez Cerro. Los datos de 1925 fueron reconstruidos por Takahashi y Martínez (2016). Los datos de mayo-diciembre 2017 fueron completados con el promedio multianual.

puede ser llamada “**El Niño global**” dado que puede producir impactos remotos en todo el planeta pero cuyo calentamiento del mar no ocurre necesariamente en la costa de Perú sino en el Pacífico ecuatorial central. Como mostraron Deser y Wallace (1987), las variaciones asociadas a “El Niño”, medidas según la temperatura del mar en Puerto Chicama en La Libertad, y las del “índice de Oscilación Sur” tienen similitudes pero no son las mismas. Es decir, existen eventos “El Niño” que no coinciden con la fase correspondiente de la “Oscilación Sur” y viceversa.

### Eventos FEN muy fuertes

Hasta este punto debe haber quedado claro que tenemos que ser muy cuidadosos con la terminología. Según ENFEN (2012), “El Niño costero” implica que el mar está caliente frente a Perú independientemente de lo que ocurra con ENOS, pero tampoco considera si ocurren lluvias e inundaciones en la costa. Si tuviéramos que escoger uno de los conceptos anteriores por su relevancia en cuanto a lluvias e inundaciones, este tendría que ser el de FEN, independiente de si se relaciona con ENOS o no.

Según los impactos en la costa, principalmente por lluvias e inundaciones en la costa norte, los FEN más fuertes de los últimos cien años se presentaron en los años 1925, 1983, 1998, y el presente año 2017 (Woodman, 1985; Quinn et al., 1987; Takahashi, 2004; Douglas et al., 2009; Takahashi y Martínez, 2016). Esto se puede ilustrar con el promedio anual del caudal del río Piura, cuyos máximos valores en orden descendente se dieron en los años 1998, 1983, 2017 y 1925 (Fig. 1).

Los FEN muy fuertes de los años 1982-1983 y 1997-1998 correspondieron tanto a condiciones “El Niño costero” (ENFEN, 2012) como de “El Niño global”. Estos eventos fueron extraordinarios no solo por su intensidad sino por su patrón de calentamiento (Takahashi et al., 2011) y sus mecanismos físicos (Takahashi y Dewitte, 2016; Takahashi et al., 2017). El ENFEN ha denominado como “El Niño extraordinario” a estos dos eventos por su temperatura, pero para ser más explícitos en relación a sus impactos en cuanto a lluvias e inundaciones, en este artículo los llamaremos “FEN global”. Curiosamente, si bien el evento de 2015-2016 fue uno de los eventos “El Niño global” más intensos registrados, ya que no produjo intensas lluvias o inundaciones en la costa norte del Perú (L’Heureux et al., 2016), no calificaría como “FEN global”.

En cambio, en el 2017 hemos tenido un FEN muy fuerte, pero que no coincidió con “El Niño global”. Similar fue el caso del FEN de 1925 (Takahashi y Martínez, 2017), que más bien coincidió con “La Niña global” (la versión fría). El contraste de los patrones de calentamiento con los de los “FEN globales” es notable, ya que el calentamiento se dio solo frente a la costa de Sudamérica y no en el resto del Pacífico ecuatorial oriental o central (Fig. 2). El presente año, dado que la comunidad internacional no reconocía la presencia de El Niño (global), los medios de comunicación tomaron el término “El Niño costero” para referirse al FEN de 2017. Para ser coherentes con la definición del ENFEN y con lo mencionado arriba, lo correcto sería llamar a este tipo de evento como “FEN costero”, pero dado que el término “El Niño costero” ya se ha convertido en cultura popular, esta batalla probablemente está perdida, así que cuando no haya ambigüedad podríamos utilizar este último para referirnos al “FEN costero”.

## Predicción del FEN global y costero

ENOS es la principal fuente de predictibilidad climática a nivel global en escalas de tiempo interanual. La gran ventaja es que nos permite hacer pronósticos con varios meses de anticipación debido a que: 1) produce una señal dominante en varios lugares remotos del planeta (ej. Trenberth et al., 1998), incluyendo los Andes y Amazonía peruanos (ej. Lavado y Espinoza, 2014; Espinoza 2014; Silva 2014), 2) su dinámica es lenta, 3) se ha hecho muchísima investigación sobre esta, y 4) los modelos climáticos computacionales usados para su pronóstico han mejorado bastante. Su lentitud no se debe solo al tiempo que demoran las ondas Kelvin y Rossby ecuatoriales en

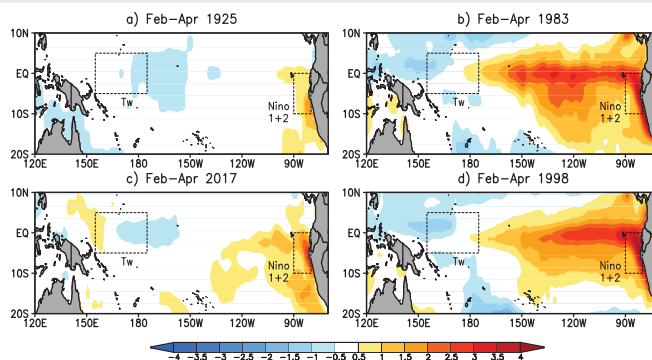


Figura 2. Anomalías de temperatura de la superficie del mar de febrero-abril (temporada de lluvia en la costa norte) durante los principales FEN de los últimos cien años: los eventos “El Niño costero” de a) 1925 y c) 2017, y los eventos “ENOS cálido” de b) 1983 y d) 1998.

cruzar el océano Pacífico (ej. Mosquera 2014) sino a la intensidad de los diferentes procesos que acoplan las variaciones atmosféricas y oceánicas (Neelin et al., 1998). Sin embargo, la región clave en la que la temperatura superficial del mar (TSM) afecta al funcionamiento de ENOS es la llamada Niño 3.4. El calentamiento de la costa peruana no es parte esencial de la dinámica de ENOS, aunque sí puede afectarlo (Takahashi y Martínez 2016; Dewitte y Takahashi 2016), pero también se han logrado avances para su pronóstico en el contexto de ENOS. En particular, hemos propuesto que si en agosto los vientos alisios del este en el Pacífico ecuatorial central se debilitan por debajo de un valor crítico, hay alta probabilidad de que se presente “El Niño global” con un fuerte calentamiento en la costa (Takahashi y Dewitte, 2016; Fig. 4). El pronóstico para enero de 2016 usando este método (estrella en la Fig. 4) se cumplió, ya que se observó el calentamiento dentro del rango probable (líneas punteadas en la Fig. 4) , pero este calentamiento costero no fue suficiente para producir las temidas lluvias intensas ya que el intenso calentamiento en el Pacífico central tuvo un efecto opuesto y dominante sobre las lluvias (L’Heureux et al., 2016; Takahashi y Martínez 2016). Más concretamente, el caudal del río Piura es estimado mejor usando como predictor la diferencia de TSM entre la región Niño 1+2 y la que llamamos Tw en el Pacífico central-occidental (Fig. 3c; Takahashi y Martínez 2016) que solo usando Niño 1+2 (Fig. 3a). Es decir, el río Piura no aumenta solo con el calentamiento de la costa sino también con el enfriamiento en el otro extremo del océano Pacífico y en el año 2016 más bien tuvimos un elevado calentamiento en Tw (Fig. 3b) que más bien resultó en un caudal reducido. Entonces, será necesario afinar mejor nuestros conocimientos para poder predecir en mayor detalle el patrón de calentamiento asociado al “FEN global”.

Muy diferente es el caso del “FEN costero”. El único estudio de su dinámica a la fecha se centra en el año 1925 (Takahashi y Martínez 2016), pero que tuvo muchas similitudes con el FEN del 2017. En ese estudio se identificó como principal mecanismo de crecimiento y mantenimiento del evento al debilitamiento de los vientos alisios del sur frente a la costa sudamericana en la región ecuatorial acoplado a un desarrollo intenso de la banda

lluviosa llamada Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) al sur del ecuador. Esta banda normalmente se encuentra al norte del ecuador, pero entre febrero y abril se puede presentar también una banda secundaria débil frente a la costa norte de Perú (Huaman y Takahashi, 2016). La interacción entre el debilitamiento de los vientos alisios del sur, la intensificación de la ZCIT sur, y el calentamiento superficial frente a Perú se puede dar a través del mecanismo llamado “wind-evaporation-SST (WES) feedback” (Xie y Philander 1994). Los vientos del sur débiles (o incluso del norte en 1925) resultaron en la reducción del enfriamiento por evaporación y el calentamiento superficial por radiación solar, además de permitir el ingreso de aguas cálidas del norte, o sea la “corriente del Niño” (Takahashi y Martínez 2016). Por estar asociado a un calentamiento de una capa de agua de unos 30 m (muy diferente a los más de 100 m durante los “FEN globales”) y a la respuesta de la circulación atmósfera local, la dinámica es bastante más rápida que la de ENOS y el calentamiento puede ocurrir en escala de semanas. Sin embargo, es posible que existan factores que permitan hacer la predicción de este tipo de eventos con más tiempo de anticipación. Por ejemplo, Yang y Magnúsdóttir (2016) indican que las condiciones frías y secas en el Pacífico ecuatorial central y cálidas, junto con lluviosas en el occidental, son necesarias para una ZCIT sur intensa, consistente con lo hallado para el río Piura (Takahashi y Martínez 2016; Fig. 3b). Por lo tanto, si se tiene condiciones de “La Niña global” hacia finales de año, hay mayor probabilidad del “FEN costero” en el verano siguiente. Otras condiciones fueron responsables de que los años 1925 y 2017 fueran tan intensos aún deben ser (y están siendo) investigadas.

1. “El Niño”: Evento climático de meses de duración, con altas temperaturas del mar en el Pacífico tropical central y/o oriental, dependiendo de quién lo defina.
2. “Corriente del Niño”: Contracorriente cálida estacional (verano) frente a la costa norte, que en ocasiones es más intensa.
3. “Fenómeno El Niño (FEN)”: Evento climático anómalo de meses de duración con altas temperaturas del mar y lluvias intensas en la costa norte del Perú. Este es el fenómeno original, descrito en el Perú a fines del siglo XIX.
4. “El Niño costero”: Evento climático anómalo con altas temperaturas del mar en la costa norte que puede coincidir con FEN y/o con El Niño global, pero no necesariamente. La definición operacional está en ENFEN (2012).
5. “El Niño en el Pacífico central”: Evento climático anómalo con altas temperaturas del mar en el Pacífico central que, en verano, puede producir sequías en los Andes como en el año 2010. La definición operacional está en ENFEN (2015).
6. “El Niño-Oscilación Sur (ENOS)”: Fenómeno climático océano-atmósfera a escala interanual en el Pacífico tropical y con efectos globales.
7. “El Niño global”: Fase ENOS cálida. Incluye a “El Niño en el Pacífico central”. Puede coincidir con FEN, pero no necesariamente.
8. “FEN costero”: FEN que no coincide con El Niño global por tener condiciones entre neutras y frías en el Pacífico central. Conocido informalmente también como “El Niño costero” (no confundir con el anterior). Los casos más notables fueron en 1925 y 2017.
9. “FEN global”: Conjunción de “El Niño global” y “FEN”. Los principales ejemplos son 1982-83 y 1997-98.

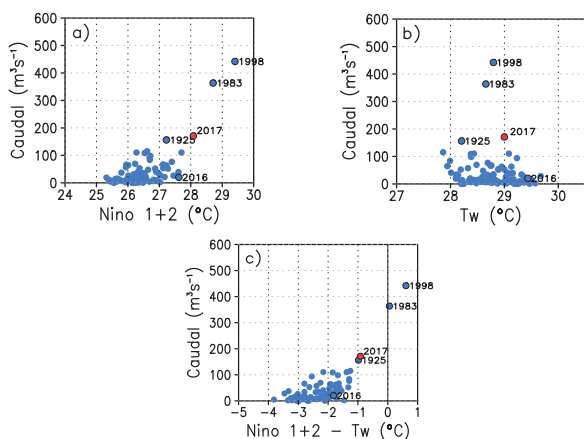


Figura 3. Caudal anual del río Piura vs la temperatura superficial del mar de febrero-marzo en a) la región Niño 1+2, b) la región Tw (155°W-180°, 5°S-5°N), y c) la diferencia entre estas regiones. La ubicación de las regiones se indica en la Fig. 2. (Adaptado de Takahashi y Martínez 2016, añadiendo los datos aproximados para el FEN 2017).

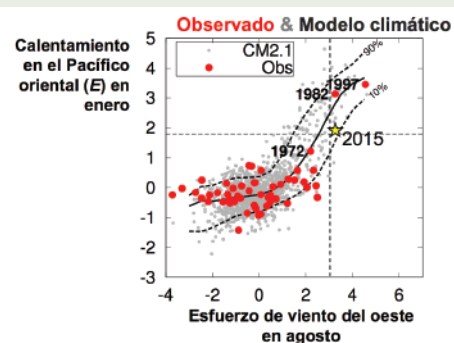


Figura 4. Índice E de calentamiento anómalo del Pacífico oriental en enero como función de la anomalía del esfuerzo zonal en el Pacífico central en el mes de agosto precedente (adaptado de Takahashi y Dewitte 2016). Los puntos grises son de una simulación larga con el modelo climático GFDL CM2.1 y las líneas punteadas indican los percentiles correspondientes de 10% y 90%. Los puntos rojos son datos observacionales (en algunos casos se indica el año correspondiente a agosto). El dato del evento El Niño 2015-16 fue añadido con una estrella y se puede considerar como validación independiente de este resultado.

## Glosario

Como un aporte final, aquí se presenta una propuesta personal del glosario que se espera podrá ayudar a diferenciar mejor los conceptos y términos relacionados con El Niño.

## Referencias

Bjerknes, J. (1969): Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97 (3), 163-172.

Carranza, L. (1891): Contra-corriente marítima, observada en Paíta y Pacasmayo. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, 1 (9), 344-345.

Carrillo, CN. (1892): Hidrografía oceánica. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, 2, 72-110.

Cushman, GT. (2004): *Enclave Vision: Foreign networks in Peru and the internationalization of El Niño research during the 1920s*. *History of Meteorology*, 1 (1), 65-74.

Deser, C., Wallace, JM. (1987): El Niño events and their relation to the Southern Oscillation, *Journal of Geophysical Research*, 92 (C13), 14189-14196.

Dewitte, B. y Takahashi, K. (2016): Diversity of moderate El Niño events evolution: role of air-sea interactions in the eastern tropical Pacific. *Climate Dynamics*, en revisión.

Douglas, M., Mejía, J., Ordinola, N., Boustead, J. (2009): Synoptic variability of rainfall and cloudiness along the coasts of northern Peru and Ecuador during the 1997-8 El Niño event, *Monthly Weather Review*, 137, 116-136, doi: 10.1175/2008MWR2191.1.

Eguiguren, V. (1894): Las lluvias en Piura. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, 4, 241-258

ENFEN, 2012: Definición operacional de los eventos El Niño y La Niña y sus magnitudes en la costa del Perú. *Nota Técnica ENFEN*, 3 pp.

ENFEN, 2015: Pronóstico probabilístico de la magnitud de El Niño costero en el verano 2015-2016. *Nota Técnica ENFEN 02-2015*, 7 pp.

Espinoza, J. C. (2014): Influencia de la variabilidad de los océanos Atlántico y Pacífico en la hidrología de la cuenca amazónica peruana. *Boletín Técnico El Niño – IGP*, 1 (9), 4-8.

Huaman, L., Takahashi, K. (2016): The vertical structure of the eastern Pacific ITCZs and associated circulation using the TRMM Precipitation Radar and in situ data. *Geophysical Research Letters*, 43, doi:10.1002/2016GL068835.

Lavado, W. S., Espinoza, J. C. (2014): Entendiendo los impactos de diferentes tipos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú. *Boletín Técnico El Niño – IGP*, 1 (3), 4-7.

L'Heureux, M., Takahashi, K., Watkins, AB., Barnston, A., Becker, EJ., Di Liberto, TE., Gamble, F., Gottschalck, J., Halpert, MS., Huang, B., Mosquera-Vásquez, K., Wittenberg, A. (2016): Observing and predicting the 2015-16 El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, doi:10.1175/BAMS-D-16-0009.1.

Mosquera, K. (2014): Ondas Kelvin oceánicas y un modelo oceánico simple para su diagnóstico y pronóstico. *Boletín Técnico El Niño – IGP*, 1 (1), 4-7.

Murphy, (1926): Oceanic and climatic phenomena along the west coast of South America during 1925. *Geographical Review*, 16 (1), 26-54.

Neelin, J., Battisti, DS., Hirst, AC., Jin, FF., Wakata, Y., Yamagata, T., Zebiak, S. (1998): ENSO theory. *Journal of Geophysical Research*, 103 (C7), 14261-14290.

Quinn, WH., Neal, VT., Antunez de Mayolo, SE. (1987): El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Journal of Geophysical Research*, 92 (C13), 14449-14461.

Silva, Y. (2014): La estacionalidad del impacto de El Niño en las lluvias en el Perú. *Boletín Técnico El Niño – IGP*, 1 (11), 4-7.

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. (2014): Variedades de El Niño. *Boletín Técnico El Niño – IGP*, 1 (2), 4-7.

Takahashi, K., Dewitte, B. (2016): Strong and moderate nonlinear El Niño regimes. *Climate Dynamics*, 46, 1627-1645, doi:10.1007/s00382-015-2665-3.

Takahashi, K., Karamperidou, C., Dewitte, B. (2017): A theoretical model of strong and moderate El Niño regimes, *Climate Dynamics*, en revisión.

Takahashi, K., Martínez, AG. (2016): The very strong coastal El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific. *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-017-3702-1, en prensa.

Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., Dewitte, B. (2011): ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letters*, 38, L10707, doi:10.1029/2011GL047364.

Trenberth, K., Branstator, G., Karoly, DJ., Kumar, A., Lau, NC., Ropelewski, CF. (1998): Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *Journal of Geophysical Research* 103 (C7), 14291-14324.

Walker, GT. (1926): Correlation in seasonal variations of weather, IX. A further study of world weather. *Memoirs of the India Meteorological Department*, 24, 275-332

Woodman, RF. (1985): Recurrencia del fenómeno del Niño con intensidad comparable a la del Niño 1982-1983. *Ciencia, Tecnología y agresión ambiental: El Fenómeno El Niño*, CONCYTEC, 301-332.

Xie, S., Philander, SGH. (1994): A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus*, 46A, 340-350

Yang, W., Magnusdottir, G. (2016): Interannual signature in daily ITCZ states in the east Pacific in boreal spring. *Journal of Climate*, 29 (22), 8013-8025, doi: 10.1175/JCLI-D-16-0395.1.

## Física del Fenómeno El Niño “Costero”

En un artículo previo (Takahashi, 2017) se propuso definir como Fenómeno El Niño (FEN) a aquellos eventos climáticos que calientan nuestra costa y generan lluvias intensas. Asimismo, se propuso clasificar a los FEN en dos tipos: “global” (por ej. 1982-1983 y 1997-1998) y “costero” (por ej. 1925, 2017). El tipo global es relativamente bien conocido, ya que corresponde a la fase cálida de El Niño-Oscilación Sur (ENOS), un fenómeno océano-atmósfera que tiene lugar en todo el Pacífico tropical, aunque existen mecanismos físicos que lo pueden hacer particularmente intensos en el Pacífico oriental (Takahashi y Dewitte, 2016; Takahashi et al., 2017). Sobre el tipo FEN costero hay pocos trabajos, pero se reconoce ahora que el viento del norte tiene un rol crucial para su desarrollo. Esto fue notado por Eguiguren (1894) y formulado más explícitamente por Schott (1931), según el cual durante el FEN:

*“...el conjunto de fenómenos meteorológicos predisponen para un trastorno del monzón seco SE con sustitución de vientos N y NW, cargados de lluvias, en la costa del Ecuador y del norte del Perú. De la misma manera, es fácil que una cantidad mayor o menor de agua cálida y de poca salinidad venga desde 5° lat. N, y aún más al Norte, para ocupar lugares que normalmente corresponden a la corriente del Perú. En estos casos, los vientos del Norte llevan las aguas hacia el Sur...”*



**Ken Takahashi Guevara, Ph.D**  
Investigador científico del Instituto Geofísico del Perú

Ph.D. en Ciencias Atmosférica de la University of Washington, Seattle, EE.UU. y físico de la Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP). Actualmente es investigador científico en el Instituto Geofísico del Perú y representa al IGP en el Comité Técnico del ENFEN. Recientemente su investigación está enfocada en entender las condiciones que favorecen la ocurrencia de eventos El Niño extremos, los procesos de interacción entre el océano y la atmósfera, identificar la variabilidad a escala decadal en el Pacífico sureste.

En este artículo se presentará una breve síntesis de los resultados más recientes que brindan nuevas luces sobre este tipo de fenómeno.

### La Zona de Convergencia Intertropical

Una de las características más notables de la distribución de la precipitación en el Pacífico oriental es la existencia de la banda zonal (oeste-este) angosta (ancho de unos cientos de km) conocida como la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) en la cual convergen los vientos alisios del noreste y sudeste, siendo estos últimos los que casi permanentemente soplan a lo largo de nuestra costa. Esta banda además se encuentra normalmente al norte de la línea ecuatorial, aproximadamente sobre las aguas más cálidas, lo cual se ha atribuido en

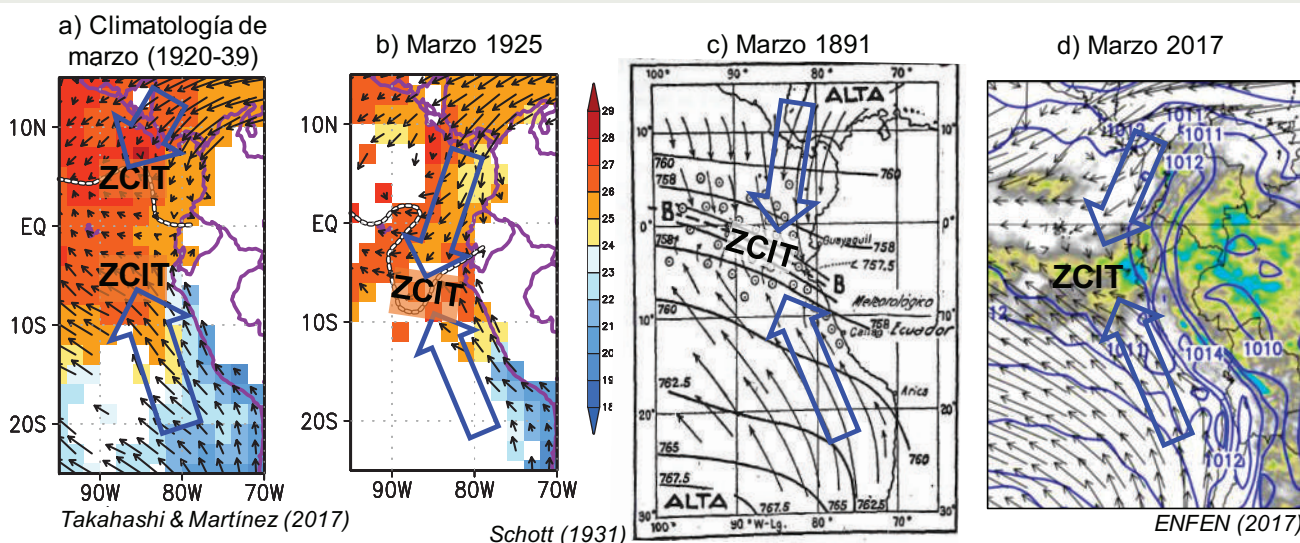


Figura 1. Vientos superficiales en marzo para condiciones a) climatológicas y los FEN costeros de los años b) 1925 (Takahashi & Martínez, 2017), c) 1891 (Schott, 1931), y d) 2017 (ENFEN, 2017). Se indica la posición aproximada de la ZCIT. Los colores representan la TSM (°C) en los paneles a) y b), y la precipitación en el panel d).



# Física del Fenómeno El Niño “Costero”

Takahashi, K.

parte a la ocurrencia del afloramiento costero frente a Perú que inhibe las lluvias (Philander et al., 1996; Woodman y Takahashi, 2014), así como a la presencia de los Andes, que fuerza el descenso de aire seco frente a Sudamérica que enfría el mar e inhibe también la lluvia (Takahashi y Battisti, 2006). Estacionalmente la ZCIT se desplaza al norte y al sur, siguiendo aproximadamente la ubicación de las aguas más cálidas que a su vez refleja las variaciones en la radiación solar. Sin embargo, aproximadamente entre febrero y abril, la temperatura superficial del mar (TSM) frente a Sudamérica alcanza un valor suficientemente alto para permitir la ocurrencia de lluvias fuertes y la formación de una segunda banda de lluvia de la ZCIT aproximadamente a la latitud de Piura, aunque débil y alejada de la costa, mientras otra similar también se observa al norte del ecuador a latitudes similares (Huaman y Takahashi, 2016; Figura 1a). La ubicación e intensidad de la(s) ZCIT están íntimamente relacionadas con la celda de circulación atmosférica de Hadley, que consiste en los vientos alisios hacia la región ecuatorial cerca de la superficie, el ascenso en la ZCIT, el flujo hacia los polos en niveles superiores, y el descenso del aire en la región subtropical (Figura 2). Durante los FEN costeros; como los de los años 1891, 1925 y 2017 (Figura 1b-d); la banda sur de la ZCIT es más intensa y se extiende hacia el continente, mientras que la banda norte puede desaparecer, y los alisios del noreste se fortalecen, a la vez que la TSM aumenta al sur del ecuador y puede ser mayor que al norte (Takahashi & Martinez, 2017; ENFEN, 2017).

## La retroalimentación viento- evaporación-TSM

La teoría fundamental para entender la interacción océano-atmósfera que puede dar lugar a los eventos FEN costeros es la llamada retroalimentación viento- evaporación-TSM (WES por sus siglas en inglés) propuesta por Xie & Philander (1990). Para esto, consideremos nuevamente la celda de Hadley, cuya rama de ascenso (la ZCIT) se esperaría alrededor de la línea ecuatorial donde la radiación es máxima en promedio. Sin embargo, aún si no tuviéramos el afloramiento costero peruano o los Andes, debido al proceso de afloramiento ecuatorial producido por los vientos del este, la TSM en la línea ecuatorial es mínima relativa a las latitudes cercanas, lo cual impide que la ZCIT se forme sobre esta. La excepción es durante eventos FEN globales extremos como los de 1982-1983 y 1997-1998, en los que la TSM en la línea ecuatorial es suficientemente alta para mantener a la lluvia ahí (Takahashi & Dewitte, 2016). El mecanismo WES es de retroalimentación positiva, es decir que si partiéramos de una situación idealizada simétrica con respecto al ecuador; con una banda ZCIT de igual intensidad sobre las mismas TSMs, y ningún factor que rompa la simetría (afloramiento costero, Andes, etc.; Figura 3a); y si por alguna razón en uno de los hemisferios, digamos que en el sur (pero el norte también serviría), la ZCIT se intensificará o la TSM aumentará ligeramente, entonces esto último generaría una intensificación de la celda de Hadley y los vientos alisios provenientes del hemisferio norte (Figura 3b), donde estos vientos producirían un aumento de la evaporación y, como consecuencia,

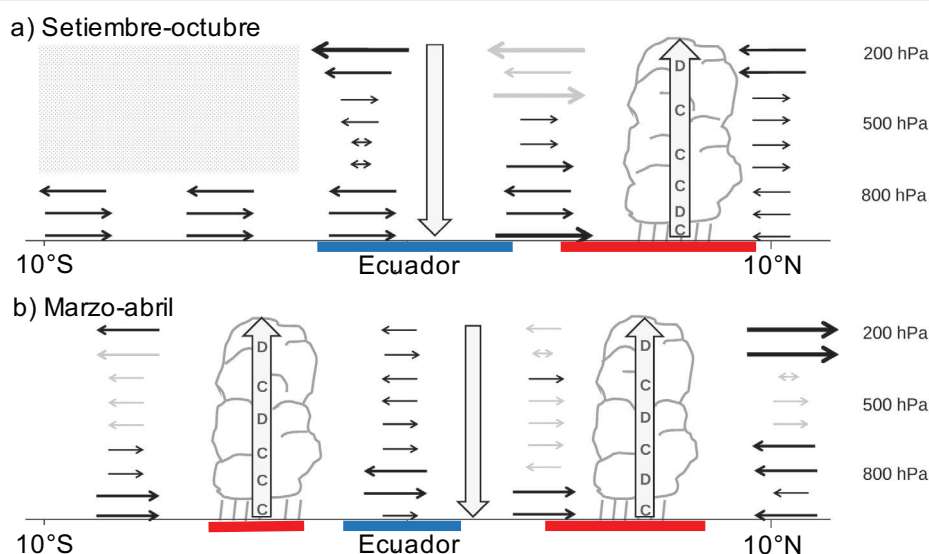
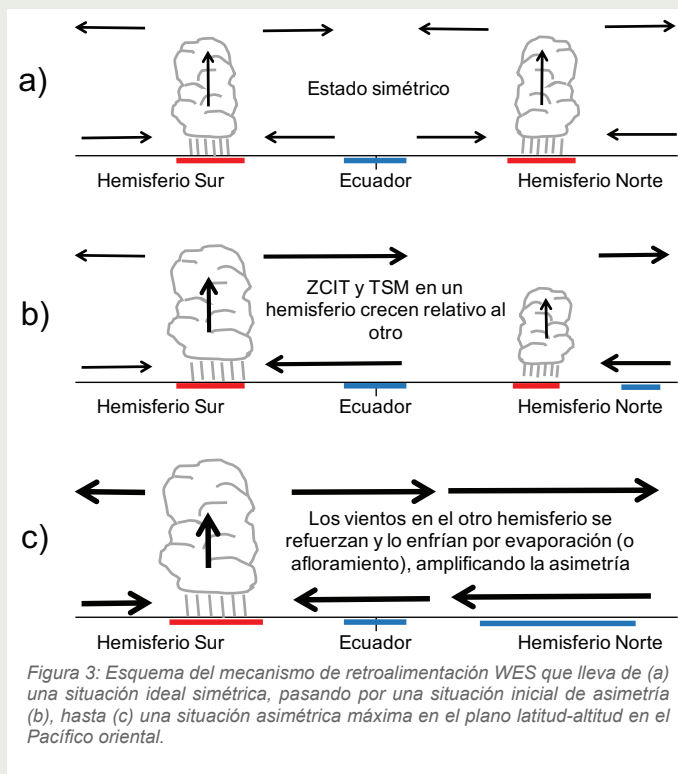


Figura 2: Esquema de la circulación atmosférica climatólogica observada en el plano latitud-altura a lo largo de 95°W para a) setiembre-octubre y b) marzo-abril (adaptado de Huaman y Takahashi, 2016). Los colores rojo y azul indican TSM cálida y fría, respectivamente.

la reducción en la TSM en el hemisferio norte, en forma equivalente a cuando soplamos sobre una taza de café para enfriarlo. Por lo tanto, la ZCIT en el hemisferio norte se debilitaría, lo cual reforzaría la intensificación de los vientos alisios hacia el hemisferio sur, amplificando la ZCIT en este (Figura 3c).



