PERÚ | Ministerio del Ambiente | Instituto Geofísico del Perú - IGP

IGP INSTITUTO GEOFÍSICO DEL PERÚ

Programa Presupuestal por Resultados Nº 068: "Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres" Producto: "Entidades informadas en forma permanente y con pronósticos frente al Fenómeno El Niño"

Avances en la ciencia de El Niño

Colección de Artículos de Divulgación Científica 2014

$$\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} = -\mathbf{u}\cdot\nabla\mathbf{u} - \omega\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial p} - \nabla\Phi - f\hat{\mathbf{k}}\times\mathbf{u} + F_{\mathbf{u}}$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\mathbf{u}\cdot\nabla\theta - \omega\frac{\partial \theta}{\partial p} + F_{\theta}$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\mathbf{u}\cdot\nabla q - \omega\frac{\partial q}{\partial p} + F_{q}$$

$$0 = -\nabla\cdot\mathbf{u} - \frac{\partial \omega}{\partial p}$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} - \frac{\partial \Phi}{\partial p}$$

$$0 = \frac{p}{\rho} - R_d T_{\upsilon}$$

$$\frac{\partial \mathbf{u_o}}{\partial t} = -\mathbf{u_o}\cdot\nabla\mathbf{u_o} - w\frac{\partial \mathbf{u_o}}{\partial z} - \nabla p - f\hat{\mathbf{k}}\times\mathbf{u_o} + G_{\mathbf{u}}$$

$$\frac{\partial \theta_o}{\partial t} = -\mathbf{u_o}\cdot\nabla\theta_o - w\frac{\partial \theta_o}{\partial z} + G_{\theta}$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} = -\mathbf{u}\cdot\nabla s - w\frac{\partial s}{\partial z} + G_{s}$$

$$0 = -\nabla\cdot\mathbf{u_o} - \frac{\partial w}{\partial z}$$

$$0 = -g\rho_o - \frac{\partial p}{\partial z}$$

$$\rho_0 = f(T, s, p)$$

PERÚ PROGRESO PARA TODOS

Colección de Artículos de Divulgación Científica 2014

Programa Presupuestal por Resultados Nº 68 “Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”.
Producto: Entidades informadas en forma permanente y con pronósticos frente al Fenómeno El Niño.
Actividad: Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño.

Manuel Pulgar Vidal
Ministro del Ambiente

Ronald Woodman
Presidente Ejecutivo IGP

José Macharé
Director Técnico IGP

Ken Takahashi
Responsable Producto El Niño - IGP

Equipo de investigación: Ken Takahashi, Kobi Mosquera, Sergio Morera, Clementine Junquas, Cristiana Leucci, David Pareja, Jonathan Aparco, Oscar Santillán, Juan Salazar, Yakelyn Ramos, Berlín Segura,

Edición: Cristiana Leucci
Diseño y Diagramación: Dante Guerra

Carátula: Ecuaciones físicas que gobiernan el comportamiento de gran escala de la atmósfera y el océano, que se resuelven en forma numérica en los modelos oceano-atmósfera usados para el pronóstico de El Niño, superpuestas en una vista del Pacífico tropical (Fuente: NASA).

Instituto Geofísico del Perú
Calle Badajoz 169 Mayorazgo
IV Etapa - Ate
Teléfono (511) 3172300

Impreso por:
Editorial Súper Grafica E.I.R.L.
Av. Naciones Unidas N° 1830 – Cercado de Lima
Teléfono (511) 7150315

Lima, Enero del 2015

Hecho el Depósito Legal en la
Biblioteca Nacional del Perú Nº 2015-02517

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 por Resultados 068: “Reducción de vulnerabilidad y atención de emergencias por desastres”. A partir del año 2014, algunas de las instituciones integrantes del Comité Multisectorial para el Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN) participan en este PPR con el producto denominado “Entidades informadas en forma permanente y con pronósticos frente al Fenómeno El Niño”, que consiste en la entrega en forma oportuna de información científica sobre el monitoreo y pronóstico de este evento natural oceáno-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 modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño[1]”, 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 2014. 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.

[1]Los resultados de esta actividad están disponibles en: www.igp.gob.pe/sysppr.