## Mecanismos oceánicos

Si bien aún no se sabe con exactitud cuál es el mecanismo oceánico responsable del calentamiento, el análisis de los eventos FEN costeros de 1925 (Takahashi y Martínez, 2017) y 2017 (ENFEN, 2017) indica que el calentamiento ocurrió en una capa superficial somera, con profundidades del orden de solo 20-40 m, mucho menor que durante los eventos FEN globales y que este calentamiento no estuvo asociado a la profundización de la termoclina. Esto último, así como otros datos complementarios, nos dicen que en ninguno de estos eventos se observó un rol importante de ondas Kelvin ecuatoriales cálidas. Por otro lado, la poca profundidad de la capa en cuestión nos dice que si el calentamiento fuera local como consecuencia de los flujos de energía a través de la interfaz océano-atmósfera, entonces podría ocurrir en forma relativamente rápida. Esto es consistente con lo abrupto del aumento de la TSM, que en la costa de La Libertad ascendió de 17°C a 27°C en solo dos semanas a partir de mediados de enero (Figura 4; ENFEN, 2017).

En la costa norte, hay evidencia de la Corriente del Niño en 1891, 1925 y 2017. En 1891, Carranza (1891) reportó restos de cocodrilos de Tumbes en La Libertad, mientras que en 1925 además se contó con mediciones de corrientes del norte (Murphy 1926; Zorell, 1929), aunque Takahashi y Martínez (2017) también proponen que el calentamiento abrupto pudiera deberse al colapso del frente de afloramiento hacia la costa, es decir que las aguas frías de afloramiento sean reemplazadas por aguas cálidas del oeste. En el 2017 se notó la presencia de Aguas Ecuatoriales Superficiales frente a Paita, lo cual es también una indicación de la Corriente del Niño (ENFEN, 2017).

## ¿Predictores?

En enero de 2017, el debilitamiento de los vientos alisios del SE pudo haber sido el gatillo que inició el evento FEN (ENFEN, 2017). Sin embargo, este tipo de eventos meteorológicos no son inusuales, pero habían pasado 92 años desde el FEN de 1925 sin que se repita algo similar. Esto sugiere que la ocurrencia de estos FEN costeros se deben a la conjunción de más de varios factores. En particular, es posible que el mecanismo WES haya sido más inestable en 2017 que en otros años y el evento meteorológico que debilitó los alisios del SE ocurrió en el momento justo para gatillarlos. Si bien esos eventos meteorológicos no son predecibles con meses de anticipación, es posible que las condiciones que hicieran al sistema océano-atmósfera más susceptible sí lo sean. Takahashi y Martínez (2017) proponen que las condiciones de La Niña en el Pacífico central son favorables para el FEN costero ya que desestabilizan la atmósfera al enfriar la tropósfera tropical (Jauregui y Takahashi, 2017), así como las anomalías de viento del oeste en niveles altos que traen humedad al Pacífico oriental. Por otro lado, resultados preliminares indican que la presencia de anomalías oceánicas cálidas frente a la costa norte de Chile y sur de Perú es un predictor útil del FEN costero, sin embargo, el mecanismo físico exacto que los conecta no es totalmente claro. Se advierte que no es que esta anomalía cálida se desplace desde el sur a la costa norte, sino que más bien la conexión podría ser atmosférica. Si bien estos resultados ya nos dan algunos elementos que se pueden usar para la predicción del próximo FEN costero, aún es necesario realizar investigación científica más profunda que permita entender mejor los mecanismos físicos y tener una mayor confianza en que los pronósticos cuentan con una base sólida, de tal manera que no tendremos otras sorpresas negativas en el futuro.

# Física del Fenómeno El Niño “Costero”

Takahashi, K.

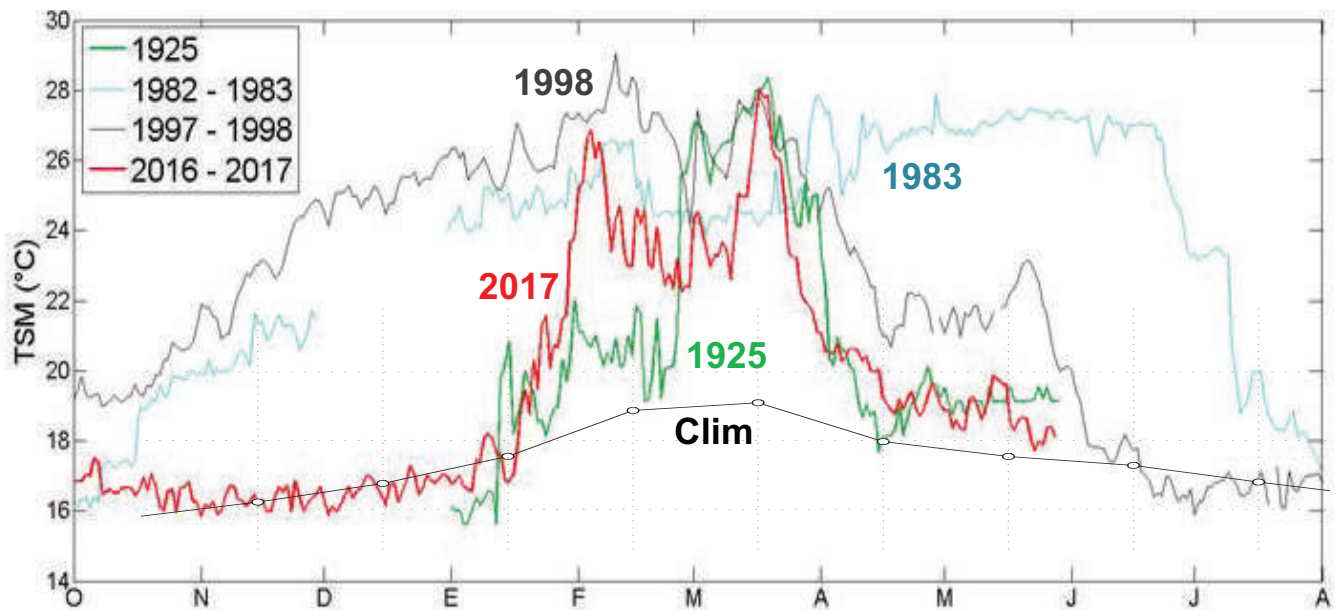


Figura 4: Temperatura superficial del mar diaria en Puerto Chicama (7°S) durante los eventos FEN de mayor impacto en el último siglo y su climatología mensual. Adaptado de ENFEN (2017).

## Referencias

Eguiguren V., 1894: Las lluvias en Piura. *Bol Soc Geogr Lima* 4:241–258

ENFEN, 2017: El Niño Costero 2017. Informe Técnico Extraordinario N°001-2017/ENFEN, 31 pp.

Jauregui, Y. R., Takahashi, K., 2017: Simple physical-empirical model of the precipitation distribution based on a tropical sea surface temperature threshold and the effects of climate change. *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-017-3745-3

Philander, S. G. H., Gu, D., Lambert, G., Li, T., Halpern, D., Lau, N. C., Pacanowski, R. C., 1996: Why the ITCZ is mostly north of the equator. *Journal of Climate*, 9(12), 2958-2972.

Schott, G., 1931: Der Peru-Strom und seine nördlichen Nachbargebiete in normaler und anormaler Ausbildung. *Ann Hydrogr Mar Meteor* 59, 161–169, 200–213, 240–257. Traducido al español en *Bol. Cia. Admin. Guano* (1933), IX, 3–4, 65–110.

Takahashi, K. 2017: Fenómeno El Niño: “Global” vs “Costero”. *Boletín Técnico El Niño – IGP*, 4 (4), 4-7.

Takahashi, K., Battisti, D. S., 2007: Processes controlling the mean tropical Pacific precipitation pattern. Part I: The Andes and the eastern Pacific ITCZ. *Journal of Climate*, 20(14), 3434-3451.

Takahashi, K., Dewitte, B. 2016: Strong and moderate nonlinear El Niño regimes. *Climate Dynamics*, 46, 1627-1645, doi:10.1007/s00382-015-2665-3.

Takahashi, K., Karamperidou, C., Dewitte, B. 2017: A theoretical model of strong and moderate El Niño regimes, *Climate Dynamics*, en revisión.

Takahashi, K., Martínez, AG. 2016: The very strong coastal El Niño in 1925 in the far-eastern Pacific. *Climate Dynamics*, doi: 10.1007/s00382-017-3702-1

Xie, S.-P., Philander, S. G. H., 1994: A coupled ocean-atmosphere model of relevance to the ITCZ in the eastern Pacific. *Tellus*, 46A, 340-350

# La distribución de las lluvias en la vertiente del Pacífico peruano y su relación con El Niño

## Introducción

En 1892, se difundió la primera observación documentada de la corriente costera “El Niño”, denominada por aquel entonces: “Contracorriente marítima en Paita y Pacasmayo” (Carranza, 1892) y donde se intentaba explicar las lluvias torrenciales acaecidas en 1891. Un siglo y cuarto después, aun continúa el reto de poder comprender el efecto de este fenómeno sobre las lluvias a diferentes escalas de espacio y tiempo, especialmente en regiones del planeta como la Vertiente del Pacífico Peruano (VPP), donde sus efectos son experimentados frecuentemente. En el presente artículo se responde a preguntas comunes sobre la distribución de las lluvias en la VPP y el impacto del Fenómeno El Niño o ENSO (El Niño Oscilación del Sur en inglés), basándose en una revisión del estado del arte en la temática, las metodologías y los nuevos aportes.

## ¿Cómo se distribuyen las lluvias en la VPP?

El estudio del régimen de la precipitación siempre ha estado ligado a los registros de medición *in-situ*, efectuados en el Perú por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI). La medición *in-situ* se considera como una fuente confiable bajo condiciones geográficas óptimas y/o con una densa red de estaciones. Aunque las estaciones de medición generalmente no se ubican en las zonas más representativas de un valle interandino, es válido el empleo de técnicas de regionalización para la identificación de zonas aproximadamente homogéneas que engloben variables en zonas sin medición y cuyas series de tiempo asociadas, ofrecen una señal más limpia para el estudio del ENSO (sin influencia de patrones de circulación a nivel de estación).

A nivel interanual, un primer trabajo de regionalización en la VPP (Rau et al., 2017) para el periodo 1964-2011 consistió en un procedimiento iterativo a dos etapas, empleando dos métodos clásicos: la clusterización particional k-means (Hartigan y Wong, 1979) con su evaluación por perfiles; y el vector regional (Brunet-Moret, 1979) con su evaluación por índices estadísticos.



**Pedro Rau, M.Sc**  
Laboratorio Géosciences Environnement  
Toulouse (GET, Francia)

Candidato a doctor en Hidrología de la Université Toulouse III Paul Sabatier (Francia). Magister en ciencias en Hidrología y Medio Ambiente del Institut National Polytechnique de Toulouse (Francia), en Recursos Hídricos de la Universidad Nacional Agraria La Molina (Perú) e Ingeniero Civil de la Universidad Nacional de Ingeniería (Perú). Es autor de artículos publicados en revistas arbitradas y su principal interés de investigación es la hidroclimatología de la vertiente del Pacífico peruano y la hidrología de zonas áridas y semi-áridas.

### Luc Bourrel, Ph.D.

Investigador del Institut de Recherche pour le Développement  
Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse

### Boris Dewitte, Ph.D.

Investigador del Institut de Recherche pour le Développement  
Laboratoire d'Études en Géophysique et Océanographie  
Spatiales

### David Labat, Ph.D.

Professor de la Université Toulouse III Paul Sabatier  
Laboratoire Géosciences Environnement Toulouse

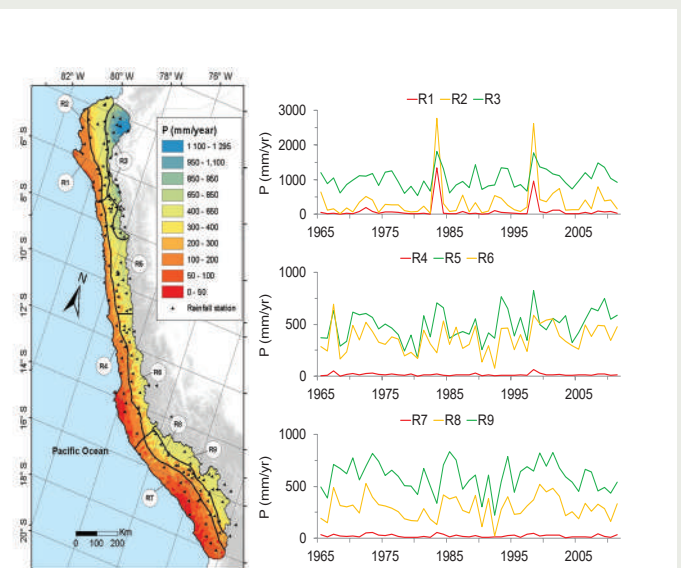


Figura 1. Las nueve regiones de precipitación homogénea en la VPP y las series asociadas. (Modificado de Rau et al., 2017).

# La distribución de las lluvias en la vertiente del Pacífico peruano y su relación con El Niño

Pedro R., Luc B., Boris D., David L.

Esta combinación hizo posible asimilar el comportamiento no-estacionario y no-Gaussiano de las series de precipitación en las 145 estaciones analizadas. La Figura 1 muestra esta distribución en 9 regiones marcadas por un gradiente latitudinal y altitudinal, así como sus series interanuales. Estas regiones también representan a 9 zonas climáticamente homogéneas. Cabe señalar, que se aprecia una tendencia temporal ascendente para las zonas altas del norte (R3 y R5), siendo significativa para R5 con un incremento anual de ~30 mm/década.

## El niño y las lluvias ¿hacia un efecto oscilante y cambiante?

El efecto del ENSO sobre las lluvias en la VPP generalmente ha estado asociado a fuertes eventos que modifican las condiciones áridas, semi-áridas de la región (Woodman y Takahashi, 2014) y en especial asociado a los dos eventos extremos de 1982/1983 y 1997/1998 de consecuencias desastrosas debido a las inundaciones y sequías. Actualmente, se tiene documentado dos tipos de eventos El Niño: El Niño del Pacífico Este que corresponde a fuertes anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico ecuatorial Oriental (El Niño EP, interpretado por el índice E) y El Niño del Pacífico Central (Niño Modoki) que corresponde a anomalías cálidas de la TSM en el Pacífico ecuatorial Central (El Niño CP, interpretado por el índice C como la variabilidad de eventos moderados o La Niña) (ver Ashok et al., 2007; Takahashi et al., 2011). Los índices E y C presentan similitudes a los índices clásicos NIÑO 1+2 (90°-80°W, 10°S-0°) y NIÑO 4 (160°E-150°W, 5°S-5°N) respectivamente en su relación con las lluvias (Bourrel et al., 2015).

Los estudios que intentan explicar la relación ENSO/lluvia en la VPP se listan a continuación: Horel y Cornejo-Garrido (1986), Goldberg et al. (1987), Tapley y Waylen (1990), Takahashi (2004), Lagos et al. (2008), Lavado et al. (2012), Lavado y Espinoza (2014), Bourrel et al. (2015), Segura et al. (2016), Rau et al. (2017), los cuales podrían clasificarse en dos enfoques: el enfoque físico, orientado a revelar el proceso océano-atmósfera-continente de la relación ENSO/lluvia; y el enfoque de impactos, orientado a revelar la evolución de la relación ENSO/lluvia. Un enfoque mixto va entrando en escena (Sanabria et al., 2015; Segura et al., 2016), el cual permite complementar la temática de pronóstico, así como se desarrolla en países de la región como Ecuador (Recalde-Coronel et al., 2014; Pineda y Willems, 2016; Vicente-Serrano et al., 2016; de Guenni et al., 2016).

Los estudios con el enfoque de impactos revelan dos aportes principales: a) la periodicidad decenal de las lluvias y de la relación ENSO/lluvia, b) el grado de influencia de la variabilidad del océano Pacífico y la inversión de la relación ENSO/lluvia en las últimas décadas.

La periodicidad puede ser estudiada con el método de las ondeletas (ver Labat, 2005 para una explicación completa, ver Bourrel et al., 2015 para su aplicabilidad en la relación ENSO/lluvia, ver Sivakumar, 2017 para un repaso de métodos modernos aplicables a series de tiempo no lineales), la cual reveló que las regiones de lluvia en la VPP presentan una frecuencia cuasi-decenal (entre 8 y 16 años de frecuencia), así como su relación con los índices E y C, corroborando la variación de baja frecuencia del ENSO y lluvias (Rau et al., 2016).

Sobre el grado de influencia de la variabilidad del océano Pacífico, la VPP presenta una mayor significancia en el superávit de lluvia en las regiones bajas del norte y su relación con El Niño EP (con un 66% de covarianza y un coeficiente de correlación de 0.6); y de déficit de lluvia en las regiones altas con El Niño CP (con una covarianza del 23% y un coeficiente de correlación de 0.5), asimismo sin encontrar una relación directa con la TSM del Atlántico (Rau et al., 2017). Sin embargo, si durante las últimas décadas El Niño CP se presenta cada vez más frecuente con respecto a El Niño EP (Lee y McPhaden, 2010) ¿Cómo explicar la tendencia ascendente de lluvia en algunas regiones de la VPP mostrado en la Figura 1?

Remitiéndose al estudio de Bourrel et al. (2015) que abarcó una parte de la VPP (de Tumbes a Ica), mostraron un cambio notorio de la relación ENSO/lluvia a partir de la década del 2000. Este cambio se observa en la Figura 2, considerando las regiones de la Figura 1. La relación directa entre el índice E (para el periodo Septiembre a Febrero) y las lluvias anuales (Figura 2a) es significativa (correlaciones móviles en coloración rojo) debido a los Niños extremos de 1982/1983 y 1997/1998. También, se aprecia una relación inversa (correlaciones móviles en coloración azul) para las regiones del sur durante el evento de 1982/1983 y que resulta interesante notar su influencia para las regiones del norte en las últimas décadas. A partir del 2000, este cambio se aprecia mejor sin incluir los eventos extremos para ambos índices E y C (Figura 2b y 2c). Las correlaciones E/lluvia y C/lluvia siguen una tendencia negativa más acentuada en las regiones del norte y sur respectivamente.

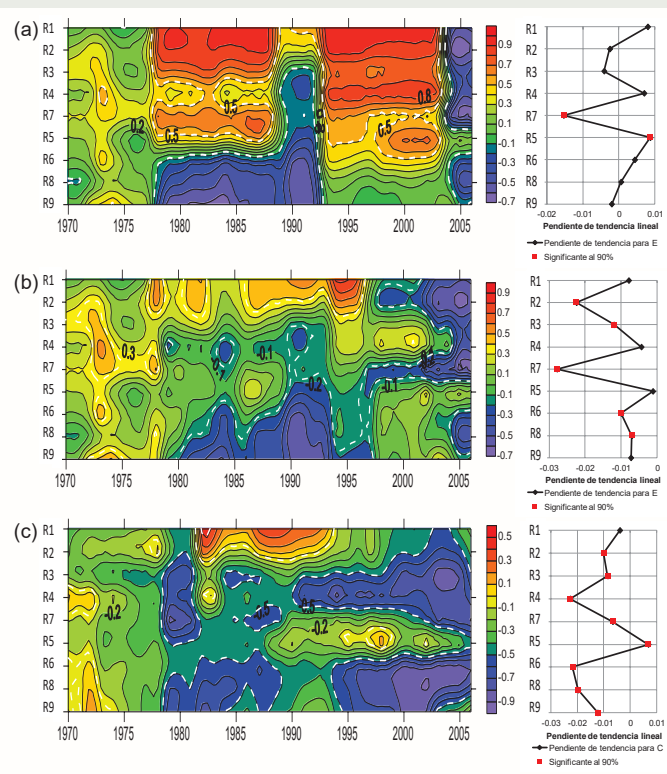


Figura 2. Coeficientes de correlación móvil para 11 años (izquierda) entre índices ENSO y la precipitación anual en cada región (áreas significativas al 90% mediante una prueba-t, encerradas entre líneas blancas discontinuas). Pendiente de la tendencia lineal (derecha) de la correlación móvil (puntos rojos significativos al 90% mediante una prueba-t. a) con el índice E, b) con el índice E (sin incluir los eventos extremos de 1982/1983 y 1997/1998) c) con el índice C (sin incluir los eventos extremos de 1982/1983 y 1997/1998). (Rau et al., 2016).

lluvias. No obstante, esto se complementa con la pregunta 2, es decir esta relación inversa también se asocia con el Pacífico Central. Lo anterior verificaría la influencia de los periodos comprendidos entre los dos saltos climáticos documentados: de 1976 (Miller et al., 1994) y la del 2000 (Tsonis et al., 2007), los cuales modularían el comportamiento del ENSO a escala global (Trenberth y Stepaniak, 2001). Las covarianzas asociadas a los dos modos del Pacífico, no responden al 100% de la variabilidad de las lluvias en la VPP, con lo cual las tendencias de R3 y R5 mencionado al principio, se debería a una combinación de efectos asociado a componentes regionales como por ejemplo procesos atmosféricos regionales (influencia de la oscilación Madden y Julian en las zonas altas del norte, Bourrel et al., 2015) y el transporte de humedad desde la cuenca Amazónica no estudiado hasta la fecha.

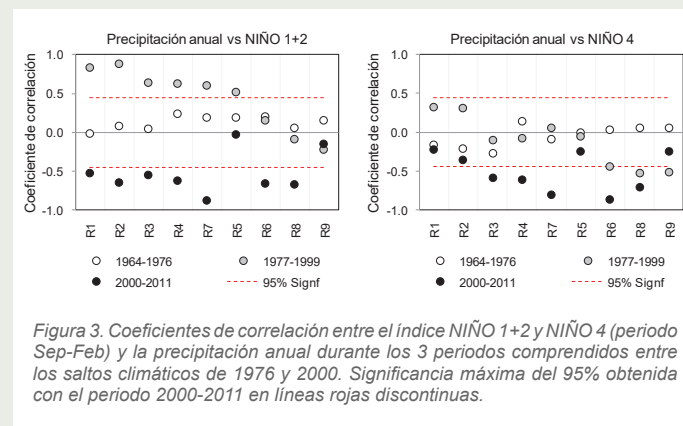


Figura 3. Coeficientes de correlación entre el índice NIÑO 1+2 y NIÑO 4 (periodo Sep-Feb) y la precipitación anual durante los 3 periodos comprendidos entre los saltos climáticos de 1976 y 2000. Significancia máxima del 95% obtenida con el periodo 2000-2011 en líneas rojas discontinuas.

Esto conlleva a las siguientes preguntas sobre lo que viene sucediendo en las últimas décadas 1) ¿Frente a un calentamiento/enfriamiento cerca a las costas, hay una menor/mayor precipitación anual? 2) ¿Frente a un calentamiento/enfriamiento del Pacífico Central, hay una menor/mayor precipitación anual? La Figura 3 muestra esta relación entre el calentamiento en el Pacífico Tropical y las lluvias en las regiones, a través de los índices NIÑO 1+2 ubicado cerca de nuestra costa norte y NIÑO 4 en el Pacífico Central, corroborando esta inversión en las correlaciones durante 2000-2011.

Conociendo que hay límites del calentamiento de la TSM alrededor de los  $\sim 26^{\circ}\text{C}$  que si es superado, se espera que llueva más (Takahashi, 2004; Woodman y Takahashi, 2014) con repercusión a nivel anual, es válido afirmar que a partir del 2000, El Niño está asociado a anomalías débiles de la TSM a lo largo de la costa peruana sin alcanzar los  $26^{\circ}\text{C}$ , observándose esta relación inversa entre el índice NIÑO 1+2 y las

Hasta este nivel es válido afirmar que desde los años 2000, se viene experimentando un periodo de cambio en la relación ENSO/lluvia en la VPP, quedando mucho trabajo de investigación en perspectiva, como la identificación y documentación de estas oscilaciones decenales ligadas a la teleconexión climática y el estudio de los mecanismos atmosféricos y oceánicos asociados. Actualmente estos mecanismos representan un reto en su comprensión debido a que los modelos climáticos muestran un gran sesgo en esta región asociado a un calentamiento (Takahashi, 2015). También, los mecanismos asociados a los eventos extremos de lluvia dependen de los tipos de El Niño, lo cuales son simulados de forma disímil por los modelos climáticos, proyectando finalmente una gran incertidumbre sobre la futura evolución de las lluvias en países como el Perú.

# La distribución de las lluvias en la vertiente del Pacífico peruano y su relación con El Niño

Pedro R., Luc B., Boris D., David L.

## Referencias

- Ashok, K., S. K. Behera., S. A. Rao (2007): *El Niño Modoki and its possible teleconnection*, *Journal of Geophysical Research*, 112, C11007.
- Bourrel, L., P. Rau., B. Dewitte (2015): *Low-frequency modulation and trend of the relationship between ENSO and precipitation along the northern to centre Peruvian Pacific coast*, *Hydrological Processes*, 29(6), 1252–1266.
- Brunet-Moret, Y. (1979): *Homogénéisation des précipitations*. Cahiers ORSTOM. Serie Hydrologie, 16, 3-4.
- Carranza, L. (1892): *Contra-corriente marítima en Paita y Pacasmayo*. Boletín Sociedad Geográfica de Lima, 1, 9, 344-345, Peru.
- de Guenni, L. B., M. García., Á. G. Muñoz (2016): *Predicting monthly precipitation along coastal Ecuador: ENSO and transfer function models*, *Theoretical and Applied Climatology*, 1-15, doi:10.1007/s00704-016-1828-4
- Goldberg, R. A., G. Tisnado., R. A. Scofield (1987): *Characteristics of extreme rainfall events in north-western Peru during the 1982–1983 El Niño period*, *Journal of Geophysical Research*, 92, C14 225–241.
- Hartigan, J. A., M. A. Wong (1979): *Algorithm AS 136: A K-means clustering algorithm*, *Journal of the Royal Statistical Society, Series C* 28(1), 100-108.
- Horel, J. D., A. G. Cornejo-Garrido (1986): *Convection along the coast of northern Peru during 1983: Spatial and temporal variation of clouds and rainfall*, *Monthly Weather Review*, 114, 2091–2105.
- Labat, D. (2005): *Recent advances in wavelet analyses: Part 1. A review of concepts*, *Journal of Hydrology*, 314-1, 275-288.
- Lagos, P., Y. Silva., E. Nickl., K. Mosquera (2008): *El Niño – related precipitation variability in Peru*, *Advances in Geosciences*, 14, 231–237, 2008.
- Lavado, W. S., J. Ronchail., D. Labat (2012): *Basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969–2004): Pacific, Titicaca and Amazonas drainages*, *Hydrological Sciences Journal*, 57(4), 1–18.
- Lavado, W., J. C. Espinoza (2014): *Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Peru*, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 29, 171 – 182.
- Lee, T., M. McPhaden (2010): *Increasing intensity of El Niño in the central equatorial Pacific*, *Geophysical Research Letters*, 37, L14603, <http://doi.org/10.1029/2010GL044007>.
- Miller, A., D. Cayan., T. Barnett (1994): *The 1976–77 climate shift of the Pacific Ocean*, *Oceanography*, 7, 21–26.
- Pineda, L. E., P. Willems (2016): *Multisite Downscaling of Seasonal Predictions to Daily Rainfall Characteristics over Pacific – Andean River Basins in Ecuador and Peru Using a Nonhomogeneous Hidden Markov Model*, *Journal of Hydrometeorology*, <http://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0040.1>.
- Rau, P., L. Bourrel., D. Labat (2016): *Variación de baja frecuencia y tendencias en la relación entre el Fenómeno El Niño y las precipitaciones en la Vertiente del Pacífico Peruano*, XXVII Congreso Latinoamericano de Hidráulica, Perú.
- Rau, P., L. Bourrel., D. Labat (2017): *Regionalization of rainfall over the Peruvian Pacific slope and coast*, *International Journal of Climatology*, 37(1), 143-158.
- Recalde-Coronel, G. C., A. G. Barnston., Á. G. Muñoz (2014): *Predictability of December–April rainfall in coastal and Andean Ecuador*, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 53(6), 1471-1493.
- Sanabria, J., L. Bourrel., B. Dewitte (2015): *On the evolution of precipitation during extreme El Niño events along the coast of Peru*, 11th ISCHMO International Conference on Southern hemisphere Meteorology and Oceanography, Chile.
- Segura, H., J. C. Espinoza., K. Takahashi (2016): *Evidencing decadal and interdecadal hydroclimatic variability over the Central Andes*, *Environmental Research Letters*, 11(9), 1–8. <http://doi.org/10.1088/1748-9326/11/9/094016>.
- Sivakumar, B. (2017): *Modern Nonlinear Time Series Methods*. Chaos in Hydrology, Springer Netherlands, 111-145 pp.
- 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., A. Montecinos., K. Goubanova., B. Dewitte (2011): *ENSO regimes: reinterpreting the canonical and Modoki Niño*, *Geophysical Research Letters*, 38, L10704.
- Takahashi, K. (2015): *Modelos climáticos y sus errores promedio en el Pacífico*. Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", 2, 6, 4-8, Instituto Geofísico del Perú.
- Tapley, T., P. Waylen (1990): *Spatial variability of annual precipitation and ENSO events in western Peru*, *Hydrological Sciences Journal*, 35, 4, 429-446.
- Trenberth, K., D. Stepaniak (2001): *Indices of El Niño Evolution*. *J. Climate*, 14, 1697–1701.
- Tsonis, A., K. Swanson., S. Kravtsov (2007): *A new dynamical mechanism for major climate shifts*, *Geophysical Research Letters*, 34, L13705.
- Vicente-Serrano, S., E. Aguilar., R. Martínez (2016): *The complex influence of ENSO on droughts in Ecuador*, *Climate Dynamics*, DOI: 10.1007/s00382-016-3082-y
- Woodman, R., K. Takahashi (2014): *¿Por qué no llueve en la costa del Perú (salvo durante El Niño)?*. Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", 1, 6, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.

## Influencia de los sismos y los eventos El Niño extremos (1982-83 y 1997-98) en la producción de sedimentos en la costa peruana

A escala mundial las zonas críticas de erosión se encuentran en las montañas tropicales donde sismos de gran magnitud y eventos climáticos extremos son frecuentes<sup>1,2</sup>. Asimismo, numerosos estudios, sobre la erosión a escala global, regional y local, identificaron a la geología<sup>3,4</sup>, el clima<sup>5,6</sup> y la actividad antrópica<sup>7,10</sup> como los principales factores que controlan la erosión y su balance de masas. Esta observación cuestiona el impacto de los eventos extremos, en función a las condiciones normales, en las fuentes y sumideros de erosión en los cinturones de montañas.

Los Andes peruanos occidentales (entre 3°S y 18°S) se ubican en una región altamente sísmica con profundos impactos en el paisaje<sup>11</sup>. Sismos de gran magnitud ocurren frecuentemente, por ejemplo 9.5°S-1996 (Mw 7.5), 13.3°S-2007 (Mw 8.0), 15.2°S-1996 (Mw 7.7), 16.6°S-2001 (Mw 6.7, 7.5 y 8.4), 17.3°S-2001 (Mw 7.5)<sup>12,13</sup>, y desencadenan numerosos



**Dr. Sergio Morera Julca**  
Investigador científico del  
Instituto Geofísico del Perú

Es investigador científico en el Instituto Geofísico del Perú-IGP, experto en hidrología, erosión y transporte de sedimentos fluvial. Es profesor invitado en postgrado de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM). Sus estudios se desarrollan en el marco de dos proyectos de investigación aplicada (INNÓVATE PERÚ, 2015-2018 y FONDECYT, 2016-2019), ambos tienen como fin entender los procesos que dominan la erosión de los suelos ante los riesgos ambientales en las cuencas agrícolas alto andinas. Ello, mediante el uso de equipos hidrométricos de avanzada, del monitoreo del transporte de sedimento total y de trazadores geoquímicos e isotopos.

deslizamientos<sup>11,14</sup>. Además, esta área cuenta con la presencia recurrente de eventos climatológicos extremos. En los últimos 35 años, Eventos El Niño Extremo (EENE) han afectado el clima, la hidrología y también la sedimentología de las cuencas a lo largo de los Andes y su impacto varía según su posición geográfica. En el centro de Chile (27°-35°S), se observó un incremento del doble de la escorrentía y Producción de los Sedimentos en Suspensión (SSY, por sus siglas en inglés)<sup>15</sup>. No obstante, se observaron condiciones secas o caudales bajos y SSY en: el sur de Chile (35-40°S)<sup>16</sup>, los Andes bolivianos orientales<sup>17</sup>, el noroeste de Colombia (2-11°N)<sup>18</sup> y el noroeste de Venezuela<sup>19</sup>. En contraste, en el oeste de Ecuador (1°N-3°S)<sup>20</sup> y el noroeste de Perú (3°-5°S)<sup>21</sup>, EENE producen un caudal (Q) y una SSY excepcional de 5.4 y 11 veces el promedio histórico, respectivamente. En consecuencia, las tierras de cultivo, casas, puentes y caminos fueron destruidos, asimismo, las inundaciones y epidemias mataron a miles de personas y animales generando en su conjunto grandes pérdidas económicas<sup>15</sup>.

En la vertiente del Pacífico peruano los sistemas montañosos altos son áreas ubicadas a 1000 m sobre el nivel del mar<sup>22</sup> que en el lado occidental cubren solo el 7% del territorio peruano y suministran de agua al 64% de los 32 millones de habitantes. Para beneficiarse de este recurso natural, sucesivos gobiernos nacionales han invertido miles de millones de dólares en la construcción de ocho sistemas hidráulicos multipropósito a lo largo de la costa peruana. Sin embargo, la alta carga de sedimentos en suspensión que se transportan durante los EENE afecta los sistemas acuáticos, disminuyen la disponibilidad del agua y facilitan el colapso de las infraestructuras hidráulicas<sup>23</sup>. Escenario que podría agravarse, pues estudios mencionan que la recurrencia y la intensidad de los EENE

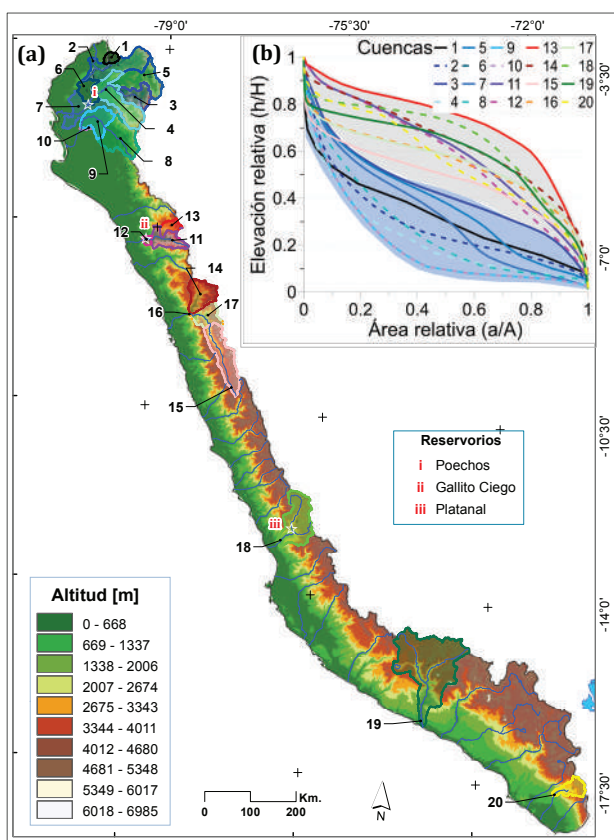


Figura 1. a) Ubicación de 20 estaciones hidro-sedimentológicas distribuidas a lo largo de la vertiente del Pacífico. Topografía basada en datos del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) DEM de 90x90m. b) Estado del relieve a partir del gradiente de curvas hipsométricas, cuencas en el norte del Perú muestran un estado viejo de evolución (líneas convexas-fondo azul), mientras cuencas en el centro y sur presentan un estado joven (líneas cóncavas-fondo plomo).



umentarán durante el calentamiento global y el cambio climático<sup>24,25</sup>.

A partir de registros en 20 estaciones hidro-sedimentológicas distribuidas a lo largo de la vertiente del Pacífico (Figura 1), la presente investigación propone: (i) identificar la influencia de los sismos y los EENE en la variabilidad espacial y temporal de la producción de los sedimentos, (ii) evidenciar si la geomorfología y los eventos climatológicos extremos están relacionados con la evolución de la costa peruana.

## Comportamiento de los caudales y del transporte de sedimentos durante EENE

Fueron analizados a partir de la Función de Distribución Acumulada (CDF, por sus siglas en inglés) basados en el caudal promedio diario de las series históricas (Figura 2a). Se agruparon dos niveles con respecto al promedio histórico (i) caudales altos es decir  $Q/(Q_{\text{mean}} > 1)$ , y (2) caudales bajos es decir  $Q/(Q_{\text{mean}} < 1)$ . Para todas las cuencas, la frecuencia de eventos de bajo caudal sigue un comportamiento similar, y no cambia significativamente al comparar períodos normales con EENE. Sin embargo, la frecuencia de los caudales altos aumenta significativamente durante EENE. Este aumento es mayor para las cuencas ubicadas en el norte de Perú ( $3-7^{\circ}\text{S}$ , en azul Figura 1) que en el centro y sur de Perú ( $7-18^{\circ}\text{S}$ , en rojo Figura 1). De hecho, durante los períodos normales, aproximadamente 90% de los eventos de caudales altos ocurren para  $Q/(Q_{\text{mean}} < 2.5)$  para todas las cuencas, mientras que durante los períodos EENE, 90% de los eventos de

descarga diaria ocurren (1) para  $Q/(Q_{\text{mean}} < 12)$  u 8 cuando se consideran las estaciones de Ardilla y El Tigre (cuencas septentrionales), respectivamente; o (2) para  $Q/(Q_{\text{mean}} < 4)$  cuando se consideran las estaciones Socsi, Condorcerro y La Balsa (cuencas centrales). El mismo análisis se realizó para los flujos de sedimentos en suspensión ( $Q_s$ , Figura 2b).

## Impacto regional de los sismos y los EENE

Se analizó la distribución espacial de SSY con respecto a la precipitación anual media, incluyendo y excluyendo los años EENE (09/1982 - 08/1983 y 09/1997 - 08/1998). Además, se utilizó la distribución espacial del momento sísmico acumulativo regional como un proxy para inferir el impacto potencial de la sismicidad histórica (1962-2015) en la distribución espacial de las tasas del transporte de sedimentos<sup>26</sup>. Aunque los principales sismos monitoreados ( $M_w > 8$ ) ocurrieron principalmente en el centro y sur del Perú ( $8-17.5^{\circ}\text{S}$ ), no hay una correlación espacial obvia entre el momento sísmico y el SSY (Figura 3). De hecho, el momento sísmico acumulado se centra, principalmente, a lo largo de la interfaz de subducción, por debajo de la línea de costa, mientras que el SSY tiende a ser mayor en el este, cerca de la divisoria de la vertiente. Esto sugiere que durante el período monitoreado los terremotos de gran magnitud no fueron factores primarios que influyeron en la producción de sedimentos y la disponibilidad a escala regional en Perú. Sin embargo, la influencia potencial a largo plazo de los terremotos de gran magnitud anteriores al marco temporal del catálogo sísmico es completamente desconocida.

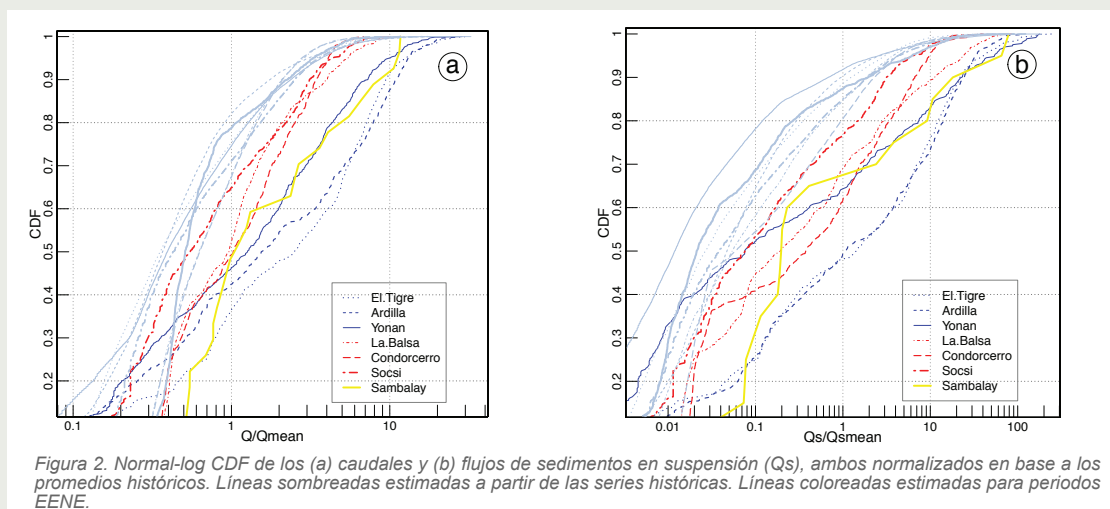


Figura 2. Normal-log CDF de los (a) caudales y (b) flujos de sedimentos en suspensión ( $Q_s$ ), ambos normalizados en base a los promedios históricos. Líneas sombreadas estimadas a partir de las series históricas. Líneas coloreadas estimadas para períodos EENE.

La presencia de los EENE cambia por completo la intensidad y la distribución espacial de la precipitación (Figura 3 a y b). Se observan dos regiones con distintos patrones de precipitación durante el período más lluvioso de los EENE (enero-abril): (i) Perú central y suroccidental (7-18°S), donde ocurre el patrón espacial normal de precipitación, pero con 2 a 4 veces más precipitación que durante años normales en la cabecera de las cuencas (Figura 3b); y (ii) el norte de Perú (3-7°S), donde el gradiente espacial E-O habitual de precipitación se invierte, con más precipitación en el oeste. Durante los EENE, las áreas áridas y semiáridas (0-1100 msnm) experimentan altas precipitaciones (170 veces el promedio histórico). Como consecuencia se observa un aumento muy fuerte en la SSY para las cuencas ubicadas en el norte y centro de Perú (Figura 3b).

Las planicies y zonas áridas tienden a acumular sedimentos durante años normales. Sin embargo, durante los EENE el incremento de la precipitación y la capacidad del transporte fluvial facilitan una alta descarga de sedimentos<sup>27</sup>. Por ejemplo, las áreas semiáridas entre las estaciones 6 y 7 (3403 km<sup>2</sup>, Figura 1), reciben ~2000 mm/año de precipitación durante EENE, facilitando una producción de 26 Mt/año y 44 Mt/año de SSY para los periodos 1982-83 y 1997-98, respectivamente, en lugar de 4,4 Mt/año durante años normales (Figura 3 b y c). Dicha dinámica de la producción de sedimentos está altamente relacionada la geomorfología de las cuencas: (i) en el norte y centro del Perú la estimación de sus curvas hipsométricas en su totalidad "cóncavas" se asocian a planicies aluviales extendidas y relativamente planas en la cuenca media y baja, a diferencia de (ii) las cuencas en el sur, cuyas curvas hipsométricas "convexas" (Figura 1b), muestran llanuras aluviales más empinadas y encañonadas en la cuenca media y baja. Esto ilustra el papel de la topografía para modular la sensibilidad de los flujos de sedimentos entregados al Océano Pacífico.

## Conclusiones

Se evidenció que durante años normales la vertiente del Pacífico almacena grandes depósitos de sedimentos, su transporte es limitado por el efecto orográfico y las bajas escorrentías (2.4-25.5 l/km<sup>2</sup>/año). Además, se verificó que a pesar que la costa peruana es una de las zonas sísmicas más activas del planeta,

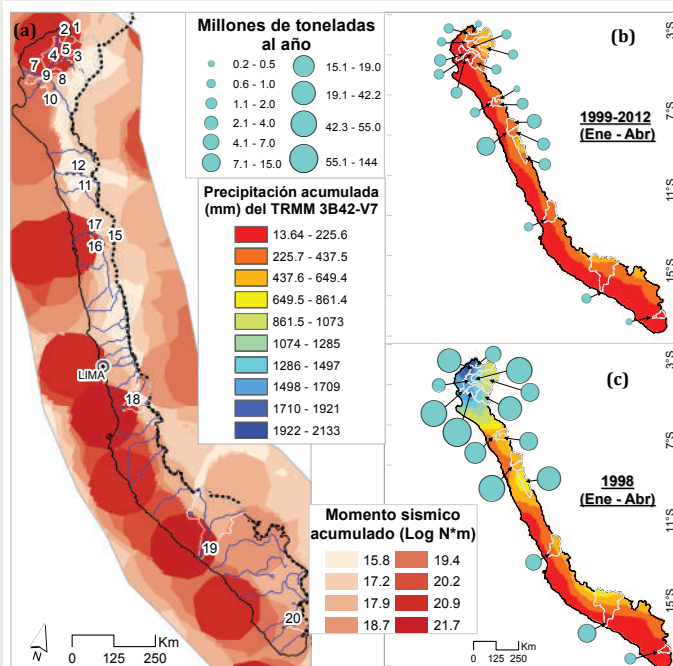


Figura 3. (a) Momento sísmico acumulado para el periodo 1962-2015, para magnitudes mayores a 4.0 Mw. (b) Precipitación acumulada Enero a Abril (1999-2012), no incluye el periodo de enero a abril 1998. (c) Precipitación acumulada de enero a abril (1998). El tamaño de los círculos indica la magnitud del transporte de sedimento en millones de toneladas anual.

a escala regional los sismos no controlan la producción de sedimentos.

Finalmente, se documentó que el transporte de sedimentos estaría principalmente controlado por los EENE, durante dichos eventos la erosión y el transporte de sedimentos son muy variados, incrementándose entre 3 a 60 veces el promedio anual histórico. Según su grado de severidad se dividen en dos grandes regiones geomorfológicas, con un punto de transición a los 7°S. Desde los 7°S al norte del Perú se encuentra la región más impactada, entre el 82-98% es transportado de enero a abril, y solo 3,5 días son suficientes para transportar el promedio anual histórico<sup>28</sup>.

## Referencias

- 1.-Hovius, N. et al. Prolonged seismically induced erosion and the mass balance of a large earthquake. Earth and Planetary Science Letters 304, 347-355; DOI:10.1016/j.epsl.2011.02.005 (2011).
- 2.-Lee, T.-Y. et al. Magnified Sediment Export of Small Mountainous Rivers in Taiwan: Chain Reactions from Increased Rainfall Intensity under Global Warming. PLoS ONE 10, e0138283; DOI:10.1371/journal.pone.0138283 (2015).
- 3.-Pinet, P. & Souriau, M. Continental erosion and large-scale relief. Tectonics 7, 563-582; DOI:10.1029/

TC007i003p00563 (1988).

4.-Sklar, L. S. & Dietrich, W. E. Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology* 29, 1087-1090; DOI:10.1130/0091-7613(2001)029<1087:sarsco>2.0.co;2 (2001).

5.-Darby, S. E. et al. Fluvial sediment supply to a megadelta reduced by shifting tropical-cyclone activity. *Nature* 539, 276-279; DOI:10.1038/nature19809 (2016).

6.-Peizhen, Z., Molnar, P. & Downs, W. R. Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4[thinsp]Myr ago due to the influence of climate change on erosion rates. *Nature* 410, 891-897; DOI:10.1038/35073504 (2001).

7.- Syvitski, J. P. M., Vörösmarty, C. J., Kettner, A. J. & Green, P. Impact of human on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science* 308, 376-380; DOI:10.1126/science.1109454 (2005).

8.-Walling, D. E. Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology* 79, 192-216; DOI:10.1016/j.geomorph.2006.06.019 (2006).

9.- Dai, Z., Fagherazzi, S., Mei, X. & Gao, J. Decline in suspended sediment concentration delivered by the Changjiang (Yangtze) River into the East China Sea between 1956 and 2013. *Geomorphology* 268, 123-132; DOI:10.1016/j.geomorph.2016.06.009 (2016).

10.- Morera, S. B. et al. Pertinent spatio-temporal scale of observation to understand suspended sediment yield control factors in the Andean region: the case of the Santa River (Peru). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17, 4641-4657; DOI:10.5194/hess-17-4641-2013 (2013).

11.- Keefer, D. K. & Moseley, M. E. Southern Peru desert shattered by the great 2001 earthquake: Implications for paleoseismic and paleo-El Niño–Southern Oscillation records. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 101, 10878-10883; DOI:10.1073/pnas.0404320101 (2004).

12.- Bilek, S. L. Invited review paper: Seismicity along the South American subduction zone: Review of large earthquakes, tsunamis, and subduction zone complexity. *Tectonophysics* 495, 2-14; DOI:10.1016/j.tecto.2009.02.037 (2010).

13.- Bilek, S. L. & Ruff, L. J. Analysis of the 23 June 2001 Mw = 8.4 Peru underthrusting earthquake and its aftershocks. *Geophysical Research Letters* 29, 21-21-21-24; DOI:10.1029/2002GL015543 (2002).

14.- McPhillips, D., Bierman, P. R. & Rood, D. H. Millennial-scale record of landslides in the Andes consistent with earthquake trigger. *Nature Geosci* 7, 925-930; DOI:10.1038/ngeo2278 (2014).

15.- Kober, F. et al. Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in northern Chile: Multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. *Geomorphology* 83, 97-120; DOI:10.1016/j.geomorph.2006.06.029 (2007).

16.- Montecinos, A. & Aceituno, P. Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Journal of Climate* 16, 281-296; DOI:10.1175/1520-0442(2003)016<0281:SOTE RR>2.0.CO;2 (2003).

17.- Aalto, R. et al. Episodic sediment accumulation on Amazonian flood plains influenced by El Niño/Southern Oscillation. *Nature* 425, 493-497; DOI:10.1038/nature02002 (2003).

18.- Restrepo, J. D. & Kjerfve, B. Magdalena river: interannual variability (1975-1995) and revised water discharge and sediment load estimates. *Journal of Hydrology* 235, 137-149; DOI:10.1016/S0022-1694(00)00269-9 (2000).

19.- Warne, A. G. et al. Regional controls on geomorphology, hydrology, and ecosystem integrity in the Orinoco Delta, Venezuela. *Geomorphology* 44, 273-307; DOI:10.1016/S0169-555X(01)00179-9 (2002).

20.- Armijos, E. et al. Yields of suspended sediment and dissolved solids from the Andean basins of Ecuador. *Hydrological Sciences Journal* 58, 1478-1494; DOI:10.1080/02626667.2013.826359 (2013).

21.- Tote, C. et al. Effect of ENSO events on sediment production in a large coastal basin in northern Peru. *Earth Surf. Process. Landforms* 36, 1776-1788; DOI:10.1002/esp.2200 (2011).

22.- Barsch, D. & Caine, N. The Nature of Mountain Geomorphology. *Mountain Research and Development* 4, 287-298; DOI:10.2307/3673231 (1984).

23.- Morera, S. B., Crave, A. & Guyot, J. P. in 13th International Symposium on River Sedimentation (ISRS 2016). (Taylor & Francis Group, (eds S. Wieprecht et al.) 82 (2016).

24.- Cai, W. et al. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nature Clim. Change* 4, 111-116; DOI:10.1038/nclimate2100 (2014).

25.- Widlansky, M. J. et al. Changes in South Pacific rainfall bands in a warming climate. *Nature Clim. Change* 3, 417-423; DOI:10.1038/nclimate1726 (2013).

26.- Dadson, S. J. et al. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature* 426, 648-651; DOI:10.1038/nature02150 (2003).

27.- Fryirs, K. (Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem. *Earth Surface Processes and Landforms* 38, 30-46; DOI:10.1002/esp.3242 (2013).

28.- Morera, S. B., Condom, T., Crave, A., Steer, P. & Guyot, J. L. The impact of extreme El Niño events on modern sediment transport along the western Peruvian Andes (1968–2012). *Scientific Reports* 7, 11947; DOI:10.1038/s41598-017-12220-x (2017).

# Impactos de El Niño en el ecosistema del manglar de Tumbes - Perú

## Introducción

El ecosistema manglar es una zona de balanceo de las mareas, particularmente expuesto a condiciones extremas tanto terrestres como marinas, incluyendo lluvias, salinidades elevadas, sequías, desplazamientos de sedimentos e inundaciones, entre otros (Spalding et al., 2011). A nivel mundial, este ecosistema es considerado económica y ecológicamente importante, ya que proporciona gran variedad de recursos y soporta una gran variedad de biodiversidad (crustáceos, moluscos, peces, reptiles, aves, entre otros), debido a la interacción de aguas continentales y marinas (Van Lavieren et al., 2012).

El bosque manglar en el Perú se ubica entre dos de sus regiones, Tumbes y Piura, donde la primera cuenta con la mayor extensión de bosque, teniendo aproximadamente 4541 ha (Inrena, 2007) divididas entre el Santuario Nacional Los Manglares de Tumbes (SNLMT) y Puerto Pizarro; y la segunda posee un relicto de manglar de aproximadamente 300 ha (Inrena, 2002).

El Perú actualmente cuenta con poca información sistematizada sobre los impactos de la variabilidad climática – específicamente El Niño - sobre este ecosistema en el país. En el marco del proyecto “Impacto de la Variabilidad y Cambio Climático en el Ecosistema de Manglares de Tumbes” (Proyecto Manglares IGP) (Takahashi y Martínez, 2015ab) y el en los reportes técnicos productos del Programa Presupuestal “Gestión sostenible de Recursos Naturales y Diversidad Biológica” (IGP, 2013, 2014, 2015) fueron importantes avances en este tema. El presente artículo sintetiza y complementa los resultados de estos estudios, centrándose en el área natural protegida Santuario Nacional Los Manglares de Tumbes – SNLMT, y se espera sirva de base para – a futuro - analizar y cuantificar el impacto de El Niño sobre los servicios ecosistémicos que ofrece el manglar.

## Actividades socioeconómicas en el manglar de Tumbes

Hocquenghem (1998) refiere que en el Perú, desde el 10 000 al 3 000 a.C., los cazadores y recolectores utilizaron los manglares como fuente de alimento, habiéndose encontrado restos de conchas negras en sitios arqueológicos precerámicos como el de Amotape. Sin embargo, lo agreste de su configuración física y la presencia de agua salobre dificultaron el establecimiento de poblados cerca al ecosistema.

A partir del 3000 a.C. se empieza el proceso de sedentarización, y los pobladores se ubicaron en las alturas de los tablazos y cercanos a agua dulce. Asimismo, tuvieron como principal actividad la pesca, para lo cual fabricaron cordeles de algodón teñidos con pigmentos obtenido del



**Eco. Daniel Flores C.**  
Director de Geofísica y Sociedad  
Instituto Geofísico del Perú

*Economista de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM), egresado de la maestría en Economía de los Recursos Naturales y del Ambiente en la Universidad Nacional Agraria La Molina (UNALM). Actualmente es director de Geofísica y Sociedad del Instituto Geofísico del Perú. Sus trabajos se enfocan en temas relacionados a, dimensión humana identificación de servicios ecosistémicos, análisis socioeconómicos, CVCA, para los ecosistemas de manglar (Tumbes) y bosque seco estacional (Piura). Viene realizando estudios en la cuenca del río Pisco (Ica).*

mangle rojo, y aprovecharon el bosque seco para extraer recursos y desarrollar una agricultura incipiente.

Durante la conquista se diezmó a gran parte de la población en el norte del Perú, abandonando zonas de cultivo; y la importancia de los valles de Tumbes decayó en la época de la Colonia, empezándose a desarrollar la ganadería, a través de la introducción de algunas especies nuevas. Sin embargo, la pesca siguió siendo la principal actividad por parte de los pobladores locales, situación que no varió mucho durante la República.

Con el fin de preservar el ecosistema manglar en Tumbes, en 1988 se crea el área natural protegida bajo la categoría de Santuario, con una extensión de 2972 ha. La extracción de recursos hidrobiológicos continuó en la zona, debido a que esta actividad es considerada tradicional y los extractores desarrollaban la extracción de recursos hidrobiológicos desde antes de la creación del santuario. Sin embargo, se promovió que los extractores se organizaran en asociaciones, con la finalidad de tener un mayor control sobre sus actividades extractivas. A diciembre de 2013 existían seis asociaciones de extractores artesanales, integradas por 284 miembros evaluados y registrados. Estas asociaciones se dedican a la extracción de crustáceos, moluscos y peces, actividad realizada casi en su totalidad por hombres, donde los extractores solo pueden realizar una de las actividades mencionadas, siendo excluyentes entre sí. Asimismo, tres de las asociaciones prestan servicios turísticos a los visitantes que lo soliciten (Instituto Nacional de Recursos Naturales, 2007).

## Impactos del fenómeno El Niño en los manglares de Perú

El manglar de Tumbes se ubica en una región muy dinámica en la escala interanual, debido a la influencia del fenómeno El Niño, que además del aumento de la temperatura y del nivel del mar costero, puede producir lluvias mayores de lo normal. Por ejemplo durante los eventos El Niño extraordinarios 1982-83 y 1997-98, el río

# Impactos de El Niño en el ecosistema del manglar de Tumbes - Perú

Flores, D.



Figura 1: El ecosistema manglar proporciona gran variedad de recursos y soporta una gran variedad de biodiversidad debido a la interacción de aguas continentales y marinas.

Tumbes presentó un caudal medio anual cerca de 300 y 500% de lo normal, respectivamente (Takahashi y Martínez, 2015a). Estos impactos podrían ser más intensos en el futuro. Estudios basados en modelos climáticos estiman que la frecuencia e intensidad de lluvias extraordinarias asociadas a fenómenos El Niño podrían incrementar en un futuro debido al aumento de las concentraciones de CO<sub>2</sub> y al incremento de la temperatura global asociado (Power et al., 2013; Cai et al., 2014), lo cual es consistente con un aumento de las lluvias promedio proyectado para la costa norte del Perú (Ramos, 2014, 2015; Jáuregui y Takahashi 2017).

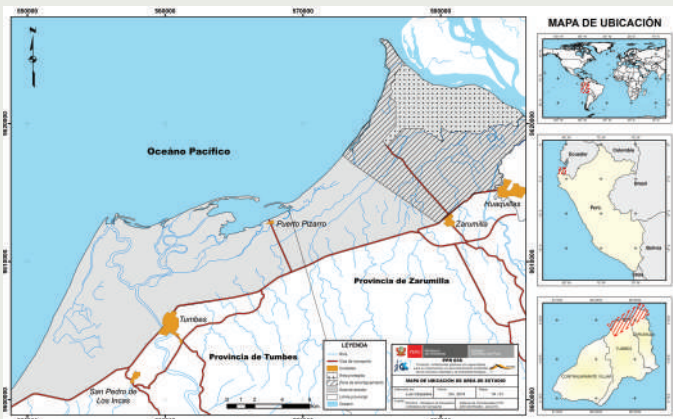
La distribución de la biodiversidad en los manglares depende de la interacción del ingreso de aguas continentales (río Tumbes y Zarumilla para el caso del manglar de Tumbes), marinas, y de la tolerancia a la salinidad que posee cada especie. Por ejemplo, para el caso de la distribución de los mangles, los menos y más tolerantes a la salinidad e inundaciones, se encuentran cercanas a los bordes de los esteros y zonas marinas, o a las zonas alejadas de estas, respectivamente (Spalding et al., 2011; Instituto Geofísico del Perú, 2013, 2015). El intercambio de aguas continentales, marinas y sedimentos, hace que en las islas y orillas de los esteros donde habita la vegetación, existan diferencias en sus patrones físicos y químicos, donde el nivel del terreno, salinidad, pH, etc., influyen en la distribución de las comunidades vegetales, y estas a su vez en el soporte de recursos hidrobiológico (Parra, 2014; Pérez et al., 2017).

Eventos El Niño extraordinarios tienen impactos físicos muy marcados en el ecosistema. Para el evento de 1982-83, Díaz y Orlieb (1993) identificaron lo siguiente: aumento de la temperatura de las aguas costeras de hasta 10°C

sobre el promedio; reducción en la salinidad en las zonas ubicadas en las desembocaduras de los ríos por el ingreso de agua fresca asociado al incremento de los caudales; y aumento de las concentraciones de oxígeno disuelto. Dichos cambios ocasionaron la disminución de especies como la concha negra (*Anadara tuberculosa*) y concha huequera (*Anadara similis*) en el manglar.

Por su parte, Morera (2013) identificó también los siguientes efectos: La presencia de lluvias fuertes como las ocurridas durante los eventos El Niño extraordinarios de 1982-83 y 1997-98 que produjeron cambios significativos en los cauces de los ríos Tumbes y Zarumilla, incrementando la tasa de erosión de los ríos de hasta 20 veces su caudal promedio, donde dichos caudales con sedimentos erosionados de los lechos de los ríos fueron a dar al manglar, colmatando los esteros y reduciendo los niveles de salinidad de los mismos. Esto último ocasionaría un "shock osmótico", provocando un lento desarrollo, y en algunos casos, la muerte de especies mangles, crustáceos y moluscos como la concha negra (Peña, 2012).

Sobre los valores de salinidad, Fajardo (2013) identificó que durante la época de lluvia (enero a mayo) la salinidad baja a más de 10 unidades, en períodos normales (meses posteriores a los de lluvia) la salinidad oscila entre 31 y 36 unidades; por otro lado, dependiendo del ingreso de agua dulce de los ríos Tumbes y Zarumilla, las unidades de salinidad pueden bajar hasta en 30 unidades. Perez et al. (2017) identificó que durante los periodos de lluvia la salinidad oscila de 25 a 28 unidades. Especies de mangle como los *Rhizophora mangle* y *harrisoni*, logran su máximo desarrollo cuando los esteros tienen unidades de salinidad altas, por tal motivo la exposición de estos a



Mapa 01: Extensión del ecosistema manglar en Tumbes.

periodos largos de baja salinidad pueden interferir en su desarrollo y crecimiento, afectando también a los moluscos y crustáceos que dependen del hábitat que generan dichos mangles (en sus raíces) para su crecimiento (Inrena, 2007; Parra, 2014).

Al respecto, también Ordinola et al. (2007), concluyen en su investigación sobre la población de conchas negras que *“Las amplias fluctuaciones en los parámetros ambientales en los diferentes canales de marea del ecosistema de manglares, son característicos de la temporada lluviosa que abarca desde diciembre a marzo e inclusive se*

*amplía ante el evento cálido El Niño. Es por este motivo que no se registró bivalvos en el estero Cherrez, debido a las bajas en la salinidad reportada en dicho estero, que actualmente tiene aportes directos de agua del río Tumbes y caso similar en el estero Camarones, posiblemente por los altos niveles de ácidos sulfhídricos generados por el fango reducido que se apreció en el fondo del estero, que restringió el asentamiento de conchas negras”*. Además, en los esteros Cherrez y Camarones, existe poca presencia de cobertura vegetal (mangles), debido a la baja salinidad e incremento de sedimentos ocasionados por los eventos El Niño.

Finalmente, utilizando la metodología del CVCA (CARE, 2010), se identificó que los extractores artesanales del SNLMT durante y posterior a los eventos El Niño (particularmente 1987–88 y 1997–98) tuvieron problemas en la extracción de las conchas negras, debido a que la biomasa disminuyó, y se dificultó el ingreso a los esteros a causa de la colmatación de los mismos por el ingreso de sedimentos provenientes de los ríos Tumbes y Zarumilla, los cuales incrementaron sus caudales a causa del fenómeno (Mendoza, A et al., 2015). Asimismo, los extractores señalaron que los recursos hidrobiológicos se profundizaron y las fuertes lluvias pusieron en peligro el ingreso de los pequeños botes o balsas que utilizan para ingresar al manglar y el ciclo de mareas varió, lo que dificultó el periodo de ingreso y salida del manglar (Mendoza, A et al., 2015).