Prefacio

Por muchos años, el término “El Niño” lo escuchábamos por primera vez-- y luego lo recordábamos como tal-- en nuestras clases de geografía en el colegio. Se refería a una corriente marina que, opuesta a la corriente de Humboldt, fluía de norte a sur, y se observaba principalmente al norte de Punta Aguja en Piura en los días cercanos o posteriores a la Navidad (de allí su nombre). Tal vez esto siga siendo el caso. Luego lo volvimos a escuchar con frecuencia el año 1983, como la causante de las lluvias extraordinarias ocurridas en nuestras costas norte y central. Para muchos, este es el significado del (Fenómeno) El Niño, concepto que se afianza con la ocurrencia del segundo fenómeno similar con las lluvias de 1997-98. Como consecuencia, para muchos, El Niño se asocia equivocadamente, hoy en día, a estos eventos extraordinarios y desastrosos, no solo por las lluvias y las inundaciones, sino también por el gran impacto negativo que puede tener en la pesca de anchoveta. Si bien esto es cierto en el caso de eventos El Niño “extraordinarios”, estos últimos no se pueden asumir como típicos ni tampoco como los únicos que vale la pena estudiar. El Niño se presenta con una gran variedad de intensidades y matices, incluyendo el fenómeno reverso que conocemos como La Niña. Comprender científicamente el Fenómeno, significa comprender todos sus aspectos y el impacto que producen.

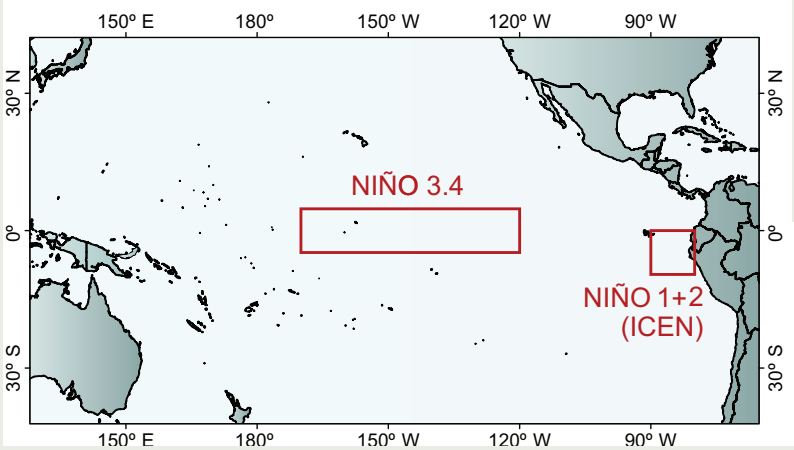
El propósito de los artículos contenidos en este libro es ilustrar al lector sobre la verdadera naturaleza del Fenómeno, tal como se le conoce hoy en día. Está dirigido al público interesado en general, el que incluye también a los tomadores de decisiones. Adicionalmente, está dirigido a los científicos interesados sobre el tema y estudiantes, a quienes el libro les presenta, en un solo volumen, algunas de las conclusiones recientes a las que han llegado los científicos y colaboradores del IGP que estudian el Fenómeno.

Estas contribuciones se han dividido en dos grupos: uno concerniente a los procesos físicos relacionados con El Niño y otro relacionado con su impacto. En el primero se incluyen artículos sobre los diferentes tipos de El Niño, así como sobre las ondas Kelvin, que si bien no siempre están asociadas con El Niño, tienen en común el producir un calentamiento (o enfriamiento) dinámico de regiones en el Pacífico Ecuatorial. Estas ondas toman especial relevancia cuando llegan a las costas del Perú, contribuyendo al calentamiento asociado con un evento El Niño. En esta sección se discute también el posible efecto que podría tener el cambio climático sobre el comportamiento de El Niño/La Niña.

Los aspectos relacionados con el impacto de la ocurrencia del Fenómeno de El Niño y de La Niña, son tal vez los de más interés, considerando que el clima en la costa peruana está estrechamente relacionado a las temperaturas del mar frente a ella, y por ende la producción agrícola y la economía de la región. Cuando estas temperaturas toman dimensiones extremas son capaces de producir daños a nivel de desastre. Pero no solo la costa es afectada por el Niño, el libro también presenta artículos en los que se discute los impactos en la sierra y Amazonía peruana.

Quisiera subrayar en lo dicho anteriormente el “tal como se le conoce hoy en día”, pues no obstante lo avanzado, estamos lejos de comprender todas sus manifestaciones. Esto justifica la necesidad de continuar con los programas de investigación científica. Solo así tendremos la confianza en que los tomadores de decisiones tendrán los elementos de juicio necesarios para predecir el impacto de estas decisiones.

Ronald Woodman, Ph. D.
Presidente Ejecutivo
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 Amazonía peruana.