Figura 2: Uno de los principales efectos de los eventos El Niño extraordinarios es la colmatación de los esteros del manglar

## Conclusiones

Los principales impactos físicos de eventos El Niño sobre el ecosistema manglar pueden resumirse en: aumento de la temperatura de las aguas costeras, y la ocurrencia de lluvias muy intensas con el consiguiente incremento de los caudales, que a su vez provocan cambios negativos en la salinidad de las aguas, aumento de las concentraciones de oxígeno disuelto e incremento en la tasa de erosión de los ríos (Fajardo, 2013; Morera, 2013; Pérez, 2017). Este último factor además provocaría la colmatación de los esteros.

Estos impactos provocan cambios drásticos en la distribución de las comunidades vegetales, y por ende de los recursos hidrobiológicos. Estos cambios incluirían pérdida de biomasa vegetal (manglares), y disminución y pérdida de recursos hidrobiológicos como la concha negra; afectando finalmente la actividad de extracción artesanal en el ecosistema manglar.

El Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, 2013), estableció que existe una alta probabilidad de que el cambio climático exacerbe las presiones sobre los ecosistemas costeros incluyendo a los manglares, debido a un aumento en la frecuencia y magnitud de los fenómenos meteorológicos extremos. Además, señala que “*existe un nivel de confianza alto en cuanto a que el fenómeno El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) seguirá siendo el modo dominante de variabilidad interanual en el Pacífico tropical, con efectos que se sentirán a nivel mundial en el siglo XXI*”.

La información recopilada debería ser incluida dentro de los planes de manejo y/o gestión del SNLMT y de los planes de conservación regional y local (Puerto Pizarro), con el fin de contar con planes de contingencia ante la potencial ocurrencia de un evento El Niño extraordinario en el manglar. Esto permitiría tomar acciones durante y post evento, para de esa manera evitar la disminución de los recursos hidrobiológicos que serían altamente vulnerables ante la presencia de un evento El Niño extraordinario.

## Referencias

Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., Van Rensch, P., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Santos, A., McPhaden, M. J., Wu, L., England, M. H., Wang, G., Guilyardi, E., Jin, F. F. (2014). Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nature Climate Change*, 4(2), 111-116.

CARE-Perú (2010): *Climate Vulnerability and Capacity Analysis Handbook*. Tomado de © 2009 - CARE International. Usado con permiso.

Díaz A. y L. Orlieb (1993): *El Fenómeno “El Niño” y los moluscos de la costa peruana*. *Bulletin de l’Institut Français d’Etudes Andines*. Tome 22. Nro 1. 159-178pp.

Fajardo, J. (2013) *Influencia de la salinidad en el Santuario Nacional los Manglares de Tumbes*. Informe técnico Especial: Identificación de servicios ecosistémicos en el Santuario Nacional los Manglares de Tumbes, Informe Técnico Especial. Instituto Geofísico del Perú. 82p.

Hocquenghem, A. M. (1998): *Para vencer la muerte: Piura y Tumbes. Raíces en el bosque seco y en la selva alta - horizontes en el Pacífico y en la Amazonía*. Segunda edición. Perú: Centro nacional de la investigación científica: Programa internacional de cooperación científica 125 - Institut français d’études andines (IFEA) - Instituto de la naturaleza y el conocimiento ambiental humano (INCAH).

Instituto Geofísico del Perú (2013): *Identificación de servicios ecosistémicos en el Santuario Nacional los Manglares de Tumbes*, Informe Técnico Especial. 82p.

Instituto Geofísico del Perú (2014): *Gestión sostenible de recursos naturales en el ecosistema de manglares de Tumbes: Análisis del territorio y diagnóstico socioeconómico*. Informe Técnico Especial. Volumen I. 82p.

Instituto Geofísico del Perú (2015): *Gestión sostenible de recursos naturales en el ecosistema de manglares de Tumbes: Vulnerabilidad climática de las asociaciones de extractores de concha negra y cangrejo rojo del Santuario Nacional los Manglares de Tumbes y avances y limitaciones de la valoración económica del ecosistema manglar*. Informe técnico especial. Volumen II. 82 p.

Instituto Nacional de Recursos Naturales (2002): *Manglares del Perú Revisión Histórica 1942 - 2002*. Perú.

Instituto Nacional de Recursos Naturales (2007): *Plan Maestro del Santuario Nacional Los Manglares de Tumbes 2007-2011*.

Intergovernmental Panel on Climate Change (2014). *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Stocker, T. (Ed.). Cambridge University Press.

Intergovernmental Panel on Climate Change (2007): *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Vol 4. M. Parry (Ed.). Cambridge University Press.

Jauregui, Y.R. y Takahashi, K., 2017: *Simple physical-empirical model of the precipitation distribution based on a tropical sea surface temperature threshold and the effects of climate change*. *Climate Dynamics*. doi:10.1007/s00382-017-3745-3

Kathiresan, K., y Bingham, B. (2001): *Biology of Mangroves and Mangrove Ecosystems*. *Advances in marine biology*.

Mendoza, A., Flores, D. Y Martínez, A. (2015) *Análisis de capacidad de vulnerabilidad climática*. Informe Técnico Especial: Gestión sostenible de recursos naturales en el ecosistema de manglares de Tumbes: Vulnerabilidad climática de las asociaciones de extractores de concha negra y cangrejo rojo del Santuario Nacional los Manglares de Tumbes y avances y limitaciones de la valoración económica del ecosistema manglar. Informe técnico especial. Volumen II. Instituto Geofísico del Perú. 82 p.

Morera, S. (2013) *Tasas de erosión actual y eventos El Niño en la cuenca del Río Puyango-Tumbes y Zarumilla*. Informe técnico Especial: Identificación de servicios ecosistémicos en el Santuario Nacional los Manglares de Tumbes, Informe Técnico Especial. Instituto Geofísico del Perú. 82p.

Ordinola, E., Montero, P., Alemán, S. y Llanos, J. (2007): *Prospección del recurso Concha Negra (Anadara Tuberculosa) en los manglares de Tumbes*. Tumbes - Perú.

Parra Paitán, C. (2014): *Efecto de la altitud del terreno sobre la estructura y distribución espacial de las comunidades vegetales del Santuario Nacional Los Manglares de Tumbes*. Tesis Biólogo. Lima – Perú. Universidad Nacional Agraria La Molina. 127p.

Peña, M. (2012): *El Agua y Tensores Del Manglar de Tumbes*. [online] Disponible en: <<http://www.scribd.com/doc/97264697/El-Agua-y-Tensores-Del-Manglar-de-Tumbes>> [Accesado el 20 de enero de 2014].

Peña, G. M., Vásquez, P. G. (1985): *Un relicto de manglar en San Pedro (Piura): Estudio Preliminar*. Lima: UNALM.

Pérez, A., Gutiérrez, D., Saldarriaga, M. Y Sanders, C., 2017: *Hydrological controls on the biogeochemical dynamics in a Peruvian mangrove forest*. *Hydrobiologia*. doi:10.1007/s10750-017-3118-2.

Power, S., Delage, F., Chung, C., Kociuba, G. Y Keay, K. (2013): *Robust twenty-first-century projections of El Niño and related precipitation variability*. *NATURE*.

Ramos, Y. (2015) *El cambio climático y la lluvia en la costa norte*. Boletín técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del fenómeno El Niño”. Vol. 2, Nro. 8, Instituto Geofísico del Perú.

Spalding, M., Kainuma, M. Y Collins, L. (2011): *Atlas mundial de los manglares*. Malasia.

Takahashi, K. (2014): *El Niño y el Cambio Climático*. Boletín técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del fenómeno El Niño”. Vol. 1, Nro. 5, Instituto Geofísico del Perú.

Takahashi, K., Martínez, A. (2015a): *Informe técnico final: Impacto de la variabilidad y cambio climático en el ecosistema manglares Tumbes*, [Online] Disponible en: <<http://met.igp.gob.pe/proyectos/manglares/InformeFinalManglaresIGP.pdf>> [Accesado el 12 de febrero de 2017].

Takahashi, K. y Martínez A. (2015b): *El Niño, cambio climático, y el ecosistema de manglares de Tumbes*. Boletín técnico “Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del fenómeno El Niño”. Vol. 2, Nro. 7, Instituto Geofísico del Perú.

Van Lavieren, H., Spalding, M., Alongi, D., Kainuma, M., Clusener-Godt, M. y Adeel, Z. (2012): *Policy Brief: Securing the future of mangroves* [Online] Disponible en: <<http://collections.unu.edu/eserv/UNU:2667/Securingfuturemangroves.pdf>> [Accesado el 12 de junio de 2014].

## ¿Cómo llueve cuando llueve en Atacama ?

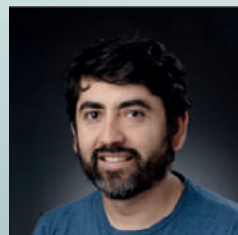
Cerca de los 24°S y enfrentando la costa oriental de Sudamérica yace el desierto de Atacama, el más árido del planeta. El pueblo de Quillagua (21.6 6°S, 69 69°W), un oasis del Río Loa que nace en los Andes alimentando por la precipitación Altiplánica del verano, presenta la precipitación anual más pequeña de la que se tiene registro en el planeta (0.05 mm/ año, Middleton, 2001).

Los factores que explican la extrema sequedad del desierto son múltiples (ej. Rondanelli et al., 2015): (1) la posición de Atacama bajo la rama descendente de la circulación atmosférica conocida como la celda de Hadley (que explica la sequedad de otros desiertos subtropicales del planeta, como los de Sahara y Kalahari.) y (2) muchos otros factores que tienen su origen en las relativamente frías aguas que bañan la costa oriental de Sudamérica. Estas aguas frías están aparejadas a los vientos del sureste que terminan por converger en general al norte del Ecuador.

Esto contrasta fuertemente con la costa oriental de Sudamérica a similares latitudes que Atacama, en donde lugares como Sao Paulo o Río de Janeiro experimentan frecuentes episodios de lluvia. La frialdad de la costa frente Atacama tiene múltiples consecuencias; por una parte la estabilidad atmosférica, una medida que tan fácil o difícil resulta la mezcla turbulenta de aire, la cual se ve intensificada por las bajas temperaturas costeras. La estabilidad a su vez, contribuye al desarrollo de la capa de nubes del tipo estratocúmulos que se encuentra ubicada de manera semi-permanente frente a la costa de Chile y Perú. El efecto de los Andes sobre la sequedad es controversial, pues si bien hay un fuerte contraste en la precipitación a ambos lados de la cordillera y pareciera existir un efecto de “sombra de precipitación” hacia el lado Pacífico asociado al bloqueo por los Andes de la entrada de aire húmedo desde la Amazonía y el océano Atlántico, simulaciones efectuadas con modelos atmosféricos globales indican que el remover los Andes solo conseguiría hacer más extensa la zona árida hacia el Oeste (Garreaud et al., 2011).

Por otra parte, un efecto adicional de los Andes en la hiperaridez de Atacama, es el calentamiento de las laderas de los Andes, que contribuye a la existencia de un ciclo diario de descenso del aire que refuerza la sequedad durante las horas de la tarde, inhibiendo la posible convección forzada por el calentamiento diurno (Rutllant et al., 2003), típica de las latitudes tropicales. Este descenso de aire adicional, dificulta que el Monzón sudamericano, activo durante los veranos en el Altiplano Andino penetre con precipitación estival hacia la costa. Un extremo climático como la hiperaridez de Atacama, requiere de esta conjunción de factores todos apuntando en la misma dirección hacia la mayor sequedad atmosférica.

Entonces, las pocas veces que llueve, resultan ser de mayor importancia pues estas excepciones pueden ayudar a entender los factores que determinan las condiciones normales y climatológicas de hiperaridez. La pregunta “¿Cómo llueve cuando llueve en Atacama?” ilumina la pregunta más general respecto de cómo es que un lugar del planeta mantiene condiciones hiperáridas por cientos de años sin mayor alteración.



**Dr. Roberto Rondanelli**  
Profesor en el Departamento de Geofísica,  
Universidad de Chile Centro del Clima y la Resiliencia, (CR)2

*Profesor asistente del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile e investigador asociado del Centro del Clima y la Resiliencia CR(2). Sus intereses radican en el estudio de la dinámica del clima, en particular de la interacción mutua entre nubes, precipitación, vapor de agua y radiación. Durante sus estudios de doctorado en el Massachusetts Institute of Technology (MIT), EEUU, estudió la respuesta de la nubosidad y la precipitación respecto de la temperatura superficial del mar y su posible impacto en las realimentaciones climáticas en el clima de la tierra temprana. Actualmente trabaja en actividades de instrumentación meteorológica, desarrollando instrumentos y plataformas observacionales que permitan observaciones más flexibles y precisas de la atmósfera.*

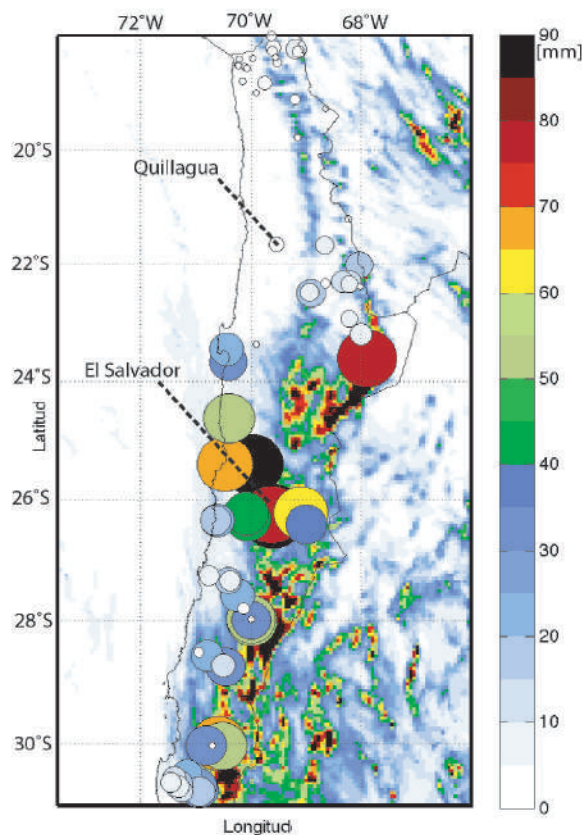


Figura 1: Regiones en el Pacífico ecuatorial utilizadas para definir diferentes tipos de ENOS, las áreas A, B y C están en gris y las áreas Niño definidas con diferentes patrones.



Un caso excepcional reciente fue el de marzo de 2015. El día 24 comenzó a llover de manera tímida en la zona de la cuenca del Río Salado. En las estaciones cercanas a la mina El Salvador, se registraron valores de precipitación con una intensidad de hasta 10 mm/h y acumulaciones totales del orden de 10 a 20 mm. Otros 40 a 70 mm caerían durante el 25 de marzo, produciendo una crecida estimada que llegó a más de 1000 m<sup>3</sup>/s en la ciudad de Chañaral durante el día 25 (Wilcox et al., 2016), provocando la muerte de más de 30 personas y daños por cerca de US\$1500 millones (Kron, 2016), al tiempo que esta crecida puso a Chile dentro del “Top 10” en el triste resumen de los países con daños por catástrofes climáticas durante el año 2015 (Kreft et al., 2016). La distribución de las lluvias observadas y simuladas con un modelo numérico se presentan en la Figura 1. El oasis de Quillagua, recibió 4 mm, es decir, la precipitación equivalente a 80 años en solo 2 días.

¿Cuáles son los procesos físicos responsables de la precipitación de la tormenta?. Ciertamente, la causa más próxima puede atribuirse a la presencia de lo que se conoce como una baja segregada (conocida como “depresión aislada de niveles altos” en Perú), que consiste en una zona de aire más frío que se ubica en la tropósfera libre y que generalmente, tiene su origen en una masa de aire frío polar. Cuando ocurre una segregación se produce un ciclón en altura, este ciclón puede o no generar una circulación ciclónica en superficie. La figura 2 ilustra el proceso de segregación y la circulación ciclónica alrededor de la baja con el campo de vorticidad potencial. En este caso, la circulación ciclónica superficial ocurrió pero fue muy débil. Muchas bajas segregadas ocurren frecuentemente frente a la costa occidental de Sudamérica, sin generar ninguna alteración mayor en el tiempo atmosférico, y generalmente causando fuertes vientos y tormentas eléctricas en la alta cordillera.

Es así como la mera existencia de una circulación ciclónica no asegura la ocurrencia de precipitación, ni menos de la magnitud observada en Atacama durante Marzo de 2015. Asimismo, por muy intensa que sea la dinámica de un sistema, las condiciones locales ya discutidas, en particular un océano frío y poca disponibilidad de vapor de agua, hacen difícil la precipitación, aún en presencia de sistemas de mal tiempo que tengan el ascenso o la “dinámica seca” correcta.

La situación durante Marzo de 2015 presentaba la particularidad de la presencia de una anomalía de temperatura superficial del Mar frente a la costa de Perú, asociada al debilitamiento temporal de los vientos del sudeste (ej. Goubanova et al., 2015). Esta anomalía y en conjunto con una anomalía cálida en el Pacífico central, fueron la manifestación temprana del episodio de El Niño 2015-2016. La pregunta natural entonces es si ¿acaso esta lengua de agua más cálida pudiera tener algo que ver en la precipitación sobre la zona hiperárida?. En general, el vapor de agua que precipita sobre Chile proviene desde los trópicos, cruzando por miles de kilómetros sobre el océano Pacífico que está frío la mayor parte del tiempo.

La temperatura del océano es importante pues es una variable que determina en parte la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera. A mayor temperatura el contenido de agua atmosférico aumenta en una proporción exponencial. Intentando responder la pregunta de cuánto influyó la calidez anormal de las costas de Perú en la precipitación en la zona hiperárida, Bozkurt et al. (2016) diseñamos un experimento numérico mediante el cual, cambiando

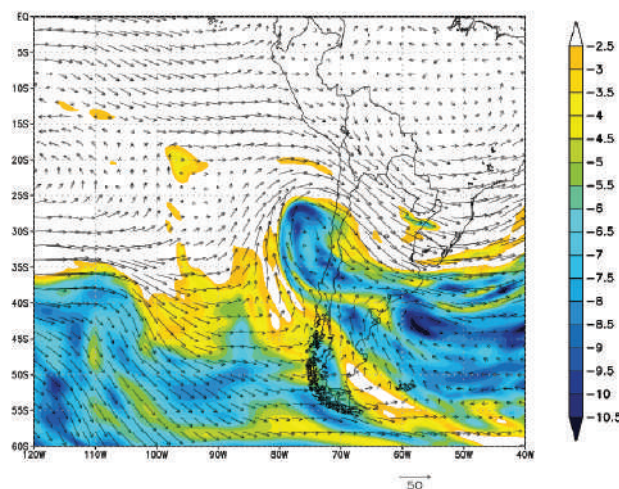


Figura 2: Anomalía de TSM en años representativos de los diferentes tipos de El Niño: a) ENOS Central, b) Oriental, y c) Mixto.

la temperatura en la zona frente a la costa de Perú en un modelo atmosférico pudimos comprobar primero, cómo en la simulación se redujo drásticamente la cantidad de vapor de agua transportado desde el Norte por la parte delantera de la baja segregada y seguidamente disminuyó la precipitación sobre el Desierto de Atacama, llegando en la zona hiperárida a desaparecer por completo. Es decir, bastó con restituir la temperatura a su valor climatológico, para que la lluvia no cayera sobre la zona hiperárida.

Esta condición ocurrió principalmente por un cambio termodinámico, relacionado con la disponibilidad de vapor de agua, más que con un cambio dinámico, relacionado con una posible disminución del transporte desde el Noroeste

Cabe hacer notar que además la tormenta ocurrió durante el periodo del año en que la temperatura superficial del mar es máxima, a finales del verano y principios del otoño del Hemisferio Sur. Es decir, además de la anomalía es necesario sumar dos elementos que intensificaron la severidad de la tormenta: en primer lugar el que la tormenta ocurriera a fines de Marzo con la máxima temperatura del año y por consiguiente con la máxima concentración de vapor de agua sobre el océano y en segundo término, al producirse con altas temperaturas, la línea de nieve se ubico entre los 4000 y 5000 metros durante la tormenta, lo que hizo que gran cantidad de precipitación cayera como lluvia y pasara rápidamente a los cauces de la región. Para resumir, suele ser verdad que los elementos requeridos para producir un evento extremo como el ocurrido en Atacama, son múltiples, y todos deben apuntar en la misma dirección. En este caso, la disponibilidad de vapor de agua desde el Norte facilitó que la baja segregada organizara este vapor de agua en tormentas convectivas profundas que ocurrieron con inusual severidad sobre las pendientes de la cordillera occidental en las cuencas de los ríos Copiapó y especialmente El Salado. La baja segregada generó la posibilidad de transportar el aire cálido y húmedo desde el norte y con la relativa inestabilidad en su parte delantera. Registros históricos y geológicos recopilados, hacen pensar que esta tormenta no tiene parangón al menos durante el Siglo XX. En el Siglo XIX llama la atención que las crónicas de Vicuña Mackenna (1877) indiquen el relato de una tormenta durante Julio de ese año: “lo que constituye

la más notable peculiaridad del aguacero del 10 de Julio en Atacama, no es que lloviese en esas regiones cuando en el sur había escampado totalmente ... sino que su marcha fuera inversa, de norte a sur, como si el núcleo generador hubiese estado en el desierto en latitudes donde jamás llueve”.

Durante el 2017 retornaron a la costa del Perú las condiciones anómalas de temperatura similares a las observadas durante 2015, aunque sin la presencia de las intensas anomalías del Pacífico Central. Los ojos estuvieron puestos durante Febrero y Marzo en la posibilidad de una baja segregada que lograra organizar este transporte y pudiera generar una prematura repetición del evento 2015. Afortunadamente para la región de Atacama, esta repetición no ocurrió. No existió una perturbación importante que pudiese organizar tormentas de la magnitud de la gran tormenta de Atacama 2015, salvo por lo que ocurrió a fines de Febrero de 2017 cuando una circulación ciclónica débil, ubicada cerca de los 33°S logró transportar vapor de agua, en forma de una lengua pegada a la costa y de manera similar a Marzo de 2015. Este transporte consiguió elevar el contenido de agua precipitable por sobre los 40 mm (cerca del triple de su valor climatológico) a lo largo de la costa entre el Sur de Perú y hasta Santiago (a una latitud de 33°S).

Una serie de tormentas cálidas durante el día 25 produjeron aluviones cuyo origen está todavía en disputa pues también parece haber un aporte de vapor de agua desde el Atlántico como es típico de las tormentas de Verano en los Andes subtropicales (Viale y Garreaud, 2014). Sin embargo, los altísimos valores de agua precipitable a lo largo de la costa y la simultaneidad de las tormentas en una extensa franja Andina hacen sospechar nuevamente que la mano del aporte de vapor de agua desde la costa de Perú estuvo presente, si no como la causa próxima al menos como un factor catalizador de la convección sobre los Andes en estos episodios que causaron la suspensión del suministro de agua para millones de personas en el Centro de Chile.

## Referencias

Barrett, B. S.; Campos, D. A.; Vicencio Veloso, J. & Rondanelli, R. (2016) Extreme temperature and precipitation events in March 2015 in central and northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*.

Bozkurt, D.; Rondanelli, R.; Garreaud, R. & Arriagada, A. (2016) Impact of Warmer Eastern Tropical Pacific SST on the March 2015 Atacama Floods. *Monthly Weather Review*, 144, 4441-4460.

Goubanova, K., Illi, S., Dewitte, B., Takahashi, K., (2015): Variaciones intraestacionales de la temperatura superficial del mar en la costa del Perú. *Bol. Técn. El Niño IGP*, 2 (9), 4-8.

Kron, W. (2016) Floods in the Atacama Desert (Munich Re) <https://www.munichre.com/topics-online/en/2016/topicsgeo2015/floods-intheatacama-desert>.

Garreaud, R. D.; Molina, A. & Farias, M. (2010). Andean uplift, ocean cooling and Atacama hyperaridity: A climate modeling perspective *Earth and Planetary Science Letters, Elsevier*, 292, 39-50.

Kreft, Sö.; Eckstein, D. & Melchior, I. (2017) Global climate risk index: Who suffers most from extreme weather events Weather-related loss events in 2015 and 1996 to 2015, 2016 .

Middleton, N. (2003) *Going to Extremes Pan Books*, 129.

Rondanelli, R.; Molina, A. & Falvey, M. (2015) The Atacama Surface Solar Maximum Bulletin of the American Meteorological Society, *Bulletin of the American Meteorological Society, American Meteorological Society*, 96, 405-418.

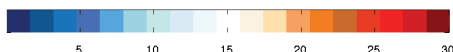
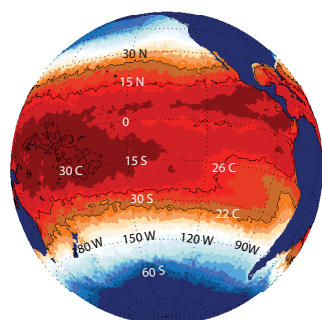
Rutllant, J. A.; Fuenzalida, H. & Aceituno, P. (2003) Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: the 1997–1998 Dinámica del Clima de la Región de Antofagasta (DICIPIA) experiment *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 108

Viale, M. & Garreaud, R. (2014) Summer precipitation events over the western slope of the subtropical Andes *Monthly Weather Review*, 142, 1074-1092

Vicuña Mackenna, B. (1877) *El clima de Chile. Ensayo histórico* Buenos Aires, Francisco de Aguirre, 1977. 399P.

Wilcox, A.; Escauriza, C.; Agredano, R.; Mignot, E.; Zuazo, V.; Otárola, S.; Castro, L.; Gironás, J.; Cienfuegos, R. & Mao, L. (2016) An integrated analysis of the March 2015 Atacama floods *Geophysical Research Letters, Wiley Online Library*.

(a) Temperatura superficial del Mar 23 Marzo, 2015



(b) Anomalía de TSM respecto de Marzo (1988-2011)

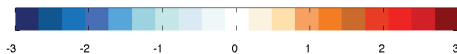
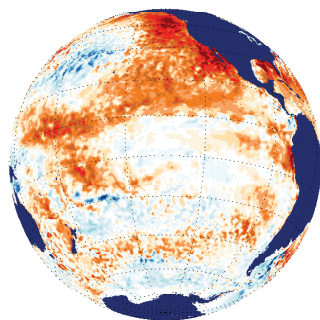


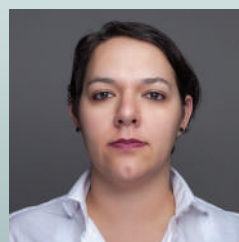
Figura 3 : (a) Distribución de la temperatura superficial del mar para el día 23 de Marzo de 2015 (datos infrarrojos, NOAA High Resolution Blended Analysis: Daily Values using AVHRR only). (b) Anomalías de Temperatura Superficial del Mar respecto de la climatología de Marzo (1988-2011) para Marzo 2015.

## Diferentes tipos de El Niño y su influencia sobre América del Sur

Las investigaciones sobre El Niño – Oscilación del Sur (ENOS) realizadas hasta el final del siglo pasado se enfocaron en las anomalías de la temperatura superficial del mar en el Pacífico Ecuatorial Oriental-Central (sobre todo en las regiones conocidas como Niño 3 y Niño 3.4). En la primera década del siglo actual, se iniciaron investigaciones que diferenciaban los fenómenos ENOS que ocurrían en el Pacífico Oriental de aquellos que ocurrían en el Pacífico Ecuatorial Central. Muchas de esas investigaciones notaron que esos diferentes tipos de ENOS pueden influenciar el clima del globo de maneras distintas.

## Diferentes tipos de ENOS

En el inicio del siglo XXI varios estudios (Trenberth et al., 2002; Larkin y Harrison, 2005; Ashok et al., 2007; Yu y Kim, 2013; entre otros) analizaron la ocurrencia y los patrones de los diferentes tipos de eventos ENOS, clasificados según dónde en Pacífico Ecuatorial se presentaron las anomalías de la temperatura superficial del mar (ATSM). De forma general, los estudios analizaron dos tipos de El Niño según si el calentamiento se da en el Pacífico Ecuatorial Oriental o el Central, aunque hay también los que estudiaron los diferentes tipos de La Niña (Tedeschi et al., 2013, 2015, 2016; Rodrigues y McPhaden, 2014; Córdoba-Machado et al., 2015). Al analizar los patrones de EOF (Empirical Orthogonal Function) sobre el Pacífico Ecuatorial, Ashok et al. (2007) notaron que la primera EOF representaba el patrón clásico del fenómeno ENOS, con calentamiento principalmente en el Pacífico Ecuatorial Oriental, mientras que la segunda EOF mostraba un calentamiento en el Pacífico Ecuatorial Central y enfriamiento en el Oriental y Occidental. A este último patrón los autores dieron el nombre de El Niño Modoki y, basado en este, establecieron un índice que es utilizado para definir los años de El Niño Modoki. Este índice se calcula como la diferencia entre la ATSM en la región A (165°E-140°W, 10°S-10°N), y el promedio de las regiones B (110°W-70°W, 15°S-5°N) y C (125°E-145°E, 10°S-20°N) representadas en la Figura 1. Takahashi et al. (2011) propusieron que los dos primeros patrones de EOF calculados no describen diferentes fenómenos como propuesto por Ashok et al. (2007), pero sí una evolución no-lineal del fenómeno ENOS, y así definieron índices que aproximadamente coinciden con la ATSM en las regiones Niño 1+2 (Figura 1, 90°W-80°W, 0°-10°S) y Niño 4 (Figura 1, 160°E-150°W, 5°N-5°S) para definir los años en cada categoría.



**Renata G. Tedeschi, Ph.D.**  
Climatóloga en el Centro de Predicción del Tiempo y Estudios Climáticos / Instituto Nacional de Investigación Espacial (CPTEC / INPE) del Brasil

Investigadora y climatóloga del Grupo de Predicción Climática del CPTEC/INPE. Actualmente estudia la influencia de los diferentes tipos de eventos El Niño-Oscilación Sur (ENOS) en el Atlántico tropical. Obtuvo su doctorado en meteorología en el INPE y realizó un postdoctorado en la Universidad de Exeter, Reino Unido. Sus publicaciones analizan la influencia de los diferentes tipos de eventos ENSO en las precipitaciones en Sudamérica usando datos observacionales y proyecciones climáticas de los modelos globales CMIP5.

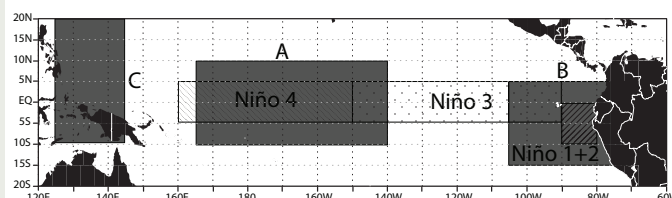


Figura 1: Regiones en el Pacífico ecuatorial utilizadas para definir diferentes tipos de ENOS, las áreas A, B y C están en gris y las áreas Niño definidas con diferentes patrones.

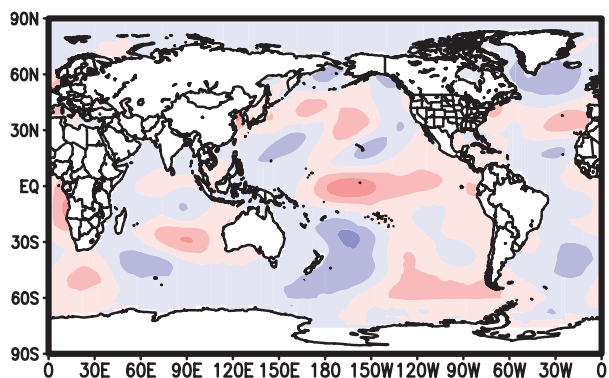
Otra forma de definir los diferentes tipos de ENOS es a través de los índices ya conocidos como el Niño 3 (Figura 1, 150°W-90°W, 5°N-5°S), para los fenómenos que ocurren en el Pacífico Ecuatorial Oriental, y el Niño 4 para los fenómenos en el Pacífico Ecuatorial Central (ej. Kug et al., 2009).

Considerando las diversas formas de definir diferentes categorías de ENOS, los campos de la ATSM pueden ser representados por tres patrones:

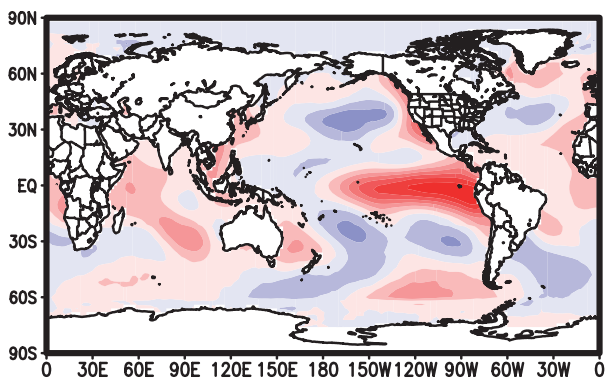
- 1) ENOS Central: las máximas ATSMs ocurren en el Pacífico Ecuatorial Central, como durante El Niño de 1994/1995 (Figura 2a).
- 2) ENOS Oriental: episodios con máximas ATSMs sobre el Pacífico Ecuatorial Oriental, como durante El Niño de 1997/1998 (Figura 2b).
- 3) ENOS Mixtos: máximas ATSMs repartidas por todo el Pacífico ecuatorial, como ocurrió durante el último El Niño 2015/2016 (Figura 2c).

La Figura 2 muestra los patrones de El Niño, aunque las nomenclaturas también son válidas para La Niña. En algunos estudios, los autores decidieron colocar los años de ENOS Mixtos en la categoría en que tuvieran la ATSM más fuerte, por ejemplo, durante 2015/2016 las ATSMs fueron más fuertes en el Pacífico Ecuatorial Oriental, y así, fue colocado en la categoría ENOS Oriental.

(a) DEF (1994/1995)



(b) DEF (1997/1998)



(c) DEF (2015/2016)

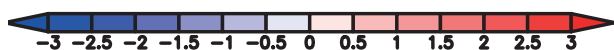
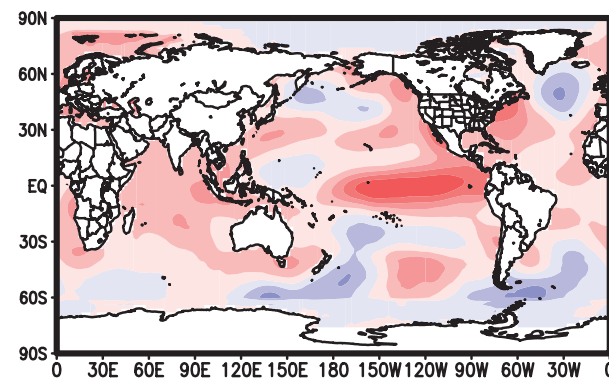


Figura 2: Anomalia de TSM en años representativos de los diferentes tipos de El Niño: a) ENOS Central, b) Oriental, y c) Mixto.

Independientemente de la metodología utilizada para definir los años de ENOS, las investigaciones muestran que las diversas categorías de ENOS causan diferentes influencias sobre la precipitación en diversas regiones del planeta (Larkin y Harrison, 2005; Ashok et al., 2007; Weng et al., 2009; entre otros). Además, El Niño en el Pacífico Ecuatorial Central se ha vuelto más frecuente

y más persistente en las últimas décadas (Ashok et al., 2007; Lee y McPhaden, 2010; Yu y Kim, 2013; entre otros).

## Influencia sobre América del Sur

Los episodios de la categoría ENOS Oriental fueron intensamente estudiados y el patrón de anomalía de precipitación asociado es ampliamente conocido como el aumento de precipitación sobre el sureste de América del Sur y disminución sobre el norte y noreste de ese continente durante años El Niño, y patrones opuestos a estos durante años La Niña (Vera et al., 2006; Marengo et al., 2012; y artículos citados por ellos). Las demás regiones de América del Sur no muestran patrones recurrentes en diferentes estudios, por tanto no es posible decir cuál es la influencia de esos episodios sobre esas regiones.

Diversos estudios analizaron la influencia de diferentes tipos de ENOS sobre la precipitación de América del Sur (Li et al., 2011; Rodrigues et al., 2011; Tedeschi et al., 2013, 2015, 2016; Rodrigues y McPhaden, 2014; Córdoba-Machado et al., 2015; Tedeschi y Collins, 2016a, 2016b). La Figura 3 será usada para ilustrar las diferencias de la influencia de las diferentes categorías de ENOS sobre América del Sur.

El patrón clásico que ocurre durante El Niño Oriental, aumento de precipitación en el sureste y noroeste, y disminución en el norte y noreste de América del Sur se observan en la Figura 3 b y e. Además, se nota que durante episodios Mixtos (Figura 3 c, aquí se resalta que no hubo ningún año en esa categoría durante la estación Marzo-Abril-Mayo) la influencia sobre la precipitación es muy similar con aquella que ocurre durante El Niño Oriental, pero con una gran diferencia sobre Ecuador y el norte de Perú, donde en lugar del aumento de la precipitación observado durante El Niño Oriental se observa disminución en los episodios Mixtos, como ocurrió durante El Niño 2015/2016 (L'Heureux et al., 2016).

Analizando las diferencias entre episodios El Niño Oriental y Central se nota que sobre el sureste de América del Sur hay señales opuestas entre esas dos categorías, tanto durante el verano como el otoño (Larkin y Harrison, 2005; Weng et al., 2009; Hill et al., 2011; Tedeschi et al., 2013; Tedeschi y Collins, 2016 a, b), con aumento/disminución durante El Niño Oriental/Central sobre Ecuador, el norte de Perú y el suroeste de Colombia, durante el verano y el otoño (Li et al., 2011; Hill et al., 2011; Tedeschi et al., 2013; Córdoba-Machado et al., 2015; Tedeschi y Collins, 2016 a, b). El noroeste de América del Sur también muestra oposición de señales durante la estación de otoño (MAM) (Li et al., 2011; Hill et al., 2011; Tedeschi et al., 2013; Córdoba-Machado et al., 2015; Tedeschi y Collins, 2016 a, b).

# Diferentes tipos de El Niño y su influencia sobre América del Sur

Renata T.

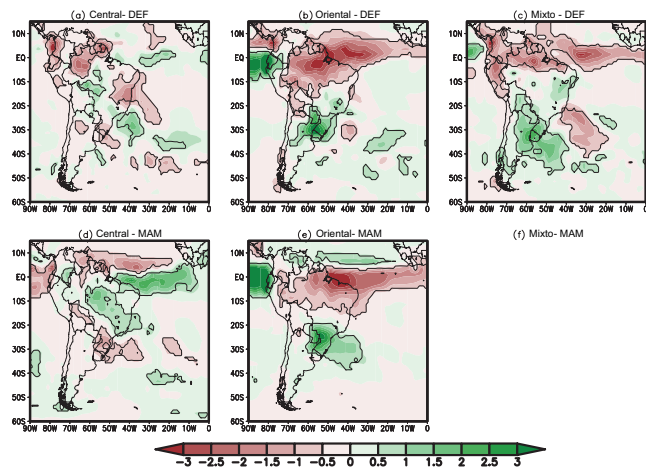


Figura 3: Anomalia de precipitación durante diferentes categorías de El Niño del a, d) Pacífico Ecuatorial Central, b, e) Pacífico Ecuatorial Oriental, y c, f) mixto durante las estaciones de a-c) diciembre-febrero y d-f) marzo-mayo. Las líneas negras representan las áreas con significancia mayor que 90%. Fuente: Tedeschi y Collins (2016b)

Analizando los patrones para La Niña, se nota que son similares entre las tres categorías (Tedeschi y Collins, 2016b), y por ese motivo los patrones no son mostrados aquí. La principal diferencia ocurre sobre Ecuador y el norte de Perú, que debido a la cercanía con la región Niño 1+2 es altamente afectado por las ATSMs que ocurren en esa región, en ese caso los patrones son opuestos durante episodios Oriental y Central durante el otoño. Rodrigues y McPhaden (2014) mencionan una posición de señal en el Noreste de Brasil en las diferentes categorías de La Niña durante el otoño, sin embargo ese patrón no fue verificado por Tedeschi y Collins (2016b). Lo que sí se puede ver es un aumento de precipitación durante los eventos La Niña que ocurrieron en el Pacífico Ecuatorial Oriental y anomalías próximas a cero durante los episodios La Niña Central. Es importante resaltar que ningún episodio de La Niña Oriental fue identificado por Tedeschi y Collins (2016b), durante el verano (DEF).

La Figura 4 muestra la influencia de las diferentes categorías de El Niño sobre la temperatura del aire sobre América del Sur. En ese caso los años fueron categorizados usando el Índice Modoki (ENOS Central) y el Índice Niño 3 (ENOS Oriental), tal como en Tedeschi y Collins (2016b). Los resultados muestran que los episodios El Niño Oriental afectan consistentemente la temperatura sobre gran parte de la región tropical de América del Sur causando aumento de temperatura (Li et al., 2011), mientras que los episodios Central causan un aumento de temperatura apenas en una región que engloba partes de Chile y Argentina, siendo esa región más limitada durante el verano que durante el otoño.

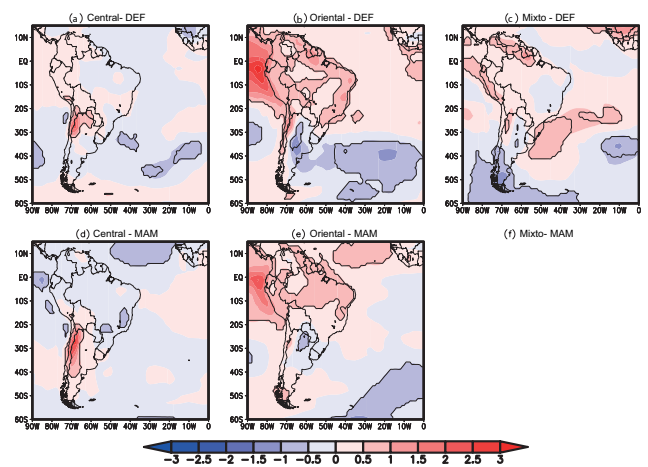


Figura 4: Similar a la Figura 3 para la anomalia de temperatura del aire.

Así como en los patrones de precipitación, los patrones de temperatura no muestran grandes diferencias entre las diferentes categorías de La Niña (no mostrado).

Varios estudios muestran que los episodios de ENOS influyen la precipitación de América del Sur de diferentes maneras. La región tropical de ese continente es afectada por las modificaciones en la circulación de Walker (Rodrigues et al., 2011; Hill et al., 2011; Rodrigues y McPhaden, 2014; Tedeschi et al., 2013, 2015, 2016; Tedeschi y Collins, 2016 a, b). Mientras que la región extratropical es afectada por cambios en los trenes de ondas provenientes del Pacífico Ecuatorial y por las variaciones en la intensidad del flujo de humedad sobre el continente (Hill et al., 2011; Tedeschi et al., 2013, 2015, 2016; Tedeschi y Collins, 2016 a, b).

## Conclusiones

Los eventos ENOS pueden ocurrir en diferentes regiones del Pacífico Ecuatorial. Estos eventos pueden ser clasificados como ENOS Central cuando las máximas ATSMs ocurren en la región central del Pacífico Ecuatorial, o como ENOS Oriental cuando las máximas ATSMs ocurren en la parte este de la cuenca en cuestión. Algunos autores sugieren una tercera categoría conocida como ENOS Mixto, cuando tanto el Pacífico Ecuatorial Oriental como el Pacífico Ecuatorial Central poseen anomalías elevadas de TSM.

Esos diferentes tipos de episodios ENOS causan diferentes efectos sobre la precipitación de América del Sur, teniendo en algunos casos influencias opuestas según dónde se maximicen las ATSMs. Ese es el caso, durante episodios El Niño, de las

regiones sureste de América del Sur, y de una región entre Colombia, Ecuador y Perú durante el verano y el otoño, además del noreste del continente durante el otoño.

Identificar esos diferentes patrones de precipitación contribuye en la mejoría de las previsiones climáticas realizadas en diversos centros meteorológicos, como es el caso del CPTEC/INPE en Brasil, pues los estudios citados muestran las influencias de diferentes tipos de ENOS sobre América del Sur.

## Referencias

Ashok, K. et al. (2007). *El Niño Modoki and its possible teleconnection*. *J. Geophys. Res.* 112: C11007. DOI: 10.1029/2006JC003798

Córdoba-Machado, S. et al. (2015). *Assessing the impact of El Niño Modoki on seasonal precipitation in Colombia*. *Global and Planetary Change* 124: 41-61, doi: 10.1016/j.gloplacha.2014.11.003

Hill, K.J. et al. (2011). *Sensitivity of South American summer rainfall to tropical Pacific Ocean SST anomalies*. *Geophys. Res. Lett.* 38: L01701. DOI: 10.1029/2010GL045571

Kug JS, Jin FF, An SI. (2009). *Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño*. *J. Climate*, DOI: 10.1175/2008JCLI2624.1

Larkin, N.K., Harrison, D.E. (2005). *Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter*. *Geophys. Res. Lett.* 32: L16705. DOI: 10.1029/2005GL022860.

Lee, T., McPhaden, M.J. (2010). *Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific*. *Geophys. Res. Lett.* 37: L14603. DOI: 10.1029/2010GL044007

L'Heureux, M., Takahashi, K., Watkins, A.B., Barnston, A., Becker, E.J., Di Liberto, T.E., Gamble, F., Gottschalck, J., Halpert, M.S., Huang, B., Mosquera-Vásquez, K., Wittenberg, A. (2016): *Observing and predicting the 2015-16 El Niño*. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, DOI: 10.1175/BAMS-D-16-0009.1

Li W, et al. (2011). *Impact of two different types of El Niño events on the Amazon climate and ecosystem productivity*. *J. Plant Ecol.* 4: 91-99, doi: 10.1093/jpe/rtq039

Rodrigues, R.R., et al. (2011). *The impacts of Inter-El Niño variability on the tropical Atlantic and northeast Brazil climate*. *J. Clim.* 24: 3401-3422, doi: 10.1175/2011JCLI3983.1

Rodrigues, R.R., McPhaden, M.J. (2014). *Why did the 2011-2012 La Niña cause a severe drought in the Brazilian Northeast?* *Geophys. Res. Lett.* 41: 1012-1018, doi: 10.1002/2013GL058703

Tedeschi, R.G., et al. (2013). *Influences of two types of ENSO on South American precipitation*. *Int. J. Climatol.* 33: 1382-1400. DOI: 10.1002/joc.3519

Tedeschi, R.G., et al. (2015). *Influence of Central and East ENSO on Extreme Events of Precipitation in South America during austral spring and summer*. *Int. J. Climatol.* 35: 2045-2064. DOI: 10.1002/joc.4106

Tedeschi, R.G., et al. (2016). *Influence of Central and East ENSO on precipitation and its extreme events in South America during austral autumn and winter*. *Int. J. Climatol.* doi: 10.1002/joc.4670

Tedeschi, R.G., Collins, M. (2016a). *The influence of ENSO on South American precipitation during austral summer and autumn in observations and models*. *Int. J. Climatol.* 36: 618-635, DOI: 10.1002/joc.4371

Tedeschi, R.G., Collins, M. (2016b). *The influence of ENSO on South American precipitation: simulation and projection in CMIP5 models*. *Int. J. Climatol.* DOI: 10.1002/joc.4919

Trenberth, K.E., et al. (2002). *Evolution of El Niño-Southern Oscillation and global atmospheric surface temperatures*. *J. Geophys. Res.* 107 (D8): 4065. DOI: 10.1029/2000JD000298.

Weng, H., et al. (2009). *Anomalous winter climate conditions in Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events*. *Clim. Dyn.* 32: 663-674. DOI: 10.1007/s00382-008-0394-6

Yu, J.Y., Kim, S.T. (2013). *Identifying the types of major El Niño since 1870*. *Int. J. Climatol.* 33: 2105-2112. DOI: 10.1002/joc.3575

# Variabilidad climática intraestacional: más allá de El Niño

Osman M. y Alvarez M.

## Variabilidad climática intraestacional: más allá de El Niño

Salvo por el fenómeno de El Niño costero frente al Perú (ENFEN 2017), el año 2017 se caracterizó por anomalías de temperatura de la superficie del mar (TSM) en la región del Pacífico tropical de poca amplitud, ya sea positivas o negativas. Sin embargo, las abundantes lluvias observadas en diversos sectores de Sudamérica en lo que va del año y la influencia de los forzantes remotos sobre su ocurrencia, son una buena motivación para revalorizar las herramientas de monitoreo en múltiples escalas y en regiones más allá del Pacífico ecuatorial. En este artículo el foco será en la variabilidad intraestacional y su impacto en el clima regional durante este 2017.

Luego de un final de 2016 con anomalías de TSM frías sobre el Pacífico tropical central, el comienzo del 2017 estuvo caracterizado en el Pacífico tropical por TSM intensamente cálidas en la región Niño 1+2 (90°-80°O, 10°S-0°) y algo más débiles en la región Niño 3 un poco más al oeste (150°-90°O, 5°S-5°N). Sin embargo, aunque estas temperaturas influenciaron notoriamente el clima en Perú y los alrededores, su impacto en las anomalías de precipitación de la región extratropical de Sudamérica fue menor. En su lugar, las teleconexiones en escalas intraestacionales fueron responsables de las olas de calor observadas en verano y de los eventos de precipitación intensos observados en el verano y otoño de este año en dicha región que dieron lugar a pérdidas económicas importantes en la Argentina y Brasil.

Durante los últimos años ha crecido el interés por proporcionar información climática de calidad con varias semanas de antelación. La capacidad de proporcionar este tipo de información se sustenta en el adecuado entendimiento, monitoreo y pronóstico de lo que se conoce como la variabilidad intraestacional, la que ocurre en una ventana entre 10 y 90 días. En particular, la influencia de la llamada Oscilación de Madden-Julian (MJO), el principal modo de variabilidad tropical en esta escala, en el clima global ha sido el objeto de numerosos estudios. La MJO es un fenómeno que se genera en las latitudes tropicales del Océano Índico y se desplaza hacia el este, generando cambios distintivos en la lluvia, nubosidad, viento y presión de la banda tropical, tardando entre 30 y 60 días en cumplir un ciclo.

Su descubrimiento data de comienzos de los años 70, llamadas inicialmente "oscilación de 40-50 días" (Madden and Julian 1971; Madden and Julian 1972), pero el estudio de su influencia en la variabilidad intraestacional en las variables más relevantes en todo el globo se desarrolló desde comienzos del 2000 (Donald 2006; Wheeler et al., 2009; Jones et al., 2011). En Sudamérica, se ha vinculado la

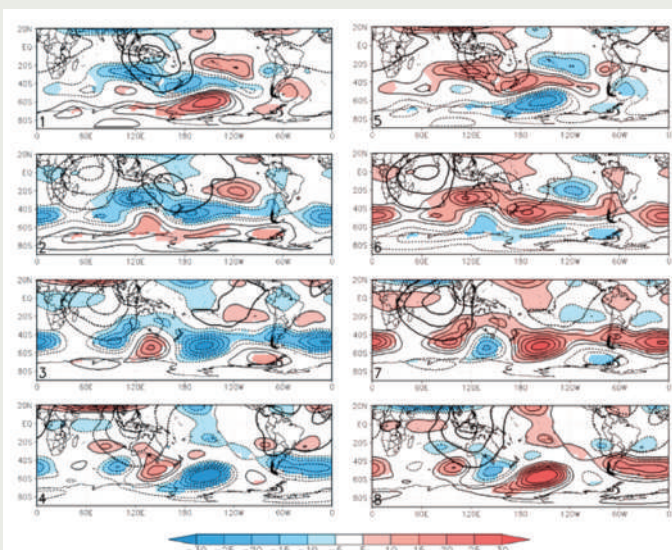


**Dra. Marisol Osman**  
Investigadora en CIMA/UBA - CONICET

*Investigadora postdoctoral en el Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA/UBA-CONICET) y docente en el Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (EXACTAS-UBA). Realizó su tesis de doctorado en temas de predictibilidad y capacidad predictiva en escalas estacionales sobre Sudamérica.*

actividad de la MJO a la precipitación de verano (e.g., Liebmann et al., 2004; Jones et al., 2004; De Souza and Ambrizzi 2006) y a la ocurrencia de eventos extremos húmedos y secos (e.g., Muza et al., 2009). Además, se encontró que la MJO puede modular la precipitación en la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ; e.g., Paegle et al., 2000; Carvalho et al., 2004). Recientemente, trabajos como el de Alvarez et al., (2016) que caracteriza la influencia detallada de la MJO en la lluvia y la temperatura de Sudamérica según la época del año han permitido el aprovechamiento de las herramientas de monitoreo operativo de la MJO para inferir cambios esperados en las distintas variables (ver por ejemplo <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/> o <http://climar.cima.fcen.uba.ar>).

Usando el índice de Wheeler y Hendon (2004), el desplazamiento de la MJO hacia el este puede ser descrito considerando ocho fases (figura 1). Dicho



**Figura 1:** Promedio de anomalías de altura geopotencial de 250 hPa (sombreado y contornos) y de anomalías de potencial de velocidad del nivel sigma de 0.21 (contornos gruesos) para diciembre-febrero para cada una de las ocho fases de la MJO (indicadas en la esquina inferior izquierda de cada panel) definidas a partir del índice RMM. Sólo los valores significativos estadísticamente al 95% están sombreados para las anomalías de altura geopotencial. Adaptada de Alvarez et al. (2016)



**Dr. Mariano Alvarez**  
Investigador en CIMA/UBA - CONICET

Investigador postdoctoral en el Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA/UBA-CONICET) y docente en el Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (EXACTAS-UBA). Realizó su tesis de doctorado en variabilidad intraestacional sobre Sudamérica.

índice refleja dos características: la posición en la que se encuentra la rama de ascenso anómalo de la MJO (núcleos de contornos gruesos punteados en la figura 1) y la intensidad de su actividad. La actividad de la MJO a su vez excita trenes de ondas que se propagan desde latitudes tropicales a regiones extratropicales y producen cambios en la circulación regional, por lo que en verano durante las fases 6, 7 y 8 de la MJO las anomalías de temperatura del aire semanal en promedio son positivas en el norte y sur de Sudamérica, siendo significativas en esta última región (figura 2), producto del establecimiento de una anomalía anticiclónica en la tropósfera alta que favorece la subsidencia y los días despejados (Alvarez et al., 2016; figura 1). Describir la influencia de la MJO en la temperatura ha permitido entender las causas de la extensa ola de calor acontecida entre el 10 de febrero y el 2 de marzo de este año sobre el sur de Sudamérica. Durante este evento, las anomalías de temperatura del aire superaron los 2°C y alcanzaron valores récord en varias estaciones de la región (ver figura 3a). Asimismo, la MJO en ese período se mostró activa y con mucha

amplitud en las fases 7, 8 y 1 (ver figura 3b). El análisis de los campos de temperatura durante esas fechas muestra que presentaron un comportamiento similar al mostrado por el trabajo de Alvarez et al. (2016) para dichas fases.

## Otros mecanismos y herramientas de monitoreo

Además de la MJO, la variabilidad intraestacional en Sudamérica puede estar asociada a otros fenómenos. Ya en los años 80 (Casarin and Kousky, 1986) y 90 (Nogues-Peagle y Mo 1997) propusieron al llamado "South America Seesaw" (SASS) como el patrón de variabilidad intraestacional más importante sobre Sudamérica. El SASS presenta dos centros de acción de signo opuesto: en la SACZ y en el sudeste de Sudamérica (SESA). Numerosos trabajos muestran que en ambas fases del SASS, la región con precipitación exacerbada es proclive a presentar eventos intensos de precipitación (e.g. Carvalho et al., 2004; Liebmann et al., 2004; Gonzalez et al., 2008). Además, durante los eventos con precipitación abundante sobre las SACZ, la subsidencia asociada en la región subtropical promueve un aumento en la frecuencia de olas de calor, muchas de ellas muy intensas (Cerne y Vera 2007). Este tipo de características demuestra que la variabilidad intraestacional está presente no sólo en la lluvia, sino también en la temperatura.

Todo el conocimiento generado para entender estos fenómenos no quedó sólo plasmado en la literatura. Recientemente se han hecho significativos avances en su utilización en tareas de monitoreo y pronóstico regional. Como ejemplo de este tipo de aplicaciones, Alvarez et al. (2014) desarrollaron un índice llamado SIS para monitorear la variabilidad intraestacional sobre SESA, hoy operativo en <http://climar.cima>.

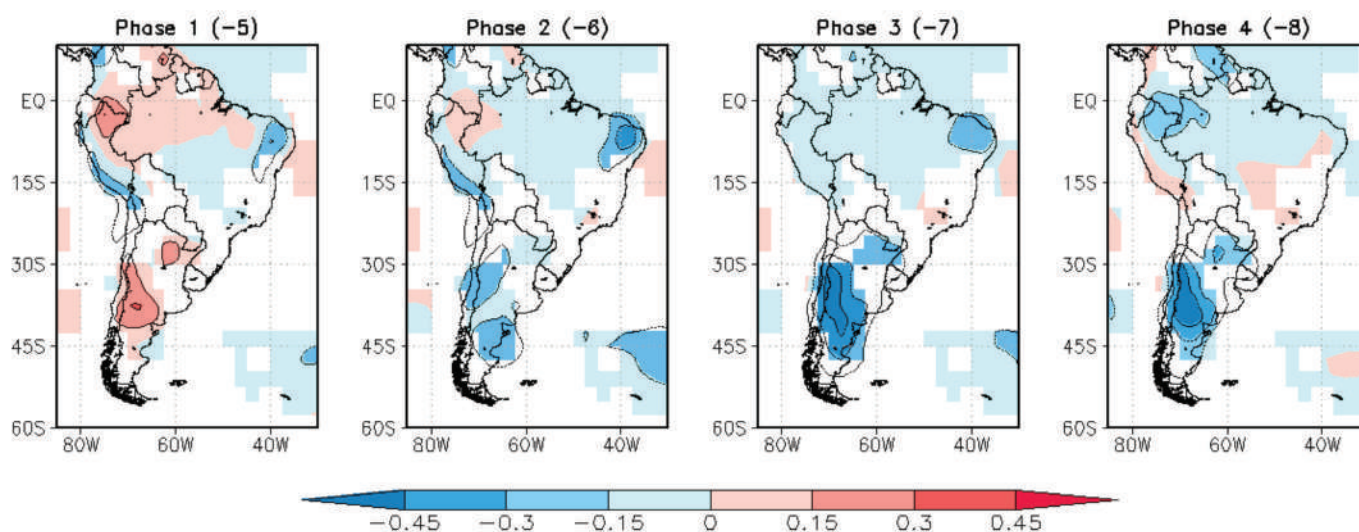


Figura 2: Promedio de las anomalías de temperatura del aire en diciembre-febrero para las fases 1-4 de la MJO según el índice RMM. Los promedios para las fases 5-8 son idénticas pero del signo opuesto (indicadas entre paréntesis). Figura adaptada de Alvarez et al. (2016). Sólo se muestran los valores significativos al 95% de confianza.



# Variabilidad climática intraestacional: más allá de El Niño

Osman M. y Alvarez M.

fcen.uba.ar/Msis.php. Este índice refleja los cambios en las condiciones de temperatura y lluvia mencionados en el párrafo anterior. Las investigaciones realizadas muestran que la actividad de la fase positiva del SIS promueve rachas de días consecutivos con lluvias en SESA que pueden llegar a ser abundantes y en algunos casos extremas. Esta influencia es más fuerte en el nordeste de Argentina, este de Paraguay y sur de Brasil, aunque puede extenderse durante los días anteriores y posteriores a la fase positiva del índice. El seguimiento de este índice y el entendimiento de las anomalías climáticas asociadas es otro ejemplo de cómo, de manera análoga a fenómenos

climáticos más conocidos como El Niño o la MJO pueden desarrollarse productos con enfoque regional que permitan apuntalar las tareas de seguimiento que realizan los servicios meteorológicos y climáticos. Para mencionar un ejemplo de su aplicación durante este año, la figura 4 muestra la región de acción del patrón SIS durante el otoño y la evolución temporal de dicho patrón durante los meses de abril y mayo de este año. Se distinguen con colores las fases SIS persistentemente intensas, según su signo y duración. En la figura 4 se muestra además la lluvia diaria en la estación Paso de los Libres, ubicada en la zona de influencia de este patrón. Puede verse como los eventos SIS extremos estuvieron asociados a lluvia intensa durante esos días en esa estación. De manera análoga, los eventos negativos del patrón SIS se asocian comúnmente a olas de calor sobre la región y episodios de varios días sin lluvia.

## Conclusiones

Los meses transcurridos de este 2017 han servido de ejemplo para destacar y reforzar la importancia del entendimiento y el monitoreo de otros fenómenos más allá de El Niño. Si bien no hay dudas de la relevancia que tiene este fenómeno sobre el clima regional, es cierto también que en años donde no se manifiesta, otros fenómenos igual de relevantes para nuestro clima pueden tomar protagonismo. Entenderlos es el primer paso para luego poder monitorearlos y anticipar los impactos que tienen en las anomalías regionales. Finalmente, con el avance de las herramientas de pronóstico es deseable poder anticipar su ocurrencia con varias semanas de antelación para que los sectores socio-productivos expuestos a ellos puedan contar con información útil y de calidad a la hora de tomar decisiones. Este texto mostró algunos ejemplos de cómo años de estudio y esfuerzo de la comunidad científica se traducen en un mejor entendimiento de lo acontecido durante este año.

El avance en el desarrollo de herramientas de monitoreo como las indicadas arriba y del desarrollo de mejores modelos de pronóstico climático abre el paso a nuevas investigaciones acerca de la posibilidad de pronosticar el clima en estas escalas con semanas de antelación. Este desafío es encarado por la comunidad internacional a través de múltiples iniciativas, como el proyecto de *World Climate Research Programme* y el *World Weather Research Programme* conocido como *Subseasonal to Seasonal Prediction* o el *North American Multi-Model Ensemble* conducido por el *Climate Prediction Center*, pero también por varios grupos de investigación regionales, por ejemplo el proyecto CLIMAX entre el Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (Argentina) y el CPTEC (Brasil). Si bien este desafío es ambicioso, la comunidad cuenta con recursos y conocimientos suficientes para llevarlo adelante con éxito.