Variedades de El Niño

Ph. D. Ken Takahashi Guevara
Investigador Científico del Instituto Geofísico del Perú

Ph. D. en Ciencias Atmosféricas de la University of Washington, Seattle, EEUU y Físico de la Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP). Actualmente es investigador científico en el Instituto Geofísico del Perú, donde está a cargo del área de Investigación en Variabilidad y Cambio Climático, y representa al IGP en el Comité Técnico del ENFEN. Además, es investigador principal del proyecto "Impacto de la Variabilidad y Cambio Climático en el Ecosistema de Manglares de Tumbes". 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.

En el Perú, el Fenómeno El Niño generalmente se asocia a inundaciones en la costa y además, como algunos saben, está relacionado a una corriente cálida. Sin embargo, en años recientes ha surgido confusión, incluso entre especialistas, sobre a qué llamar El Niño. Esto se debe principalmente a que el concepto de El Niño que manejan el Perú y el resto del mundo no es el mismo, y a que en la última década estas nociones no han coincidido. Es entonces de interés de aquellos afectados por El Niño el entender cómo los conceptos evolucionan y a qué se refieren según quién los utilice.

Corriente del Niño y Fenómeno El Niño

La primera descripción de un evento El Niño fue realizada por Luis Carranza en 1891, refiriéndose a los sucesos de ese mismo año:

> *"... en el verano pasado se observó en la zona de Paita y Pacasmayo una corriente de norte á sud contraria á la gran corriente polar que baña constantemente nuestro litoral (...) La contra-corriente cálida del golfo de Guayaquil, produjo sin duda una evaporación anormal y excesiva en las aguas del mar de nuestro litoral, arrojando ese excedente de humedad atmosférica al suelo de nuestra costa, en forma de nubes tempestuosas, que ocasionaron las grandes inundaciones de abril y mayo."*

Esto resume la esencia del concepto peruano sobre el fenómeno, ya que al escuchar el término "El Niño" los peruanos automáticamente piensan en calor e inundaciones en la costa.

El bautizo de la corriente como "Corriente del Niño" lo hizo posteriormente Camilo Carrillo (1892), quien dijo que:

> *"Los marinos paiteños que navegan frecuentemente cerca de la costa y en embarcaciones pequeñas, ya al norte ó al sur de Paita, conocen esta corriente y la denominan corriente del Niño, sin duda porque ella se hace mas visible y palpable después de la Pascua de Navidad"*

Aparentemente, esta corriente se presentaba todos los años después de Navidad, pero normalmente en forma muy débil. Sin embargo, los eventos que resultaban en lluvias sustanciales eran más inusuales. Posteriormente, el estudio de Eguiguren (1894) muestra que las lluvias abundantes se presentaban cada seis años en promedio en la costa norte. Es interesante notar que Eguiguren calificaba a los años lluviosos como "buenos", ya que estos traían agua muy necesaria al desierto.

El fenómeno recién se hizo generalmente conocido por la comunidad científica internacional gracias al artículo de Murphy (1926) sobre el evento El Niño de 1925 (Cushman, 2004), uno de los más intensos registrados en cuanto a sus impactos en nuestra costa. Robert C. Murphy, ornitólogo que trabajaba para la Compañía Administradora del Guano, registró al detalle este evento. Además de las altas temperaturas y las lluvias, también documentó los impactos sobre el ecosistema marino, como la desaparición del plancton y de los peces típicos, y la enfermedad y muerte extensa de aves guaneras. Este artículo fue el que dio origen al concepto de "Fenómeno El Niño", con la frase:

> *"El Niño, la contracorriente cálida, es un fenómeno bien conocido en las aguas del norte del Perú..."*

El Niño-Oscilación Sur

En las decadas de los 20 y 30, Sir Gilbert Walker estuvo a cargo del servicio meteorológico de la India, donde la principal preocupación relacionada al clima era cómo se desarrollaría cada año el monzón (o sea, las lluvias estacionales asociadas a vientos del Océano Índico). Walker recopiló datos climáticos de todo el mundo y buscó variaciones que pudieran tener relación con el monzón, lo cual le permitió identificar varios patrones de variabilidad climática. Uno de estos lo denominó "Oscilación Sur", caracterizado por variaciones opuestas de presión atmosférica entre el Pacífico central-oriental y el Pacífico occidental-Índico.

En 1929, el meteorólogo H. P. Berlage se enteró de los trabajos de Murphy y Eguiguren y notó la relación entre El Niño y la Oscilación Sur, despertando el interés a nivel internacional para este fenómeno (Cushman, 2004). Sin embargo, la explicación del vínculo entre las variaciones oceánicas (El Niño) y las atmosféricas (Oscilación Sur) se dio recién cuarenta años después con el trabajo de Jakob Bjerknes (1969), quien propuso el proceso de interacción océano-atmósfera que hoy lleva su nombre. A raíz de este trabajo, se reconoció la existencia de un fenómeno que depende en forma esencial de la interacción entre el océano y la atmósfera y al que se le empezó a llamar "El Niño-Oscilación Sur" (ENOS, o ENSO en inglés).