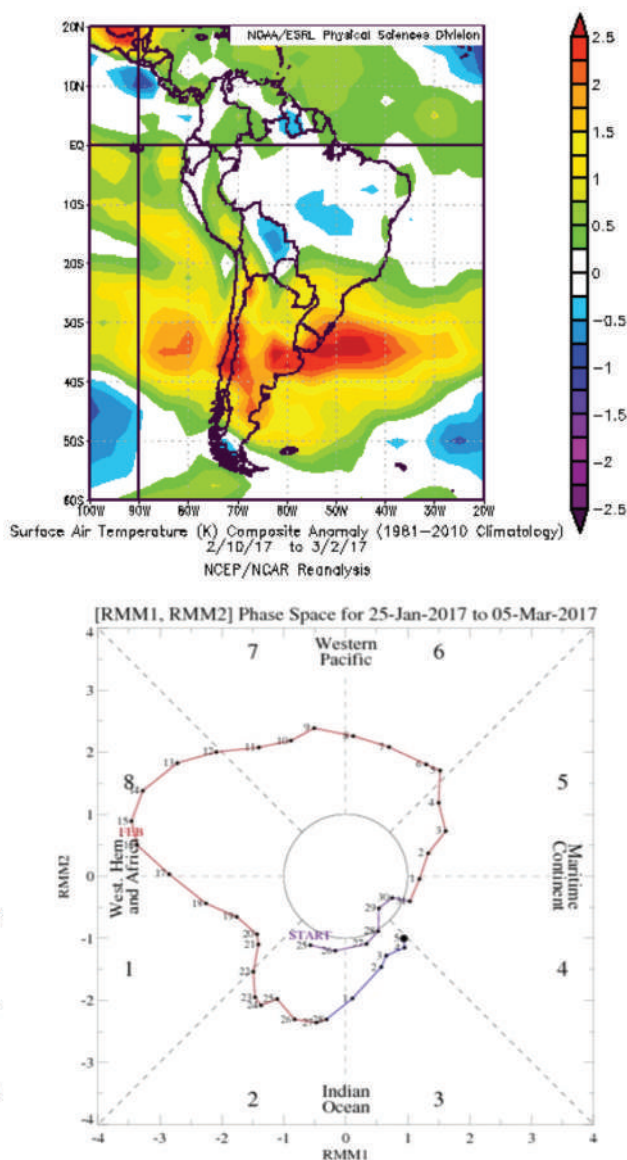


Figura 3: a) Anomalías de temperatura de superficie durante los días 10/02/2017 al 2/03/2017. (Fuente: ESRL a partir de NCEP/NCAR Reanalysis). b) Evolución del índice RMM1 y RMM2 durante los días 25/01/2017 al 05/03/2017. Cada punto en el diagrama indica el valor del índice MJO para cada uno de los días, unidos por una línea. Esto permite identificar rápidamente la fase en la que se encuentra. Las fases son distinguibles por las líneas punteadas. Cada color representa meses diferentes. Cuanto más lejos esté la línea del centro del diagrama, más intensa es la actividad de la MJO. Si el índice se encuentra dentro del círculo central del diagrama entonces la MJO no se encuentra activa esos días. (Fuente: NOAA Climate Prediction Center).

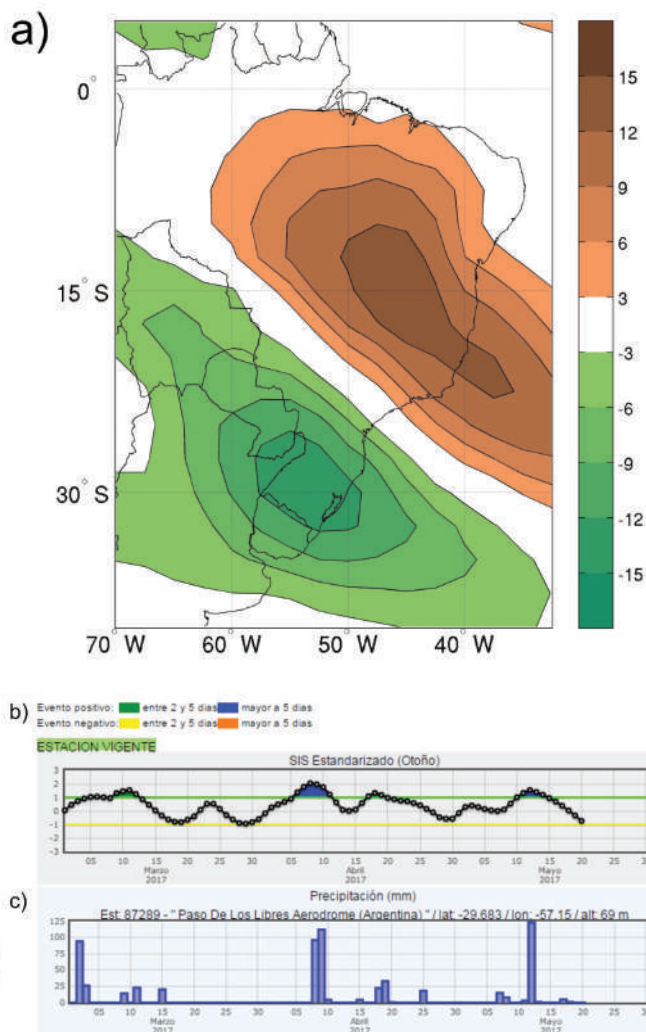


Figura 4: a) Patrón SIS (EOF1 de anomalías de OLR filtradas en 10-90 días) para el trimestre marzo-abril-mayo (MAM) b) Índice SIS para la estación MAM 2017. c) Precipitación diaria en la estación Paso de los Libres (Corrientes, Argentina).

Cerne, B., Vera, C. (2011) Influence of the intraseasonal variability on heat waves in subtropical South America. *Clim Dyn* 36:2265–2277.

De Souza EB, Ambrizzi, T. (2006) Modulation of the intraseasonal rainfall over tropical Brazil by the Madden–Julian oscillation. *Int J Clim* 26(13):1759–1776.

Donald, A., Meinke, H., Power, B., deMaia AHN, Wheeler MC, White N, Stone RC, Ribbe J (2006) Near-global impact of the Madden–Julian oscillation on rainfall. *Geophys Res Lett* 33:L09704. Doi:10.1029/2005GL025155.

ENFEN, 2017: El Niño Costero 2017. Informe técnico extraordinario ENFEN 001-2017, 31 pp.

Gonzalez, PLM., Vera, CS., Liebmann, B., Kiladis, G. (2008) Intraseasonal variability in subtropical South America as depicted by precipitation data. *Clim Dyn* 30:727–744.

Jones, C., Waliser, DE., Lau, KM., Stern, W. (2004) Global occurrences of extreme precipitation events and the Madden–Julian oscillation: observations and predictability. *J Clim* 17:4575–4589.

Jones, C., Gottschalk, J., Carvalho, LMV., Higgins, WR. (2011) Influence of the Madden–Julian oscillation on forecasts of extreme precipitation in the contiguous United States. *Mon Weather Rev* 139:332–350.

Liebmann, B., Kiladis, GN., Vera, CS., Saulo, AC., Carvalho, LMV. (2004) Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. *J Clim* 17(19):3829–3842.

Liebmann, B., Vera, CS., Carvalho, LMV., Camilloni, IA., Hoerling, M., Allured, D., Barros, VR., Baez, J., Bidegain, M. 2004. An observed trend in central South American precipitation. *J. Clim.* 17: 4357–4367, doi:10.1175/3205.1.

Madden, R.A. and P.R. Julian, 1971: Detection of a 40–50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 702–708, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1971\)028<0702:DOADOI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<0702:DOADOI>2.0.CO;2).

Madden, R.A. and P.R. Julian, 1972: Description of Global-Scale Circulation Cells in the Tropics with a 40–50 Day Period. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1109–1123, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1972\)029<1109:DOG SCC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1972)029<1109:DOG SCC>2.0.CO;2)

Muza, MN., Carvalho, LMV., Jones, C., Liebmann, B. (2009) Intraseasonal and interannual variability of extreme dry and wet events over southeastern South America and the subtropical Atlantic during austral summer. *J Clim* 22(7):1682–1699.

Nogues-Paegle J, Mo KC (1997) Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon Weather Rev* 125(2):279–291.

Paegle, JN., Byerle, LA., Mo KC (2000) Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. *Mon Weather Rev* 128:837–850.

Wheeler, MC., Hendon, HH. (2004) An all-season real-time multivariate MJO index: development of an index for monitoring and prediction. *Mon Weather Rev* 132:1917–1932.

Wheeler, MC., Hendon, HH., Cleland, S., Meinke, H., Donald, A. (2009) Impacts of the Madden–Julian oscillation on Australian rainfall and circulation. *J Clim* 22:1482–1498.

## Referencias

Alvarez, M.S., Vera, C.S., Kiladis, G.N. and B Liebmann. Intraseasonal variability in South America during the cold season. *Clim Dyn* (2014) 42: 3253. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1872-z>

Alvarez, M.S.; Vera, C.S.; Kiladis, G.N.; Liebmann, B. Influence of the Madden Julian Oscillation on precipitation and surface air temperature in South America. *Climate Dynamics* 2016, 46, 245–262.

Carvalho LMV, Jones C, Liebmann B (2004) The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J Clim* 17:88–108.

Casarin DP, Kousky VE (1986) Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variação na circulação atmosférica. *Rev Bras Meteorol* 1:83–90.

# El Niño, vientos de bajo nivel y predicción de Rayos en el Norte de Sudamérica

Juárez, M.

## El Niño, vientos de bajo nivel y predicción de rayos en el norte de Sudamérica

### ¿Qué son los Relámpagos del Catatumbo?

Los Relámpagos del Catatumbo son un conjunto de tormentas eléctricas que ocurren en promedio unas 260 noches al año en toda la Cuenca del Lago de Maracaibo (Figura 1), pero especialmente al suroeste del Lago (Muñoz y Díaz-Lobatón, 2011; Muñoz et al., 2016). Se forman por una interacción entre agentes locales, regionales y globales, que se ponen de acuerdo para hacer que este fenómeno suceda en el sitio y en los tiempos en que ocurre.

Varios estudios (Albrecht et al., 2009; Muñoz y Díaz-Lobatón, 2011; Bürgesser et al., 2012) indican que el “epicentro” más importante en términos de descargas está cerca de la desembocadura del río Catatumbo en el Lago de Maracaibo (Figura 1). Un segundo epicentro, con menor actividad que el primero, se ubica cerca de la frontera colombo-venezolana (aproximadamente en coordenadas 9° Norte y 73° Oeste, ver Figura 1).

La mayoría de las descargas tienden a ocurrir dentro de las nubes, pero también hay rayos que caen a tierra (o que suben de la tierra a las nubes). El máximo diario de actividad de los Relámpagos tiende a ocurrir entre las 6:00 pm y 4:00 am (Tiempo Local Solar) de cada día (Albrecht et al., 2009; Bürgesser et al., 2012). El epicentro de mayor actividad (cerca de la boca del Río Catatumbo, Figura 1) es más activo entre las 00:00 y las 4:00, mientras que el segundo

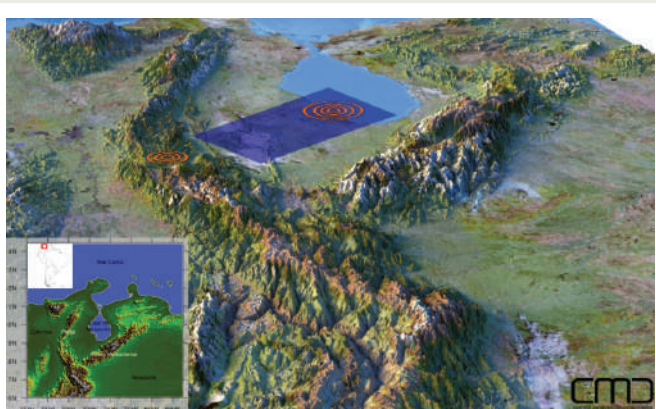


Figura 1. Cuenca del Lago de Maracaibo. La región del Catatumbo se ha resaltado en color púrpura, y los epicentros en naranja. Las alturas medias de las cordilleras oscilan entre 1.500 y 3.700 metros sobre el nivel del mar. Créditos: Centro de Modelado Científico (CMC) de Universidad del Zulia



Lic. Marling Juárez  
Coordinadora del Eje de Geociencia en CMC

Licenciada en Ciencias Físicas en Universidad del Zulia, Venezuela. Actualmente cursa una maestría en Física en temas relacionados con cambio y variabilidad climáticos. Se desempeña en el Centro de Modelado Científico de la mencionada universidad como Coordinadora del Eje de Geociencias, y es investigadora líder del Sistema Integrado de Vigilancia y Pronóstico de la Cuenca del Lago de Maracaibo.

tiende a iniciar y terminar un poco antes, entre las 20:00 y las 2:00 del día siguiente.

Los Relámpagos del Catatumbo tienden a verse muy poco o incluso a desaparecer en enero, y se aprecian más durante los máximos de lluvia. Este comportamiento responde a la variabilidad característica de la actividad tormentosa en el noroeste de Sudamérica, y no es algo aislado de la Cuenca del Lago de Maracaibo. Enero y febrero son de hecho los meses con la mínima densidad de descargas en el norte de Sudamérica. Cierta actividad por encima de la normal empieza a aparecer en abril-mayo en Colombia en un corredor entre los 5° y 9° Norte, alrededor de los 75° Oeste. Esta anomalía se va fortaleciendo paulatinamente en los meses siguientes, y comienza a migrar hacia el este a latitudes entre los 7° y 10° Norte, alcanzando el máximo de actividad en la Cuenca del Lago de Maracaibo entre julio y octubre. En los meses siguientes la densidad de descargas disminuye rápidamente en la Cuenca y el noroeste de Sudamérica, para alcanzar de nuevo valores mínimos a principios del año siguiente. Una animación de la evolución temporal recién descrita se encuentra disponible para todo el público en el portal <http://cmc.org.ve/Catatumbo>.

### El Niño-Oscilación del Sur, vientos de bajo nivel y otros agentes climáticos

La densidad de descargas eléctricas varía también de un año a otro, dependiendo de distintos factores, uno de ellos es El Niño-Oscilación del Sur (ENOS), que modula la actividad tormentosa en los trópicos del planeta —y por ende en la Cuenca del Lago de Maracaibo también— a escalas de tiempo típicas de entre 2 y 7 años. Por ejemplo, ENOS fue muy probablemente el causante principal de que los Relámpagos del Catatumbo desaparecieran entre finales de 2009 y principios de 2010.

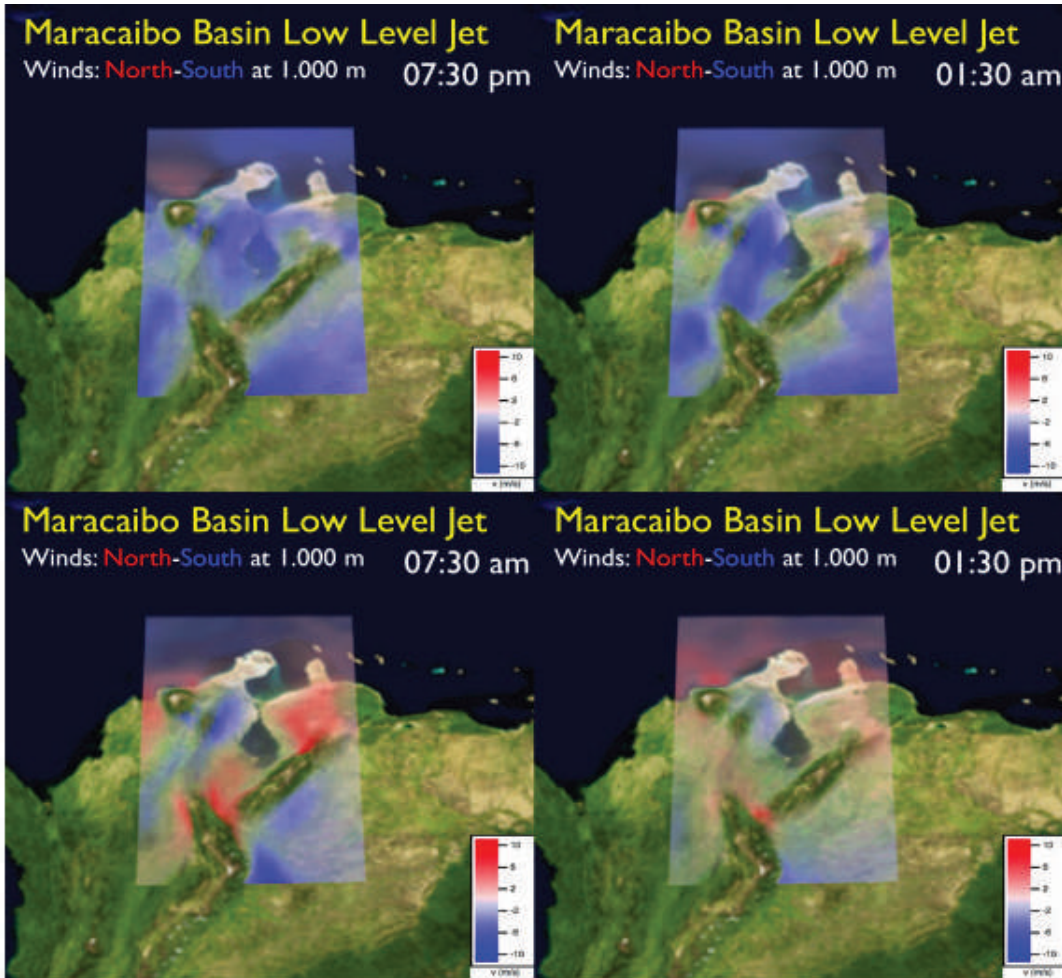


Figura 2: Simulación computacional del Jet Nocturno de Bajo Nivel de la Cuenca del Lago de Maracaibo, usando un modelo de 4 km de resolución, mostrando la componente meridional (norte-sur) de los vientos a aproximadamente 1 km de altura sobre el nivel del suelo. Cada panel muestra la configuración del jet de vientos a una hora distinta del día. Colores rojos indican vientos hacia el norte, mientras que azules indican vientos soplando al sur. Créditos: Centro de Modelado Científico (CMC) de Universidad del Zulia

Por su ubicación geográfica, la disponibilidad de humedad en la Cuenca del Lago de Maracaibo no depende únicamente del lago mismo, sino también del Mar Caribe, y éste a su vez de la interacción entre las cuencas oceánicas del Atlántico y el Pacífico. ENOS tiene un rol importante en el estímulo o inhibición de la actividad convectiva (lluvias y descargas eléctricas) sobre todo el Noroeste de Sudamérica: años El Niño tienden a tener mayor estabilidad atmosférica en el Trópico, y los patrones de circulación de vientos, que transportan humedad de un sitio a otro del planeta, son tales que hay menor disponibilidad de vapor de agua para convección en la Cuenca (precipitaciones bajo la normal); lo contrario tiende a ocurrir en años La Niña. Este escenario se ve exacerbado cuando las anomalías de temperaturas tienen signos distintos entre el Atlántico y el Pacífico: por ejemplo, años en los que se presenta un evento El Niño (anomalías cálidas en el Océano Pacífico Tropical) con anomalías frías en el Atlántico Tropical tienden a mostrar actividad convectiva extrema (por ejemplo, precipitaciones mucho menores a la normal).

Distintas regiones del Pacífico, Atlántico y del Mar Caribe tienen un peso específico importante en la variabilidad de rayos en el norte de Sudamérica, y estas señales cambian a lo largo del año. La escala global modula entonces no sólo la variabilidad de descargas eléctricas a lo largo de los años (por ejemplo, con la ocurrencia de eventos ENOS), sino también a lo largo de los meses en un año típico.

Un aspecto importante es que los agentes climáticos de gran escala se traducen regionalmente en cambios en patrones de circulación atmosférica que controlan la ocurrencia de rayos en la zona de interés. Es posible usar entonces directamente variables físicas más regionales para describir (y pronosticar) la ocurrencia de rayos. En particular, se ha mostrado (Muñoz et al., 2016) que el "transporte meridional de energía potencial disponible para convección", que no es más que una representación de qué tanto los vientos norte-sur contribuyen a generar condiciones idóneas para generar rayos y lluvias, es muy bueno para esta tarea. Al analizar esta variable a escala regional encontramos patrones dominantes (grupos

# El Niño, vientos de bajo nivel y predicción de Rayos en el Norte de Sudamérica

Juárez, M.

de agentes climáticos que rigen el comportamiento de la densidad de rayos) como el Jet de Bajo Nivel del Caribe, una corriente de vientos de baja altura que modula la actividad convectiva en la Cuenca del Lago de Maracaibo y que está enlazada a su vez con agentes climáticos de escala global. En última instancia, los efectos conjuntos de los distintos agentes pueden apreciarse en términos del control de humedad, intensidad de vientos y condiciones idóneas para la generación de tormentas, que explican por qué la densidad de descargas electro-atmosféricas varía a lo largo del año de la manera observada.

Los agentes climáticos globales y regionales pueden ofrecer condiciones de fondo adecuadas o no para la generación de tormentas eléctricas, pero esto aún no explica el ciclo diurno mencionado anteriormente. Éste está relacionado con el Jet Nocturno de Bajo Nivel del Lago de Maracaibo (Figura 2). Se trata de una corriente en chorro parecida al Jet de Bajo Nivel del Caribe, pero que controla a escala diaria la dinámica atmosférica de la Cuenca del Lago de Maracaibo. Como en el caso global y regional, este agente de meso-escala interactúa también con los demás: durante los meses secos, cuando el Jet de Bajo Nivel del Caribe está intensificado y ubicado más cerca de las costas de Panamá, ambas corrientes en chorro se encuentran desacopladas; sin embargo, en los meses de junio a agosto (y especialmente julio, en el que el Jet del Caribe se vuelve a intensificar), hay una interacción importante entre ambas corrientes de viento.

El Jet Nocturno de Bajo Nivel de la Cuenca del Lago de Maracaibo, a pesar de su nombre, posee un ciclo de vida que está presente durante todo el día (Figura 2). Sus orígenes tienen que ver con varios factores, siendo uno de los principales las diferencias de temperatura a lo largo del día entre el Mar Caribe, la Cuenca y las montañas circundantes. Los vientos dirigidos hacia el Suroeste, provenientes del Golfo de Venezuela y el Mar Caribe, comienzan a incrementar su velocidad alrededor del mediodía, haciéndose máximos entre las 5:00 pm y 6:00 pm. Luego de la puesta del sol, la corriente en chorro dirigida al sur disminuye su velocidad media, desapareciendo alrededor de las 4:00 am, cuando los vientos fríos que bajan de las montañas hacia el lago tienden a ser máximos. La corriente en chorro comienza a fortalecerse de nuevo luego del mediodía, y el ciclo comienza de nuevo (Figura 2).

## Sistema de Vigilancia y Pronóstico de Rayos

Desde 1998 el Centro de Modelado Científico (CMC) ha venido realizando estudios sobre descargas eléctricas en la Cuenca del Lago de Maracaibo y el norte de Sudamérica. La comprensión de los mecanismos físicos que controlan la variabilidad de rayos se logró gracias a múltiples expediciones a la zona para el lanzamiento de globos cautivos (globos anclados al suelo; Figura 3) hasta el interior de las nubes, portando sensores meteorológicos atados a la línea para poder medir simultáneamente a distintas alturas (Muñoz et al., 2015); análisis de datos climáticos usando distintas fuentes; manejo de



Figura 3. Lanzamiento en Catatumbo de globos cautivos de neopreno con sensores meteorológicos iCaro, diseñados y manufacturados por el Centro de Modelado Científico de Universidad del Zulia. Crédito: Hernán Parra – CMC

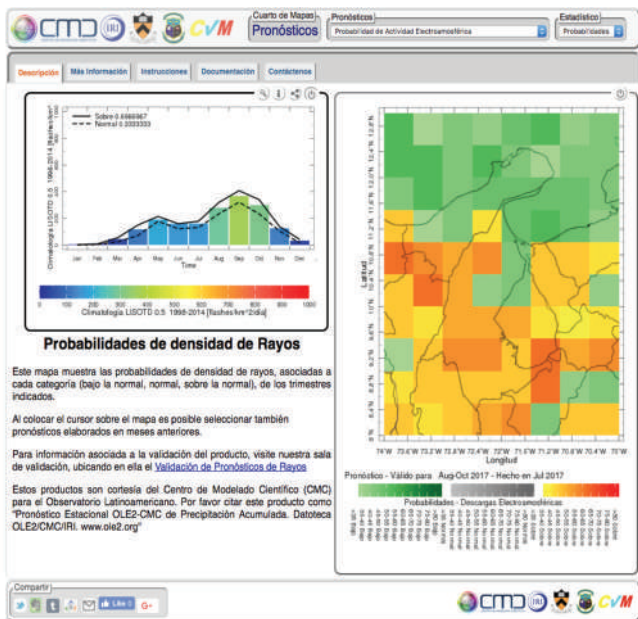


Figura 4: Un ejemplo del producto de pronóstico probabilístico de rayos en la Cuenca del Lago de Maracaibo. La gráfica de barras a la izquierda muestra cuál es la normal de actividad de rayos cada mes del año (1998-2014), la línea sólida indica el valor mensual que define "sobre la normal", y la punteada define "bajo la normal". Esto provee el contexto necesario para poder usar el mapa de la derecha; colores rojizos indican probabilidades de menos rayos de lo normal, mientras que los tonos verdes indican probabilidades de más rayos sobre la normal.

que puede ser afectada por eventos adversos. En la sección "Vigilancia" se presentan productos en tiempo cuasi-real sobre el comportamiento reciente de precipitaciones, reflectividad proveniente de un radar Döppler del servicio meteorológico nacional venezolano, y de detectores de rayos ubicados en las instalaciones del CMC en Universidad del Zulia. En la sección "Pronósticos" se encuentran las predicciones probabilísticas de rayos y precipitaciones para los próximos tres meses, así como un enlace a una página con la validación de los mismos (Figura 4).

La experiencia con *CatEx* y SIVIGILA ha permitido no sólo proveer de herramientas útiles de fundamento científico-técnico para la región, sino adicionalmente la interacción social con los habitantes de la zona, llevando a cabo otras actividades como el censo y capacitación de los habitantes en torno a la presencia del fenómeno, además de una actividad continuada con la capacitación en torno a la diseminación de una cultura de riesgo, preservación y conservación que permite una mejor y más eficiente toma de decisiones locales.

## Referencias

observaciones de rayos tanto satelitales y como de detectores en superficie en Maracaibo; y el uso de modelos teóricos y simulaciones computacionales de muy alta resolución (Muñoz et al., 2016).

Estos estudios, llamados en conjunto *Catatumbo Experiments* (CatEx), y el trabajo conjunto de múltiples instituciones dentro y fuera de Venezuela, como el Centro Virtual de Meteorología, el Servicio Meteorológico de la Aviación Bolivariana de Venezuela, y las universidades de Princeton y Columbia, han permitido la constitución del Sistema Integrado de Vigilancia y Pronóstico para la Cuenca del Lago de Maracaibo (SIVIGILA), cuyos productos han estado ayudando a tomadores de decisión locales y regionales desde el 1 de junio del 2015.

SIVIGILA ofrece una variedad de servicios climáticos asociados con rayos y precipitaciones en la Cuenca, disponibles para el usuario por medio de Salas de Mapas en la *Datoteca* (Chourio, 2016) ([http://datoteca.ole2.org/maproom/Sala\\_de\\_Sivigila/](http://datoteca.ole2.org/maproom/Sala_de_Sivigila/)) la cual es una versión local de la Data Library del International Research Institute for Climate and Society (IRI) de Columbia University. En la sección "Contexto Histórico" se provee al tomador de decisiones mapas que indican el comportamiento típico de variables de interés, así como información sobre la densidad de población

Albrecht, R., S. Goodman, D. Buechler, and T. Chronis, 2009: Tropical frequency and distribution of lightning based on 10 years of observations from space by the Lightning Imaging Sensor (LIS). Preprints of Fourth Conf. on Meteorological Applications of Lightning Data, Phoenix, AZ, Amer. Meteor. Soc, P2.12.

Bürgesser, R. E., M. G. Nicora, and E. E. Ávila, 2012: Characterization of the lightning activity of "Relámpago del Catatumbo." *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.*, 77, 241–247.

Chourio X. 2016. The Latin American observatory's datoteca. *Climate Service Partnership Newsletter*, 6 April. p. 6. <http://www.climateservices.org/wp-content/uploads/2015/05/CSP-newsletter-April-2016-2.pdf>

Díaz-Lobatón, J., 2012: *Energética del Relámpago del Catatumbo*. Trabajo Especial de Grado. Dpto. de Física, Facultad de Ciencias de Universidad del Zulia. Maracaibo. 102 pp (Tutor: Á.G. Muñoz).

Muñoz, Á.G. y Díaz-Lobatón, J. E., 2011: The Catatumbo Lightnings: A Review. *Mem. XIV Int. Conf. Atmos. Electr.*, 1–4.

Muñoz, Á. G., Díaz-Lobatón, J., Chourio, X., Stock, M.J., 2016: Seasonal prediction of lightning activity in North Western Venezuela: Large-scale versus local drivers. *Atmos. Res.*, 172–173, 147–162, doi:10.1016/j.atmosres.2015.12.018.

Muñoz, Á.G., Núñez, A., Chourio, X., Díaz-Lobatón, J., Márquez, R., Moretto, P., Juárez, M., Casanova, V., Quintero, A., Zurita, D., Colmenares, V., Vargas, L., Salcedo, M.L., Padrón, R., Contreras, L., Parra, H., Vaughan, C., Smith, D., 2015: Reporte Final de la Expedición Catatumbo: Abril 2015. Reporte Público CMC-01-2015. Centro de Modelado Científico (CMC). Universidad del Zulia. doi: 10.13140/RG.2.1.1351.0566

# La variabilidad interdecadal del Pacífico: el papel del océano

Farneti, R.

## La variabilidad interdecadal del Pacífico: el papel del océano

El océano desarrolla un papel muy importante en el clima y en sus posibles cambios futuros. En general, la variabilidad del océano se asocia a periodos largos, desde fenómenos interanuales hasta grandes variaciones centenales del sistema climático. Pero en estos últimos años los centros de pronóstico estacional están incluyendo un océano dinámico en sus sistemas de predicción, además de un sistema de asimilación de datos acoplado océano-atmósfera para mejorar el skill de sus predicciones. Asimismo, nuevas y mejores observaciones del océano superficial nos están diciendo que las interacciones océano-atmósfera ocurren en todas las escalas espaciales y temporales, y que no solamente el océano está forzado por el estado atmosférico sino que también el océano puede tener una influencia significativa sobre la atmósfera modificando la intensidad de los vientos, temperatura y transporte vertical de humedad. Esto ocurre principalmente en zonas de frentes oceánicos y en presencia de remolinos oceánicos muy energéticos (Small et al., 2008). Simular u observar estos fenómenos ha sido prácticamente imposible hasta hace pocos años, sin embargo, modelos acoplados con un océano de suficiente resolución horizontal nos están dando nuevos paradigmas sobre los cuales se tiene que verificar y mejorar nuestros conocimientos actuales de fenómenos de interacción océano-atmósfera.

Conocer la dinámica oceánica y sus mecanismos de variabilidad natural decadal-interdecadal es fundamental no solamente para un conocimiento más completo de la dinámica del clima sino también para una mejor cuantificación de los efectos del cambio climático presente y futuro. El calentamiento global coexiste con fluctuaciones naturales del sistema climático. La variabilidad natural del clima puede ser interna, debida a las interacciones entre diferentes componentes del sistema climático terrestre, o externa, teniendo su origen por ejemplo en las fluctuaciones solares o erupciones volcánicas (Farneti, 2017). La complejidad está no solamente en la identificación de los mecanismos físicos que generan variabilidad decadal, sino también en separar las anomalías debidas a fenómenos naturales de las señales originadas por forzantes externos como en el caso del calentamiento debido a forzantes radiativos. Esto se debe al hecho que la variabilidad natural de baja frecuencia suele generar anomalías, por ejemplo, de temperatura superficial del océano, tan grandes como las anomalías debidas al efecto del calentamiento global. Además, no se ha cuantificado todavía el efecto de los forzantes externos sobre los modos naturales de variabilidad, si estos variaran significativamente al variar el estado medio, se puede suponer que la respuesta climática al forzante radiativo también podría verse afectada.

Es por todos estos motivos que se necesita un conocimiento sólido de los mecanismos físicos que generan variabilidad a escalas decadales e interdecadales. La generación actual de modelos climáticos sigue teniendo problemas en reproducir algunas características de estos modos naturales de variabilidad. El motivo es la falta de conocimientos básicos

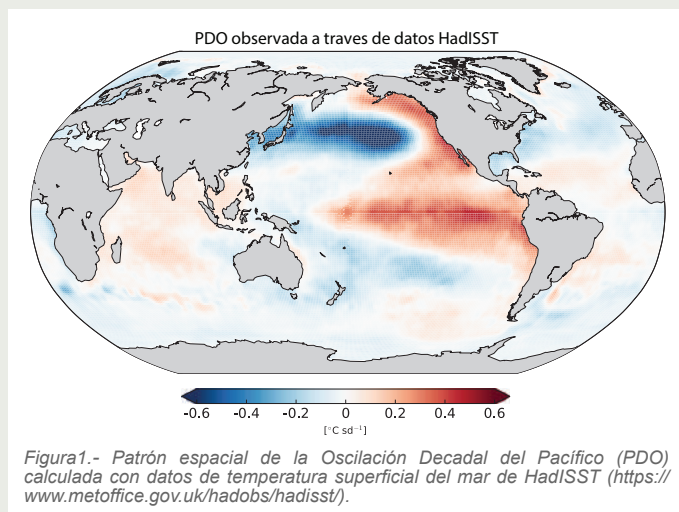


**Riccardo Farneti, Ph.D**  
Investigador principal en ICTP

Investigador en la Sección de Física de la Tierra en el Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP). Ph.D. en Oceanografía del Centro Oceanográfico de Southampton, Reino Unido. Es autor de numerosos artículos publicados en revistas internacionales, coordinador del programa de Diploma de Postgrado del ICTP y recientemente su investigación está enfocada en la dinámica del Océano del Sur y procesos dinámicos de variabilidad natural a escalas decadales.

de sus mecanismos, debido, principalmente, a la escasez de observaciones de fluctuaciones decadales e incluso más lentas. ¿Cómo se puede reproducir con fidelidad un proceso del cual desconocemos sus mecanismos fundamentales? A veces se habla de 'oscilación' de algún índice cuando solo se ha observado un ciclo de ese particular fenómeno y su existencia podría ser debida a una tendencia, ser parte de una oscilación a diferente escala temporal o, simplemente, una fluctuación de un sistema irregular sin ningún pico espectral significativo.

La mayor deficiencia en la predicción decadal a escala regional no está relacionada con las incertidumbres en el nivel de emisiones futuras. El mayor problema a esas escalas temporales es la escasa habilidad en reproducir la variabilidad interna del sistema climático y los errores, o biases, de los modelos climáticos usados para las predicciones y proyecciones futuras. A escalas temporales más largas, el efecto de los forzantes radiativos es mucho mayor que el de las incertidumbres generadas por los modelos. La atmósfera no tiene capacidad de generar variabilidad a escalas más largas de las interanuales, y el océano – junto con su interacción con la atmósfera – es el único lugar donde estos modos lentos de variabilidad



pueden albergarse. Desafortunadamente, el océano ha sido representado numéricamente, hasta hace pocos años, con una resolución horizontal relativamente baja. Por ejemplo, los modelos climáticos usados para proyecciones futuras de cambio climático, utilizan una resolución horizontal de unos 100 km, tanto para la atmósfera como para el océano. Si bien esta resolución puede ser suficiente para resolver los fenómenos atmosféricos a escala sinóptica, es totalmente inadecuada para la resolución de fenómenos oceánicos como remolinos, frentes e instabilidades, puesto que el radio de deformación de Rossby es del orden de unos 10 km en latitudes medias y altas.

## La variabilidad del Pacífico a escala interdecadal

La Oscilación Decadal del Pacífico, de ahora en adelante PDO por sus siglas en inglés, (Pacific Decadal Oscillation), domina la variabilidad interdecadal de la cuenca (Figura 1). La PDO se define como el primer EOF de la anomalía mensual de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico Norte, y tiene periodos dominantes entre 15-25 y 50-70 años. Al proyectar las anomalías globales de la TSM sobre los componentes principales de la primera EOF se obtiene la estructura espacial de la PDO (Figura 1). La PDO tiene dos fases: una cálida y una fría. En la fase cálida, la PDO presenta anomalías negativas de TSM en el Pacífico Noroeste, anomalías positivas de TSM en el borde Noreste de la cuenca y anomalías cálidas en la parte central y este de la zona ecuatorial. La fase fría se caracteriza por los mismos patrones de anomalías pero de signo opuesto. La parte tropical de la PDO representa una rectificación decadal del fenómeno El Niño. En general, durante épocas de fases cálidas de PDO se verifican un mayor número de eventos de El Niño, mientras que durante las fases frías

de la PDO se manifiestan, principalmente, fenómenos de La Niña. Esto ocurre porque la PDO en sí no se puede representar con un solo mecanismo físico sino que resulta de la interacción entre varios mecanismos de diferente origen geográfica y naturaleza (Newman et al., 2016).

El primer proceso es un forzamiento estocástico en el Pacífico norte relacionado con fluctuaciones de la baja Aleutiana. Este ruido atmosférico es integrado por el océano, el cual genera variabilidad a baja frecuencia en la TSM. Pero la dinámica oceánica también tiene un papel fundamental en la PDO, sobre todo para generar una escala temporal definida.

El segundo proceso está relacionado con la dinámica del giro subtropical. Su ajuste decadal a las ondas de Rossby generadas en el borde este de la cuenca sostienen una varianza a escala decadal. Las anomalías de la TSM, formadas en la parte oeste de la cuenca, van a impactar la temperatura atmosférica amplificando la persistencia de la señal. Debido a que esta interacción océano-atmósfera ocurre en zonas frontales y en la extensión de la corriente de Kuroshio, se necesita una adecuada resolución oceánica para representar los gradientes de forma correcta. Por este y otros motivos, sigue habiendo incertidumbre sobre la real sensibilidad atmosférica a estas anomalías de la TSM. En el caso que haya una respuesta significativa se podría formar un modo de oscilación acoplado como en el caso de los trópicos.

El tercer y último proceso fundamental se encuentra en la zona tropical, donde la señal es transmitida hacia las latitudes medias a través de un *punte atmosférico*. Las anomalías transmitidas por medio de esta interacción tropical-extratropical están relacionadas con el fenómeno acoplado El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) y su

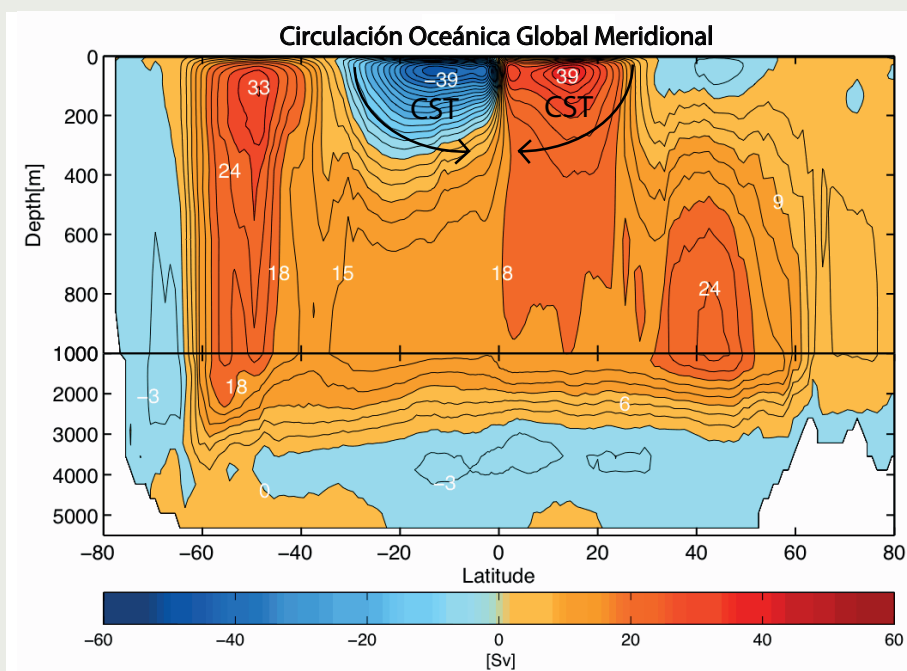


Figura 2.- Circulación oceánica global meridional climatológica (en Sverdrups; 1 Sv =  $10^9$  m<sup>3</sup>/s), calculada de datos provenientes de un modelo acoplado. Celdas rojas (azules) representan circulaciones en sentido horario (antihorario). Las celdas subtropicales (CST) están identificadas con su acrónimo y flechas que indican el sentido de la circulación.



# La variabilidad interdecadal del Pacífico: el papel del océano

Farneti, R.

variabilidad a baja frecuencia. Se estima que cerca de  $\frac{1}{4}$ - $\frac{1}{2}$  de la variabilidad de la PDO es debida a la variabilidad decadal tropical. Lo que se desconoce aún es el origen de esta variabilidad decadal tropical, si está relacionada con procesos acoplados o si se debe de considerar el residuo de la dinámica del ENOS generada por ruido. Lo que es cierto es que el ENOS tiene un papel fundamental en la PDO.

Si se consideran las anomalías de la TSM en toda la cuenca del Pacífico, su proyección sobre la TSM global filtrada resulta en una estructura muy parecida a la porción decadal del ENOS, llamada Oscilación Pacífica Interdecadal (IPO por sus siglas en inglés - Interdecadal Pacific Oscillation). La IPO presenta una señal tropical muy amplia meridionalmente y simétrica en la dirección norte-sur y representaría, mayoritariamente, la señal generada por la variabilidad interanual y decadal del ENOS.

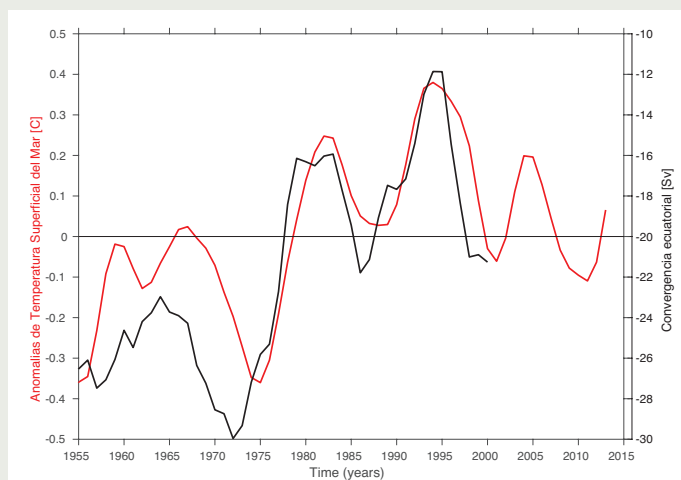


Figura 3.- Serie temporal de anomalías de temperatura superficial (datos del HadISST), promediada entre 9°N-9°S y 180W-90W y convergencia observada hacia el ecuador de transporte debido a las celdas subtropicales calculada en 9°N y 9°S (Zhang and McPhaden, 2006). La convergencia se ha graficado con signo opuesto para destacar la anti-correlación entre los dos índices.

## ¿Qué proceso genera la variabilidad decadal tropical?

La variabilidad a baja frecuencia del ENOS puede generarse por procesos estocásticos atmosféricos locales, a través de un puente atmosférico desde las latitudes extratropicales o debido a efectos no-lineales en el acoplamiento océano-atmósfera en los trópicos. Pero también el océano puede ser una fuente significativa de señales con periodos decadales, y esto ha sido recientemente observado (McPhaden and Zhang, 2002; Zhang and McPhaden, 2006) y simulado (Kleeman et al., 1999; Farneti et al., 2013).

El mecanismo se basa en un *túnel oceánico*, a través del cual las señales extratropicales son transmitidas a las zonas ecuatoriales a lo largo de una circulación formada por las celdas subtropicales (CST; Figura 2). Estas celdas se forman en todos los océanos, son simétricas a través del ecuador y forzadas por vientos zonales alrededor de los 20-25° de latitud.

Las CST transportan aguas de las latitudes medias a lo largo de la termoclina hasta el ecuador. Las aguas superficiales en el ecuador viajan hasta las latitudes medias por medio del transporte de Ekman que cierra la celda. La variabilidad en las CST está relacionada con cambios en la fuerza del bombeo ecuatorial y por lo tanto también con la variabilidad decadal de la TSM ecuatorial central. En la Figura 3, las observaciones muestran como la variabilidad de la convergencia ecuatorial de aguas relacionadas con las CST está altamente anticorrelacionada con las anomalías de la TSM en el Pacífico ecuatorial. Desafortunadamente no hay datos sobre el transporte de las CST en el Pacífico después del año 2000. Simulaciones numéricas indican que la anticorrelación decadal entre el transporte de las CST y la TSM ecuatorial ha sido constante a lo largo de la primera década de los años 2000 (Farneti et al., 2014). Es, por lo tanto, fundamental seguir observando el océano para cuantificar, y entender los mecanismos de variabilidad natural en el océano, lo cual permitirá poder separar y atribuir las señales producidas por los forzantes externos.

## Interacción entre el calentamiento global y variabilidad natural

Conocer los mecanismos de variabilidad natural y poderlos simular correctamente es imprescindible si queremos entender las tendencias pasadas y futuras tanto a nivel global como regional. Un caso ejemplar ha sido el reciente *warming hiatus*, o mejor dicho *warming slow-down* puesto que el sistema climático nunca ha dejado de calentarse. En la Figura 4 se muestra la temperatura superficial media global a lo largo de los últimos 117 años y el índice de la PDO durante la misma época. El más reciente *warming slow-down*, o periodo de calentamiento desacelerado, ha ocurrido entre el 1998 y el 2012. Los modelos climáticos no han podido prever este periodo de menor calentamiento, simulando, por lo contrario, una constante subida de las temperaturas medias globales.

Este periodo de calentamiento desacelerado ha sido utilizado por los escépticos para argumentar sobre la no existencia del calentamiento global de origen antrópico. Asimismo, la deficiencia de los modelos para reproducir este periodo (*warming slow-down*) ha servido para criticar todos sus resultados relacionados a las proyecciones futuras. Observaciones, estudios teóricos y con modelos han demostrado que estos periodos son comunes en la historia reciente, y son consecuencia de la variabilidad natural climática superpuesta al calentamiento de origen antrópico y que los modelos, correctamente inicializados a través de observaciones, son capaces de reproducir las tendencias interanuales y decadales (Kosaka and Xie, 2013; England et al., 2014; Kosaka and Xie, 2015).

La mayoría de los estudios apuntan hacia el papel fundamental del océano en absorber el exceso de calor, aumentando el contenido de este último por debajo de los 700 m, principalmente en el Pacífico. Las CST son capaces de producir transportes verticales y variabilidad decadal en la zona ecuatorial. Se ha demostrado que, en

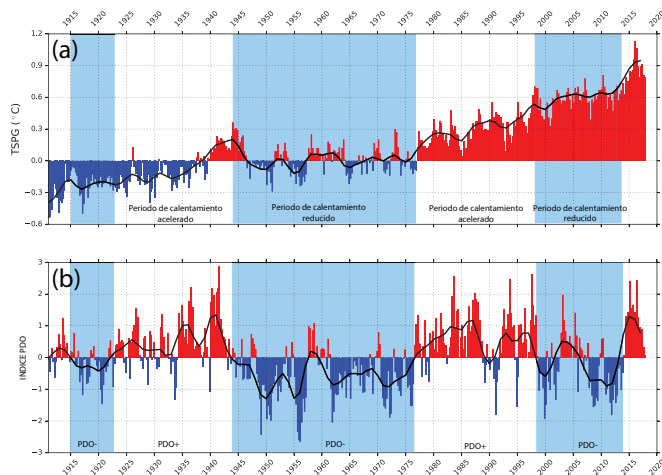


Figura 4.- (a) Serie temporal de la temperatura superficial del mar promediada globalmente (TSPG) y (b) índice de la PDO. Periodos de calentamiento reducido y acelerado, así como las fases de la PDO (positivas y negativas), están señaladas por bandas.

## Referencias

England, M., S. McGregor, P. Spence, G. A. Meehl, A. Timmermann, W. Cai, A. Sen Gupta, M. J. McPhaden, A. Purich, A. Santoso, 2014: Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. *Nature Geosci.*, 4:222–227.

Farneti, R., F. Molteni, and F. Kucharski, 2014: Pacific interdecadal variability driven by tropical extratropical interactions. *Climate Dyn.*, 42, 11–12, 3337–3355.

Farneti, R., S. Dwivedi, F. Kucharski, F. Molteni, S. M. Griffies, 2014: On Pacific subtropical cell variability over the second half of the 20th century. *J. Climate*, 27, 18, 7102–7112.

Farneti, R., 2017: Modelling interdecadal climate variability: the role of the ocean. *WIREs Clim Change*, 8, doi: 10.1002/wcc.441

Fyfe, J.C., N. P. Gillett, and F.W. Zwiers, 2013: Overestimated global warming over the past 20 years. *Nature Clim. Change*, 3:767–769, 794.

Kleeman, R., J. P. McCreary, and B. A. Klinger, 1999: A mechanism for generating ENSO decadal variability. *Geophys. Res. Lett.*, 26 (12), 1743–1746.

Kosaka, Y., S.-P. Xie, 2013: Recent global warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature Geosci.*, 501:403–407.

Kosaka, Y., S.-P. Xie, 2015: Tropical Pacific influence on the recent hiatus in surface global warming. *US CLIVAR Variations*, 13(3):10–15.

McPhaden, M. J. and D. Zhang, 2002: Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean. *Nature*, 415, 603–608

Meehl, G.A., H. Teng, and J. M. Arblaster, 2014: Climate model simulations of the observed early-2000 hiatus of global warming. *Nature Clim. Change*, 4:898–902.

Newman, M., M.A. Alexander, T.R. Ault, K.M. Cobb, C. Deser, E. Di Lorenzo, N.J. Mantua, A.J. Miller, S. Minobe, H. Nakamura, N. Schneider, D.J. Vimont, A.S. Phillips, J.D. Scott, and C.A. Smith, 2016: The Pacific Decadal Oscillation, Revisited. *J. Climate*, 29, 4399–4427, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0508.1>

Small, R. J., S. P. deSzoeko, S. Xie, L. O'Neill, H. Seo, Q. Song, P. Cornillon, M. Spall, and S. Minobe, 2008: Air-sea interaction over the ocean fronts and eddies. *Dyn. Atmos. Oceans*, 45, 274–319, doi:10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001.

Trenberth, K.E., J. T. Fasullo, 2013: An apparent hiatus in global warming? *Earth's Future*, 1:19–32, 2013.

Zhang, D. M. and J. McPhaden, 2006: Decadal variability of the shallow Pacific meridional overturning circulation: Relation to tropical sea surface temperatures in observations and climate change models. *Ocean Modelling*, 15 (3–4), 250–273.

## Desarrollo y uso de sistemas numéricos de pronóstico estacional

### Introducción

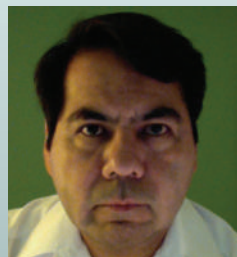
Los sistemas numéricos de pronóstico climático producen las guías numéricas y gráficos que se utilizan en los centros de predicción estacional. Los sistemas procesan datos a través de una cadena de algoritmos que va desde el control de calidad de las observaciones, extracción de información observacional, hasta el pronóstico y despliegue de mapas representando posibles estados futuros del clima. El valor que tienen estos productos depende del usuario pero para los pronosticadores este depende tanto de la calidad y contenido de la información del pronóstico como de su confiabilidad y qué tan oportunamente el producto llega a sus manos. El pronóstico en sí no tiene un valor intrínseco a menos que se le utilice para tomar decisiones ante un evento anticipado (Murphy, 1993).

Al menos cuatro capacidades tecnológicas deben existir para tener un pronóstico climático exitoso: una red de observaciones capaz de muestrear eficazmente los procesos relevantes en el clima, un esquema numérico que acopie y resuma los datos presentes y pasados y los convierta en una serie consecutiva de campos tridimensionales de variables climáticas consistentes entre sí según las leyes de la física, un método o modelo que proyecte el estado presente a un estado futuro y finalmente un procedimiento estadístico que convierta las salidas del modelo a un producto para el usuario. Estas capacidades han avanzado aceleradamente en las últimas décadas e integradas a un sistema de predicción, se les considera una de las revoluciones científicas más importantes de la historia (Bauer et al., 2016), si bien existen desafíos científicos, tecnológicos y económicos para continuar avanzando y haciéndolas más cercanas a las necesidades de los usuarios.

La ciencia y la tecnología del pronóstico del tiempo y el clima continua expandiéndose tanto en lo referente al entendimiento de los principales fenómenos que dan lugar al estado promedio y variabilidad del clima como en lo referente a los nuevos sistemas de observación, procesamiento de datos, y generación de productos derivados. A continuación se describen brevemente algunos conceptos esenciales que permiten reconocer la ciencia, métodos y procedimientos que subyacen en la predicción estacional desde la perspectiva numérica operativa.

### Diferencia entre sistema y modelo de pronóstico

Los sistemas numéricos de pronóstico del tiempo y estacional están compuestos de una serie de procedimientos lógicos, representados en algoritmos que extraen la información contenida en los datos de las redes de observaciones, típicamente dispersas en el tiempo y espacio, la filtran y la transforman en representaciones de las variables atmosféricas y/o oceánicas en mallas regulares, produciendo lo que se conoce como "análisis". Estos análisis son



**Dr. Malaquías Peña**  
Centro de Modelación Ambiental del  
NWS/NOAA (EE.UU.)

*Dr. en Meteorología de la Universidad de Oklahoma y Maryland, EE.UU. Es profesor asociado en el departamento de Ingeniería Civil y del Medio ambiente en la Universidad de Connecticut (EE.UU.); es ingeniero consultor en el Centro de Modelación Ambiental del NWS/NOAA. Se graduó como Físico en la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Es autor de artículos de alto impacto citados por más de 2000 publicaciones de acuerdo con Google Scholar. Su investigación se centra en las áreas de la modelación numérica y predicción del clima. Ha sido consultor a través de la OMM para la promoción de recursos humanos y capacidades de pronóstico numérico en meteorología en Latinoamérica.*

subsecuentemente transformados al espacio matemático del modelo de pronóstico para luego ser proyectadas a futuro.

Estos pronósticos son después transformados de regreso al espacio de las observaciones donde es interpolado y ajustado estadísticamente hasta generar el producto final requerido. En contraste con un sistema de pronóstico, un modelo de pronóstico es la síntesis del conocimiento de la evolución del clima que se obtiene al adaptar las ecuaciones que gobiernan la dinámica de la atmósfera, el océano y otros sub-sistemas, a las estadísticas de observaciones de análisis históricos; su propósito es llevar un estado del clima, representado en su espacio matemático, en un tiempo dado a otro estado futuro del mismo. Dos aspectos son importantes de considerar aquí. Uno es que el problema de pronóstico en un modelo es en esencia un problema de valor inicial (o problema de Cauchy) que es resuelto para cada elemento de la malla. El segundo aspecto es que las salidas del modelo están en el espacio del modelo y regresarlas al espacio físico (por ej. corregir los errores sistemáticos del modelo) es un problema que generalmente involucra relaciones empíricas y herramientas estadísticas tal como el Teorema de Bayes. Por otro lado, el objetivo de un sistema de pronóstico es el de extraer toda la información disponible, procesarla hasta tener un producto final en el menor tiempo posible, y realizar los múltiples procesos eficientes y confiables.

Este último punto es lo que diferencia entre un sistema rutinario o experimental y un sistema operativo. En un sistema de pronóstico operativo se busca tener una confiabilidad del 100% de que el producto estará listo a la hora convenida. Esto implica fuertes demandas en los sistemas de cómputo tanto para correr los procesos a altas velocidades como para tener suficiente redundancia y esquemas de contingencia en caso de que haya problemas durante la integración del modelo.

### Elementos típicos de un sistema de pronóstico

En la figura 1, se muestra un diagrama de las componentes típicas de un sistema de pronóstico separado en tres bloques.

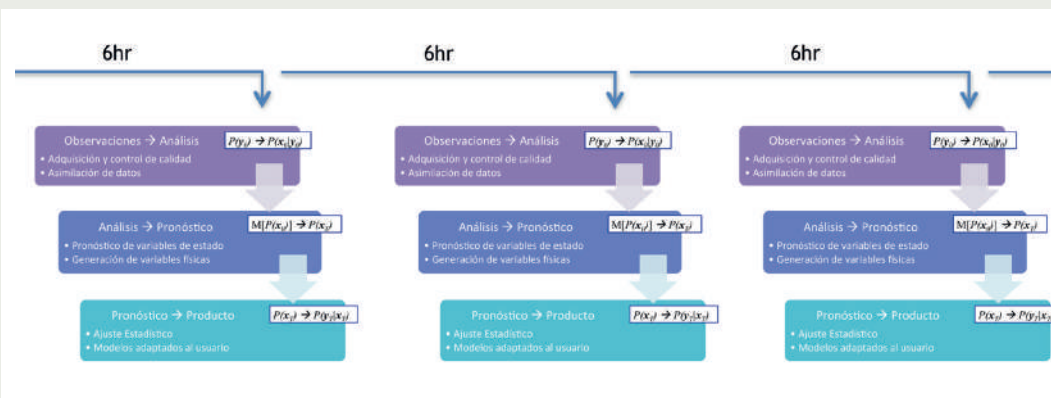


Figura 1. Esquema del proceso de datos en un sistema de pronóstico estacional separado en tres etapas. La primera en observaciones y análisis, que consiste en transformar los datos de las observaciones a una malla regular llamada análisis. La segunda etapa, la cual ocurre en el espacio del modelo y que consiste en propagar el estado del modelo de un tiempo 0 (análisis) a un tiempo T futuro (pronóstico). La tercera etapa consiste en convertir el pronóstico de regreso al espacio físico.

Estos procesos numéricos se repiten generalmente cada seis horas. A continuación describimos cada proceso.

La adquisición y control de calidad de datos, aunque menos glamorosas que otras componentes del sistema tal como la asimilación de datos, son de suma importancia para proveer la información de las redes de observación tanto al esquema de asimilación como para la generación de bases de datos climáticos. Para el caso de la atmósfera y datos de superficie, el NCEP utiliza el sistema MADIS (<https://madis.ncep.noaa.gov>) que decodifica los datos y los codifica en un formato común de unidades y sello de tiempo. En componentes climáticas del modelo tal como el océano y el hielo, la información es procesada de igual manera por diversos grupos encargados de los análisis correspondientes. En tiempo real, los datos son copiados y pasan por una serie de procesos dependiendo del tipo de observación que toma alrededor de 10 minutos.

Los controles de calidad de datos van desde los más simples (nivel 1) en donde se verifica que los valores observados caigan dentro de un intervalo de tolerancia prescrito, a un segundo nivel en donde se verifica que los valores tengan consistencia interna, temporal e histórica-espacial, hasta un tercer nivel en donde se verifica que los valores sean consistentes con los valores de datos vecinos usando la técnica de Interpolación Óptima (Gandin 1963). Dentro de los esquemas de asimilación de datos también existen otros controles de calidad. En estos controles, los valores del dato observado son comparados con un campo preliminar ("first guess") correspondiente al mismo tiempo y región geográfica, y según la diferencia se decide si el dato se toma en cuenta en el análisis o no. Para entender la importancia del control de calidad dentro del esquema de asimilación debe notarse que el esquema genera el análisis como un promedio pesado entre las observaciones y el campo preliminar. Los pesos que utiliza el esquema de asimilación se modelan a partir de estimar la varianza de los errores tanto de las observaciones como del campo preliminar. Si la distribución de errores no coincide con el error real de la observación, es posible que el esquema le dé un peso mayor o menor a lo que debería respecto al peso del campo preliminar, o que el sistema no converja a una solución correcta (Purser, 2011). Esto produciría un pronóstico erróneo.

La piedra angular de los sistemas de pronóstico es el esquema de asimilación de datos, el cual produce los

análisis que sirven tanto como condiciones iniciales para el pronóstico, como campos de referencia durante el proceso de evaluación del pronóstico. Información detallada de los esquemas puede obtenerse en Kalnay (2002). Como se había indicado antes, el esquema de asimilación asigna pesos relativos entre las observaciones y el campo preliminar para calcular el análisis. El promedio pesado dará un análisis determinista. En forma general y considerando las observaciones y el campo preliminar como distribuciones de probabilidad ( $P(x)$  y  $P(y)$ , respectivamente), la asimilación de datos se le puede ver como un problema estadístico de estimación condicionada. En este caso la estimación del estado del clima, representado por el campo preliminar, está condicionado a las observaciones que están disponibles en el tiempo del análisis:  $P(x_0|y_0)$ , donde el subíndice 0 indica el tiempo del análisis. Los esquemas de asimilación han avanzado considerablemente con el uso de métodos Monte-Carlo (referidos como métodos de ensemble) para la estimación del estado del clima y su incertidumbre. Un área aún en desarrollo es la de asimilación de datos para modelos acoplados océano-atmósfera. Hasta ahora, un esquema es aplicado a cada componente del modelo climático. Así tenemos un análisis para la atmósfera, otro para el océano, etc. Los análisis se acoplan durante la integración del modelo acoplado (e.g., CFSv2, Saha et al., 2014) en el tiempo. A este método se le llama "weakly coupled". Hay altas expectativas en los métodos "strongly coupled", en donde observaciones en el océano afectan el análisis en la atmósfera; o en donde observaciones en la atmósfera afectan al análisis del océano.

Una vez que el campo preliminar corregido o condicionado por las observaciones se transforman al espacio del modelo M, el siguiente paso es integrar a futuro el modelo de pronóstico partiendo de estas condiciones iniciales proporcionadas por el análisis. En este caso  $M[x_0] = xT$  para un pronóstico determinista, o  $M[P(x_0)] = P(x_T)$  denotando la proyección del tiempo 0 al tiempo T para el caso de ensembles. Existen varias clases de modelos de pronóstico, incluyendo modelos analíticos, empíricos y dinámicos, y en cada clase existen diferentes grados de sofisticación o jerarquía en la representación de los procesos físicos observados. Los modelos mas exhaustivos se componen de sub-modelos acoplados entre sí cada uno representando las componentes del sistema natural climático tal como el océano, la atmósfera, la litosfera, etc. A estos modelos se les han dado diferentes nombres como Coupled Global Circulation Models (CGCMs)

# Desarrollo y uso de sistemas numéricos de pronóstico estacional

Peña, M.

para diferenciarlos de los modelos estadísticos; actualmente se refieren a ellos como modelos del sistema de la Tierra (Earth System Models; ESM) porque también incluyen componentes que realizan procesos geoquímicos. La figura 2, muestra las componentes típicas de un ESM y los rangos donde se espera el mayor beneficio.

Continuando con la figura 1, una vez que el pronóstico de las variables de estado ha completado o mientras se está completando, las variables se transforman al espacio físico y se generan cientos de variables a partir de las variables de estado y ecuaciones de diagnóstico. En la última etapa, llamada post-procesamiento, las variables se ajustan estadísticamente y, dependiendo de los usos, estas variables alimentan otros modelos anidados, para pronóstico regional, o “downstream” para el pronóstico hidrológico, etc. Es importante considerar que las salidas de los modelos de pronóstico en el NCEP se colocan de manera automática en los servidores FTP públicos con la expectativa de que los usuarios realicen su propio post-procesamiento y evaluación.