El Niño " Canónico"

Rasmusson y Carpenter publicaron en 1982 un estudio que describía la evolución temporal "típica" de un evento El Niño. En este estudio, compilaron datos de seis eventos y, aprovechando que sus diferentes fases tendían a ocurrir en las mismas estaciones del año, presentaron la evolución de un Niño promedio. Este evento "típico" se iniciaba con la fase "pico" que correspondía a un calentamiento anómalo en la costa del Perú entre marzo y mayo (Figura 1, panel medio). A medida que evolucionaba, ese calentamiento se desplazaba hacia el oeste, de manera que en el verano siguiente (diciembre-febrero) las condiciones "maduras" se caracterizaban por calentamiento máximo en el Pacífico central-oriental, pero relativamente menor en la costa de Perú (Figura 2, panel medio).

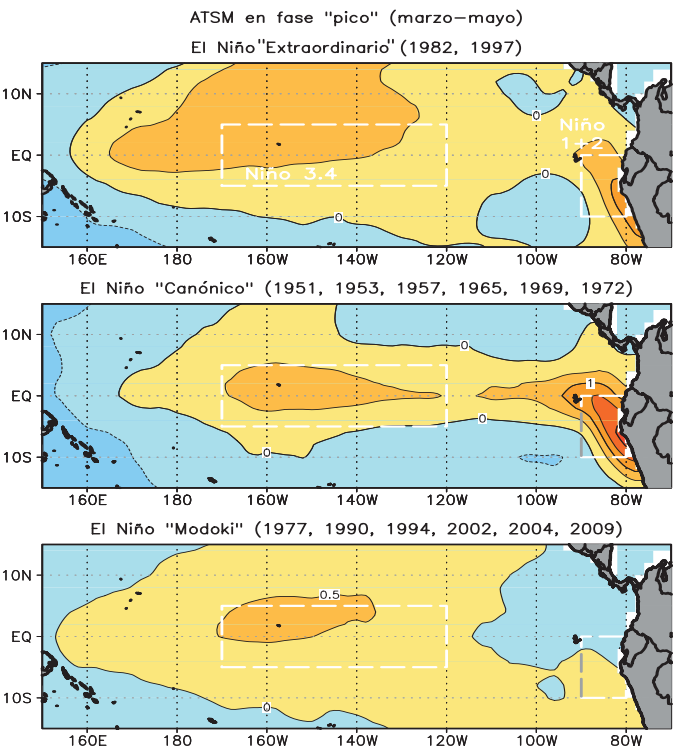


Figura 1. Patrones de anomalía de temperatura superficial del mar (°C) en la fase "pico" (marzo-mayo) para diferentes variedades de eventos El Niño: "extraordinarios" (Takahashi et al., 2011), "canónicos" (Rasmusson y Carpenter, 1982) y "modoki" o "de piscina cálida" (Kug et al., 2009). Se indica el año de los eventos promediados. Nota: en 1982 no hubo calentamiento en la costa durante esta fase, el observado en el promedio se debe solo al año 1997.

Una ventaja desde el punto de vista práctico es que las variaciones de gran escala de El Niño (o sea, la fase "madura") se podían anticipar si se observaba la anomalía en temperatura superficial asociada a la fase "pico" precursora. Mark Cane (1983) dio el nombre de "canónico" a este evento compuesto El Niño con propagación hacia el oeste.