Actualmente también se ponen a disposición tanto los “reanalysis” (análisis de los años pasados) como los re-forecasts (o también llamados hindcasts, que son pronósticos retrospectivos), para post-procesar efectivamente los pronósticos crudos.

## Fuentes de predicción

El largo y costoso proceso de realizar un pronóstico estacional por medios numéricos debe ser justificado con resultados que demuestren que los pronósticos tengan habilidad predictiva superior a la de los pronósticos basados en métodos empíricos tales como persistencia o promedio histórico. Otro método empírico es el de los análogos. La idea fundamental es que lo que ocurrió en el pasado puede ocurrir en el futuro si se tuvieran condiciones idénticas del estado climático. La dificultad es que es imposible encontrar estados análogos en la limitada serie de datos históricos considerando los billones de diferentes variantes o grados de libertad que definen completamente el estado del clima natural. Tomaría del orden de 1030 años encontrar análogos de los campos típicos en el dominio hemisférico (van den Dool 1994). El hecho de que la atmósfera es caótica, y consecuentemente las demás componentes climáticas acopladas lo son, hace que una pequeña diferencia entre el análisis y su análogo pueda crecer exponencialmente con el tiempo resultando en dos escenarios completamente distintos. En otras palabras, una pequeña diferencia en el estado inicial puede no significar una diferencia pequeña en el estado final. El principio de análogos también se utiliza para hacer los ajustes estadísticos del pronóstico en la etapa de post-procesamiento. Por ejemplo, para hacer correcciones de sesgo, se utilizan promedios con datos históricos y se espera que las estadísticas del pasado se puedan aplicar los pronósticos.

En contraste con los análogos, en el caso de Earth System Models se asume que las leyes físicas que gobiernan al clima no cambian con el tiempo. Las principales fuentes de predictibilidad provienen de las señales o efectos que se han

logrado reproducir en simulaciones basadas en ecuaciones físicas. El investigador intenta entender y reproducir un fenómeno observado a través de las ecuaciones de la dinámica de fluidos y algunas ecuaciones físicas complementarias que representan simplificada los procesos reales por ejemplo la convección y la turbulencia en la capa límite planetaria. En la figura 3, se muestran algunos fenómenos identificados en las observaciones. Una vez que la descripción y simulación del fenómeno es suficientemente realista, se puede considerar una fuente de predictibilidad. Desde el punto de vista estadístico, el entender un fenómeno permite al pronosticador reducir el número de posibles estados futuros. Por ejemplo, si tenemos un evento El Niño apenas iniciando, el pronosticador pudiera anticipar aproximadamente las consecuencias conforme el evento se desarrolla y se disipa. La figura 4 es un compuesto del impacto en la temperatura y precipitación ante el fenómeno del Niño en diferentes regiones del globo. Es importante tener en cuenta que las conexiones estadísticas entre un fenómeno como el Niño con efectos en algunas regiones geográficas específicas es solo estadística. Es posible que los efectos de un evento El Niño se vean modificados por otros procesos ocurriendo a otras escalas de tiempo en otros dominios (Barnston et al., 2005) resultando en forzamientos locales o remotos. Además de El Niño existen docenas de procesos y mecanismos que influyen la variabilidad climática en una región específica. Los controles de gran escala son representados por índices o modos preferidos de variabilidad (Ver tabla en <http://rainbow.ideo.columbia.edu/~alexeyk/Papers/Kaplan2011picv.pdf>).

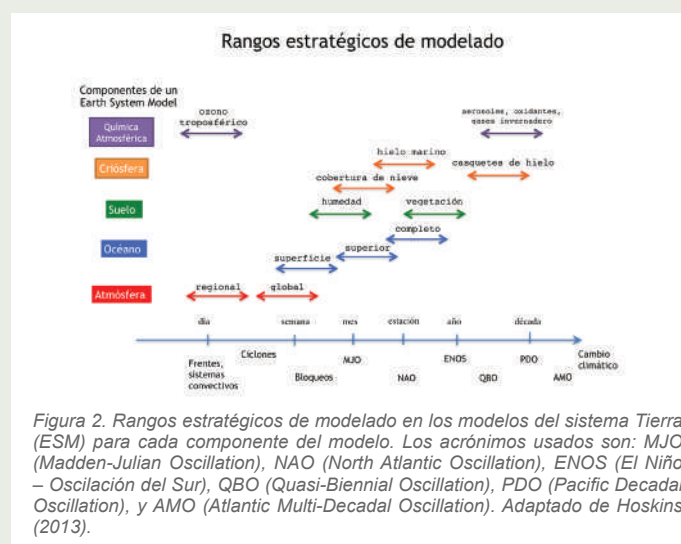


Figura 2. Rangos estratégicos de modelado en los modelos del sistema Tierra (ESM) para cada componente del modelo. Los acrónimos usados son: MJO (Madden-Julian Oscillation), NAO (North Atlantic Oscillation), ENOS (El Niño – Oscilación del Sur), QBO (Quasi-Biennial Oscillation), PDO (Pacific Decadal Oscillation), y AMO (Atlantic Multi-Decadal Oscillation). Adaptado de Hoskins (2013).

## Prácticas actuales

Reconociendo la incertidumbre natural de los pronósticos, las prácticas actuales para realizar los pronósticos incluyen correr estos modelos en modo ensemble y organizando ensembles generados en varias instituciones en los llamados ensembles Multi-Modelos (Multi-Model Ensembles, MME; Kirtman et al., 2014). La idea de combinar las salidas de los modelos no es reciente; por décadas los pronosticadores han utilizado métodos ingeniosos para mezclar las salidas de un modelo con la de otro, o han seleccionado un modelo de un conjunto de modelos que tienen a su disposición. Se

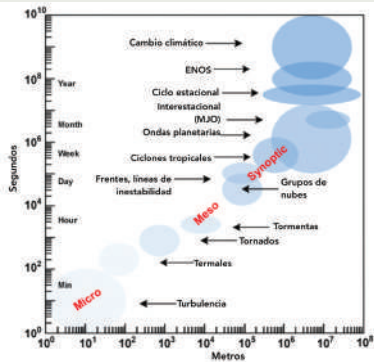


Figura 3. Escalas de tiempo y espacio de fenómenos climáticos. Imagen cortesía de The COMET Program, UCAR.

está dejando atrás la idea determinista de los pronósticos y una gran tarea es la de crear ensembles que representen la incertidumbre en el pronóstico. Lo que sí es nuevo es que ahora los pronosticadores se ven virtualmente inundados de cientos de salidas de modelos y no hay tiempo de analizarlos todos y mucho menos de combinarlos mentalmente en el corto tiempo que tienen para crear sus productos. Este problema se ha abordado a través de métodos de consolidación (e.g., Peña and van den Dool, 2008). Otros usuarios desearían poder utilizar estos ensembles para detectar solamente los casos extremos para tomar decisiones ante riesgos cuando valores de índices establecidos excedan umbrales específicos. Varios centros desarrollan algoritmos para el soporte de decisión (DSS), los cuales intentan sintetizar toda la información en índices críticos (e.g., Dutra et al., 2013) definidos por el usuario. La práctica de incorporar reanálisis y hindcasts como herramientas para post-procesar los datos crudos del pronóstico están logrando producir pronósticos probabilísticos estadísticamente confiables. Se ha notado que cuando los pronósticos promedio de los MME tienen mejor habilidad predictiva que los promedios de ensembles de modelos individuales y estos son mejores a los pronósticos deterministas del mismo modelo. Los MME también proveen

un mayor muestreo de la distribución de probabilidad del pronóstico por lo que son útiles para la detección de extremos. numéricas cada vez más objetivas y con menos supervisión.

Sin embargo, la intervención humana típicamente aumenta la habilidad y el valor de los productos finales y es esencial para la interpretación, optimización y uso efectivo del producto.

Los centros meteorológicos se esfuerzan por proporcionar productos informativos, precisos y oportunos incorporando e implementando nuevas ciencias y técnicas, lo que explica su estrecha relación con la comunidad científica. Los principales hitos científicos y tecnológicos asociados con la predicción del clima se han logrado a través de la colaboración nacional e internacional para atraer a expertos y fondos. Los desafíos para modelar de manera realista el sistema climático son muchos, pero aquellos destacados por la comunidad científica incluyen una mejor representación de modelos de procesos a escala fina en nubes, remolinos oceánicos e interacciones y retroalimentación superficiales, y una mejor integración de componentes climáticos modelo. Los pronósticos más hábiles también están condicionados a mayores recursos informáticos, sistemas de observación más extensivos, estratégicos, asimilación efectiva de datos y esquemas de inicialización de modelos para los sistemas de predicción climática acoplados.

La gran cantidad de datos ahora disponible está dando curso a nuevos desarrollos interdisciplinarios como la introducción de conceptos tales como "Big Data", y "data-driven" models, lo cual plantea nuevas preguntas: ¿Cómo se incorporarán estas disciplinas dentro del esquema de un sistema numérico de pronóstico? O tal vez, ¿Cómo los sistemas numéricos de pronóstico se incorporarán en otros esquemas mayores por ejemplo sistemas social-ecológicos o población-naturaleza?

## Referencias

Bauer et al., 2015: The quiet revolution of numerical weather prediction. *Nature*, 525, 47-55.

Barnston et al. 2005: Improving seasonal prediction practices through attribution of climate variability. *Bull. Atmos. Meteorol. Soc.*, 86, 59-72.

Dutra et al., 2013: The extreme forecast index applied to seasonal forecasts. *ECMWF Technical Memorandum 703*.

Gandin, L. S., 1963: Objective Analysis of Meteorological Fields. *Gidro-meteorologicheskoe Izdarwshvo (GIMZ), Leningrad. (Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 1965, 242 pp.)*

Hoskins, B., 2013: Review Article.

The potential for skill across the range of the seamless weather-climate prediction problem: a stimulus for our science: *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 139, 573-584.

Kalnay E., 2002: *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability*, Cambridge University Press, December 2002

Kirtman, B. P., and Coauthors, 2014: The North American Multimodel Ensemble: Phase-1 Seasonal-to-interannual prediction; Phase-2 toward developing intraseasonal prediction. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 95, 585-601

Murphy, A. 1993: What is a good forecast?, *Wea. Forecasting*, 8, 281-292.

Peña, M., and H. van den Dool, 2008: Consolidation of multimodel forecasts by ridge regression: Application to Pacific sea surface temperature. *J. Climate*, 21, 6521-6538

Purser, J., 2011: Mathematical principles of the construction and characterization of a parameterized family of Gaussian mixture distributions suitable to serve as models for the probability distributions of measurement errors in nonlinear quality control. *NCEP Office notes 468*.

Saha et al., 2014: The NCEP Climate Forecast System Version 2. *J. Climate*, 27, 2185-2208.

Van den Dool 1994: Searching for analogues, how long must we wait?, *Tellus*, 46,314-324.

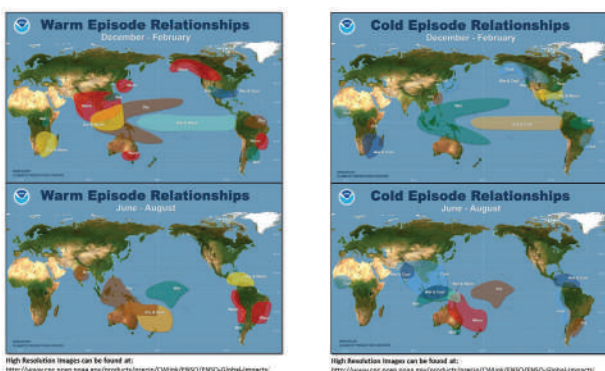


Figura 4. Compuesto del impacto global del ENOS en anomalías de temperatura y precipitación durante episodios calientes (El Niño) en los paneles de la izquierda y durante episodios fríos (La Niña) en los paneles de la derecha. Fuente: GPC/NWS/NOAA.

## Conclusión y direcciones futuras

A medida que los modelos se vuelven más hábiles y confiables, los métodos para generar las guías numéricas del clima han pasado de enfoques subjetivos a técnicas

# La importancia de la investigación en comunicación en el contexto de riesgos y desastres naturales

Takahashi B.

## La importancia de la investigación en comunicación en el contexto de riesgos y desastres naturales

### Introducción

Frecuentemente escuchamos en los medios de comunicación o las redes sociales a políticos, gobernantes, expertos, ciudadanos y otras voces de la esfera pública hablar sobre la necesidad y la importancia de “crear conciencia” en la población – especialmente la más vulnerable – sobre la prevención de desastres naturales, o la necesidad de solucionar problemas complejos como el cambio climático. De manera similar, diversas campañas de comunicación buscan este objetivo. ¿Pero de qué sirve crear conciencia sobre riesgos y la importancia de la ciencia en resolver problemas complejos? ¿Cuál es la evidencia empírica que sustenta la premisa que un incremento en la conciencia social resuelve problemas? La gran mayoría de estos esfuerzos son ignorados o no cumplen con el objetivo de concientizar. Pero más allá de la eficacia de estos esfuerzos, el gran problema es que concientizar comúnmente no conlleva a cambios de comportamiento – tales como medidas de prevención ante desastres naturales – que debería ser el objetivo principal de estos esfuerzos de comunicación. Este problema se debe a que muchos esfuerzos de comunicación están basados en un modelo de comunicación obsoleto. Este modelo es lo que se conoce en el área de la comunicación sobre la ciencia como el modelo lineal del déficit de información. En otras palabras, el modelo propone que la diseminación de información precisa y factual deriva en un incremento en el



**Bruno Takahashi Ph.D.**  
Director de investigación del Knight Center for Environmental Journalism en Michigan State University

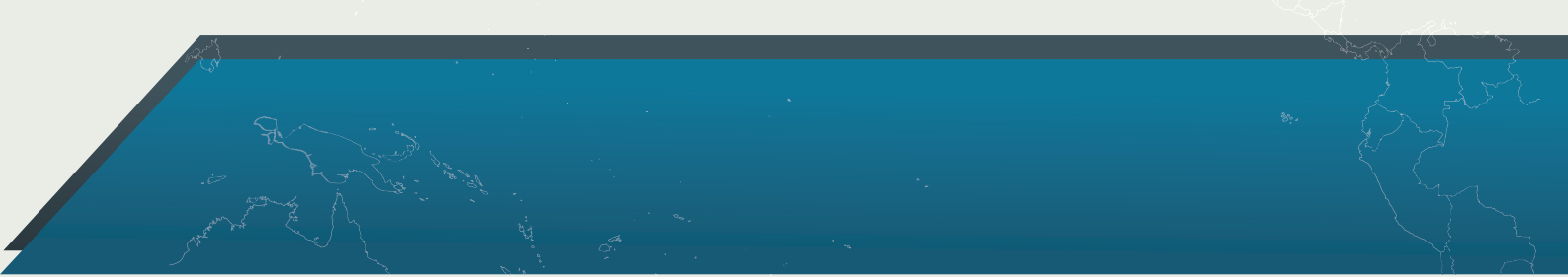
*Ph.D. en Ciencias Ambientales con especialización en comunicación ambiental de la State University of New York – College of Environmental Science and Forestry. Actualmente es profesor asistente y director de investigación del Knight Center for Environmental Journalism en Michigan State University. Sus investigaciones se enfocan en la comunicación de la ciencia, riesgos, y problemas ambientales.*

conocimiento sobre un tema, lo que luego resulta en un cambio en las creencias del público objetivo, y lo que finalmente influye la adopción de medidas preventivas. La evidencia sugiere que ese proceso lineal no sucede en la realidad.

El segundo problema detrás de estos esfuerzos de comunicación, y relacionado al problema del modelo obsoleto, es la falta de sustento teórico-empírico. Muchas campañas de comunicación, con todas sus buenas intenciones, son basadas en intuición o experiencias pasadas. Esto es por ejemplo algo que mis colaboradores y yo encontramos en una serie de investigaciones con comunicadores en universidades en los EE.UU. que trabajan en el área de sostenibilidad (Carpenter, Takahashi, Lertpratchya, & Cunningham, 2016; Carpenter, Takahashi, Cunningham, & Lertpratchya, 2016). Lamentablemente, en el Perú no existe mayor investigación en el tema, pero es posible aplicar los conceptos básicos examinados en otros contextos al caso peruano.



Los efectos del tifón Haiyán en las Filipinas. ( Fotografía: Edson Tandoc )



El objetivo de este artículo es el plantear la necesidad de desarrollar esfuerzos de comunicación referidas a riesgos y desastres basada en evidencia empírica fundamentada en teorías enmarcadas en las ciencias sociales. Me enfoco particularmente en criticar el modelo del déficit de información, y en el rol de los científicos y de los medios de comunicación en la comunicación de riesgos.

La necesidad del incremento en inversión en esfuerzos científicos en comunicación, así como la formación de investigadores en esta área, se vuelve imprescindible en el contexto del cambio climático y los riesgos relacionados a este fenómeno.

### **Las audiencias en la comunicación de riesgos y desastres naturales**

La comunicación de riesgos se enfoca en la etapa previa a un posible impacto o efecto en una población, y tiene como objetivo determinar los procesos individuales y sociales que influyen en las percepciones de estos riesgos, y consecuentemente, en las maneras en las que se debe comunicar las medidas preventivas que el individuo o grupo social pueden tomar. Uno de los principales retos que los comunicadores enfrentan es la dificultad de interpretar las motivaciones psicológicas y sociales de las poblaciones que se encuentran en riesgo.

Diversos estudios en los EE.UU. y Europa demuestran que la toma de decisiones respecto a riesgos o desastres no encajan dentro del paradigma cognitivo del ser humano racional. Por lo contrario, estas investigaciones han desarrollado diversos modelos teóricos que indican que la percepción del riesgo sigue procesos cognitivos irracionales pero predecibles. Algunos investigadores se refieren a la percepción del riesgo como sentimientos o emociones (Slovic, Finucane, Peters, & MacGregor, 2004), las cuales son construidas en base a experiencias pasadas, percepción de incertidumbre, sensación de descontrol, la posibilidad de una gran catástrofe, el razonamiento motivado, el exceso de confianza, el sesgo optimista, o la ilusión de control sobre el riesgo (D.M. Kahn, Braman, Slovic, Gastil, & Cohen, 2008; Leiserowitz, 2006; Slovic et al., 2004; Sundblad, Biel, & Gärling, 2007). Por eso, es importante considerar que la difusión de información técnica es importante pero insuficiente si el objetivo de la comunicación es el que los individuos tomen medidas preventivas. Esto se debe realizar a través de la reducción de barreras - tanto físicas como cognitivas - que son diferenciadas dentro de cada audiencia. Es necesario comprobar estos conceptos en contextos específicos como el Perú.

Un reto adicional para los comunicadores de riesgos es la diversidad cultural de algunas poblaciones. Esto es importante porque las percepciones de riesgos pueden variar de acuerdo a las creencias sobre la naturaleza. Steg and Sievers (2000) sugieren que existen cuatro mitos o creencias sobre la naturaleza: naturaleza benigna, naturaleza efímera, naturaleza perversa/tolerante, y naturaleza caprichosa. En muchos países culturalmente diversos – tales como el Perú – estos mitos, también referidos como imaginarios, pueden presentar a los desastres naturales como inevitables, y a los humanos como seres con poco control sobre lo que hace la naturaleza (Carey, 2009). Esto puede tener un efecto importante en disuadir a las poblaciones de tomar medidas preventivas y adaptativas que podrían minimizar los impactos (O'Connor Salmon, 2015), haciendo que la comunicación de riesgos sea aún menos eficaz. Una investigación participativa que involucre a las comunidades vulnerables podría resultar en planes de comunicación basados en estas creencias, haciéndolas más probables de ser aceptados por estas poblaciones.

Otra área de investigación en la comunicación de riesgos en el Perú que no ha sido abordada con mayor énfasis teórico o empírico es el rol de los medios de comunicación, tanto tradicionales (ej. televisión, diarios) como alternativos (ej. redes sociales), en la percepción de riesgos por parte de las audiencias. Antes de desarrollar campañas mediáticas sobre prevención, es necesario entender cómo es que las diversas audiencias consumen y responden a estos medios y sus contenidos. Por ejemplo, en una serie de estudios en los que participé sobre comunicación en el contexto del tifón Haiyán que azotó a las Filipinas, examinamos los canales de comunicación desde la perspectiva de las audiencias y los usuarios. En estos estudios encontramos que los usuarios de redes sociales utilizaban estos medios de comunicación de manera diferenciada dependiendo de sus características personales (ej. periodistas, celebridades, ciudadanos, miembros del gobierno, etc.), de su locación, y del día del uso (Takahashi, Tandoc, & Carmichael, 2015). También encontramos que las redes sociales cumplieron un importante rol en ayudar a superar de manera colectiva el trauma psicológico ocasionado por el desastre (Tandoc & Takahashi, 2016). Este tipo de investigaciones pueden ayudar a los tomadores de decisiones a desarrollar estrategias de comunicación enfocadas en las necesidades específicas de cada grupo de la población.



# La importancia de la investigación en comunicación en el contexto de riesgos y desastres naturales

Takahashi B.



Marcha por la ciencia, Lansing, Michigan, EE.UU. (Fotografía: Bruno Takahashi)

## La ciencia detrás de la comunicación científica

En este contexto de aparente irracionalidad, las fuentes de información con alta credibilidad, tales como los científicos, juegan un papel preponderante. Hoy en día, muchos miembros de la comunidad científica internacional se encuentran bastante involucrados en la comunicación de la ciencia y de riesgos, por lo que los científicos peruanos no deberían ser una excepción. Un reciente estudio en los EE.UU. reportó que el involucramiento de los científicos en materia política o de activismo no es percibido por el público general como una actividad negativa, y por ende no afectaría su credibilidad o su estatus dentro de las organizaciones académicas a las cuales pertenecen (Kotcher, Myers, Vraga, Stenhouse & Maibach, 2017). Parte de esta nueva coyuntura es lo que explicaría el surgimiento del reciente movimiento social "March for Science" (Marcha por la Ciencia). Marchas en apoyo de la ciencia se realizaron en diversas ciudades alrededor del mundo incluidas ciudades en Brasil, Colombia, Argentina, y Chile (en el Perú no se realizó una marcha, lo que habla sobre la falta de una comunidad científica unificada o comprometida). En este sentido, urgiría a la comunidad científica peruana el tomar un rol más activo en la esfera pública, en el proceso de toma de decisiones y de diseño de política pública, y en la comunicación sobre la ciencia y riesgos.

Pero este nuevo rol de comunicadores se debe enfrentar de manera estratégica y también basada en evidencia empírica. Gran cantidad de esfuerzos para mejorar la comunicación científica se enfocan en desarrollar

capacidades en los científicos tales como el evitar el uso de términos científicos complejos, no desviarse del mensaje central, ser empático con la audiencia, o no ser condescendiente con la audiencia, entre otros (Dudo & Besley, 2016). Sin embargo, aunque importantes, estas capacidades solo son útiles si son enmarcadas dentro de una estrategia de comunicación. Investigaciones recientes resaltan objetivos tales como el informar a la audiencia sobre la ciencia, generar interés sobre la ciencia, incrementar la confianza hacia la ciencia, defender a la ciencia contra la desinformación, e influir en la política pública (Dudo & Besley, 2016; Parks & Takahashi, 2016).

Adicionalmente, los científicos deben asegurarse de posicionarse en la mente de las audiencias como fuentes creíbles de información. Esta credibilidad tiene que ver con la manera en la que las personas evalúan la fuente de información en base a la percepción de su capacidad técnica para realizar el trabajo, sus intenciones hacia la audiencia, y el posible sesgo que estas fuentes puedan tener (Kahan, Jenkins-Smith, & Braman, 2010). En particular, los científicos deben de ser cuidadosos en como comunican la incertidumbre científica, la cual puede ser malinterpretada por la población general y podría afectar la percepción de fuentes científicas en el futuro. Una recomendación para los comunicadores de la ciencia en un contexto como este es que la incertidumbre se debe comunicar con anticipación y transparencia pero sin utilizar términos complejos y expresar las probabilidades en términos más entendibles, por ejemplo decir 8 en 10 en lugar de 80% como acostumbra utilizar la Comisión ENFEN para el pronóstico de El Niño en el Perú (Kurz-Milcke et al., 2008; Lipkus, & Hollands, 1999). Una mejor

estrategia es utilizar metáforas o narrativas simples que la población general pueda entender con facilidad. El caso de siete científicos italianos acusados de homicidio por asegurar que un terremoto no ocurriría y que posteriormente ocurrió, ejemplifica el extremo de este potencial problema (Cartlidge, 2016).

## Conclusión

Más investigaciones sobre comunicación de riesgos y desastres son necesarias en el Perú. La comunicación se debe tratar de la misma manera en la que se tratan otras áreas de la ciencia.

Esto requiere mayor inversión por parte del estado, centros de investigación, y las instituciones de educación superior, para la capacitación de investigadores y la elaboración de proyectos de investigación. Sin embargo, esto es solamente parte de la solución en la creación de una cultura de prevención. Es igualmente necesario determinar quiénes implementarán las estrategias de comunicación, lo que significa que las investigaciones tiene que ser integradas a programas de prevención. No podemos esperar a que los riesgos se transformen en realidades que luego deben ser tratadas como crisis.

## Referencias

Carey, M. (2009). Latin American environmental history: Current trends, interdisciplinary insights, and future directions. *Environmental History*, 14(2), 221-252. doi:10.1093/envhis/14.2.221.

Carpenter, S., Takahashi, B., Lertpratchya, A. P. & Cunningham, C. (2016). Greening the campus: a theoretical extension of the dialogic communication approach. *International Journal of Sustainability in Higher Education*, 17(4), 520-539.

Carpenter, S., Takahashi, B., Cunningham, C., & Lertpratchya, A. P. (2016). The roles of social media in promoting sustainability in higher education. *International Journal of Communication*, 10, 4863-4881.

Cartlidge, E. (2016). Seven-year legal saga ends as Italian official is cleared of manslaughter in earthquake trial. *Science*. Retrieved from <http://www.sciencemag.org/news/2016/10/seven-year-legal-saga-ends-italian-official-cleared-manslaughter-earthquake-trial>.

Dudo, A., & Besley, J. C. (2016). Scientists' prioritization of communication objectives for public engagement. *PLoS one*, 11(2), e0148867.

Kahan, D. M., Braman, D., Slovic, P., Gastil, J., & Cohen, G. (2008). Cultural cognition of the risks and benefits of nanotechnology. *Nature Nanotechnology*, 4(2), 87-90.

Kahan, D. M., Jenkins-Smith, H., & Braman, D. (2010). Cultural cognition of scientific consensus. *Journal of Risk Research*, 14(2), 147-174. doi:10.1080/13669877.2010.511246.

Kotcher, J. E., Myers, T. A., Vraga, E. K., Stenhouse, N., & Maibach, E. W. (2017). Does engagement in advocacy hurt the credibility of scientists? Results from a randomized national survey experiment. *Environmental Communication*, 11(3), 415-429.

Kurz-Milcke, E., Gigerenzer, G., & Martignon, L. (2008). Transparency in Risk Communication. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1128(1), 18-28. doi:10.1196/annals.1399.004.

Lipkus, & Hollands. (1999). The Visual Communication of Risk. *JNCI Monographs*, 1999(25), 149-163.

Leiserowitz, A. A. (2006). Climate change risk perception and policy preferences: The role of affect, imagery, and values. *Climatic Change*, 77(1-2), 45-72.

O'Connor Salmon, H. (2015). Planeamiento urbano para la prevención de desastres naturales en Perú. *Un asunto territorial. Urbano*, 11(17), 57-62.

Parks, P., & Takahashi, B. (2016). From apes to whistleblowers: How scientists inform, defend, and excite in newspaper op-eds. *Science Communication*, 38(3), 275-302.

Slovic, P., Finucane, M. L., Peters, E., & MacGregor, D. G. (2004). Risk as analysis and risk as feelings: Some thoughts about affect, reason, risk, and rationality. *Risk Analysis*, 24(2), 311-322. doi:10.1111/j.0272-4332.2004.00433.x.

Steg, L., & Sievers, I. (2000). Cultural theory and individual perceptions of environmental risks. *Environment and Behavior*, 32(2), 250-269. doi:10.1177/00139160021972513.

Sundblad, E.-L., Biel, A., & Gärling, T. (2007). Cognitive and affective risk judgements related to climate change. *Journal of Environmental Psychology*, 27(2), 97-106.

Takahashi B., Tandoc, E. & Carmichael, C. (2015). Communication on Twitter During a Disaster: An Analysis of Tweets During Typhoon Haiyan in the Philippines. *Computers in Human Behavior* (50), 392-398.

Tandoc, E. & Takahashi, B. (2016). Log in if You Survived: Collective Coping on Social Media in the Aftermath of Typhoon Haiyan in the Philippines. *New Media and Society*. doi:10.1177/1461444816642755.

- 03**    **Prefacio**  
*Espinoza, JC.*
- 04**    **Fenómeno El Niño: “ Global” vs “Costero”**  
*Takahashi, K., 2017, Boletín Técnico El Niño Vol.Nº4, pp 4-7*
- 08**    **Física del Fenómeno El Niño “Costero”**  
*Takahashi, K., 2017, Boletín Técnico El Niño Vol.Nº10, pp 4-7*
- 12**    **La distribución de la lluvias en la vertiente del Pacífico peruano y su relación con El Niño**  
*Rau, P., 2017, Boletín Técnico El Niño Vol.1 Nº1, pp 4-7*
- 16**    **Influencia de los sismos y los eventos El Niño extremos (1982-83 y 1997-98) en la producción de sedimentos en la costa peruana**  
*Morera,S., 2017, Boletín Técnico El Niño Vol.Nº12, pp 4-7*
- 20**    **Impactos de El Niño en el ecosistema del manglar de Tumbes – Perú**  
*Flores, D., 2017 , Boletín Técnico El Niño Vol.Nº7, pp 4-7*
- 24**    **¿Cómo llueve cuando llueve en Atacama?**  
*Rondanelli,R., 2017, Boletín Técnico El Niño Vol.Nº3, pp 4-7*
- 27**    **Diferentes tipos de El Niño y su influencia sobre América del Sur**  
*Tedeshi, R., 2017, Boletín Técnico El Niño Vol.Nº2, pp 4-7*
- 31**    **Variabilidad climática intraestacional : más allá de El Niño**  
*Osman, M., 2017, Boletín Técnico El Niño Vol.Nº8, pp 4-7*
- 35**    **El Niño , vientos de bajo nivel y predicción de rayos en el Norte de Sudamérica**  
*Juárez, M., 2017, Boletín Técnico El Niño Vol.Nº11, pp 4-7*
- 39**    **La Variabilidad interdecadal del Pacífico: el papel del océano**  
*Farneti, R., 2017, Boletín Técnico El Niño Vol.Nº9, pp 4-7*
- 43**    **Desarrollo y uso de sistemas numéricos de pronóstico estacional**  
*Peña, M., 2017, Boletín Técnico El Niño Vol.Nº6, pp 4-7*
- 47**    **La importancia de la investigación en comunicación en el contexto de riesgos y desastres naturales**  
*Takahashi, B., 2017 , Boletín Técnico El Niño Vol.Nº5, pp 4-7*



© Instituto Geofísico del Perú  
Calle Badajoz 169, Urb. Mayorazgo IV Etapa, Ate, Lima, Perú  
Central Telefónica: (511) 317 2300  
<http://www.igp.gob.pe>

 <http://www.facebook.com/igp.peru>

 [http://twitter.com/igp\\_peru](http://twitter.com/igp_peru)

 [https://www.youtube.com/c/igp\\_videos](https://www.youtube.com/c/igp_videos)

En el marco del:



ISBN: 978-612-47606-2-4



9 786124 760624