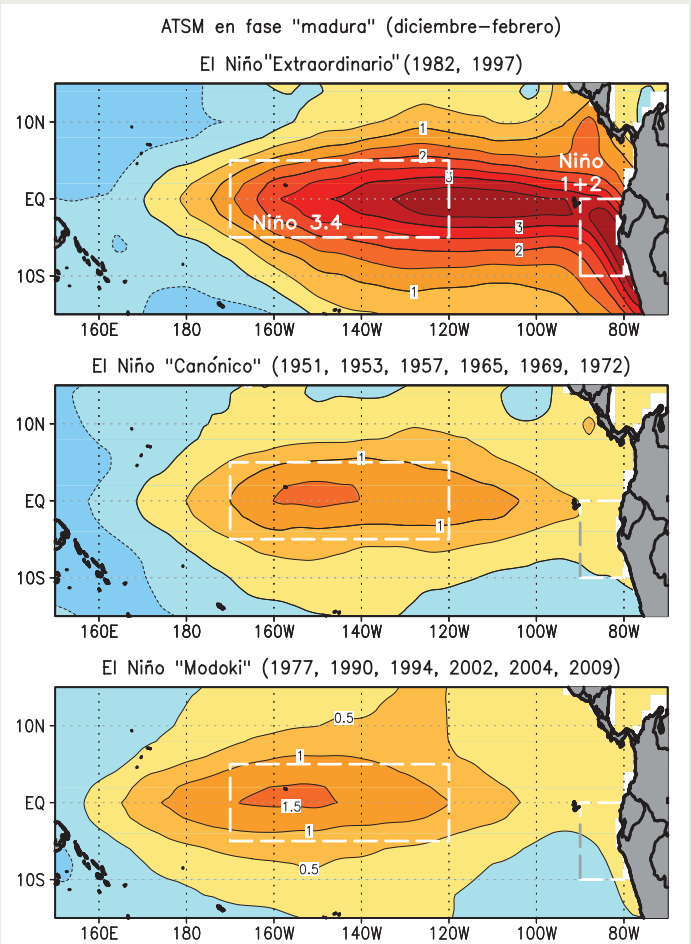


Figura 2. Igual que la Figura 1, pero para la fase "madura" posterior (diciembre-febrero).

El Niño "Extraordinario"

Desafortunadamente, mientras Rasmusson y Carpenter publicaban su estudio, ese mismo año 1982 se inició el evento El Niño más intenso observado hasta entonces, pero ¡su evolución fue distinta a la "típica"! La falta de una fase "pico" precursora, con calentamiento frente a la costa del Perú, combinada con limitadas mediciones oceanográficas y problemas con los datos satelitales

asociados a la erupción del volcán Chichón, impidieron que la comunidad científica internacional se diera cuenta de lo que estaba ocurriendo hasta que el evento se manifestó en toda su magnitud (Wallace et al., 1998).

La situación fue distinta quince años después cuando se desarrolló El Niño 1997-98 (tan fuerte como el de 1982-83), porque esta vez ya se contaba con las boyas TAO/TRITON que monitorizaban el Pacífico ecuatorial, con los modelos de pronóstico climático, y con un entendimiento científico bastante más profundo. En este caso existían información y pronósticos que permitieron que en Perú se tomaran medidas de prevención con varios meses de anticipación (Zapata y Sueiro, 1999). Sin embargo, el fenómeno fue tan intenso que los daños totales se estima que fueron equivalentes al 4.5% del producto bruto interno del país (CAF, 2000).

Estos dos eventos fueron tan impactantes (Figura 2, panel superior) que quedaron grabados permanentemente en la memoria de aquellos que los experimentaron. Debido a esto, el término "El Niño" se convirtió en sinónimo de catástrofe para muchos. Sin embargo, hay que recordar que dichos eventos fueron muy inusuales y que en su gran mayoría los fenómenos El Niño son bastante más débiles (y los años en los cuales se registran eventos El Niño débiles ahora podrían considerarse "buenos").

El Niño "Modoki"

Entre el año 1999 y la actualidad, los eventos El Niño han presentado una variabilidad de la temperatura superficial más enfocada en el Pacífico central, con relativamente poca señal en nuestra costa. A este tipo de fenómenos se les está dando una diversidad de nombres, donde quizás el más pegajoso es el de "Niño Modoki" (Ashok et al., 2007), donde modoki es una palabra que aproximadamente significa "falso". Otros nombres son "El Niño del Pacífico central", "El Niño de la piscina cálida" o "El Niño de la línea de cambio de fecha" (ver Takahashi et al., 2011 para más referencias).

Distinguiendo entre tipos de El Niño

Es importante notar que muchos centros científicos internacionales definen El Niño/La Niña según las temperaturas superficiales en el Pacífico central, particularmente en la región llamada Niño 3.4. Este índice, introducido por la NOAA de los EE.UU. (Barnston et al., 1997), no es un mejor indicador del Fenómeno El Niño como es conocido en Perú, sino que: i) se relaciona mejor con fluctuaciones atmosféricas de gran escala como la Oscilación Sur, y ii) tiene mejor relación con los impactos a escala global (incluyendo los Andes). Sin embargo, para los impactos en la costa peruana, un mejor índice (aunque no necesariamente "el mejor") es la región Niño 1+2. Mientras el comportamiento de los dos índices sea similar, no es crítico distinguir entre ellos, pero en la década más reciente no ha sido el caso (Figura 3). Usando el Índice Costero El Niño (ICEN) basado en Niño 1+2, el ENFEN de Perú identificó en el año 2012 un evento El Niño débil en la costa, mientras que el resto del mundo esperaba un evento El Niño en el Pacífico central que no se materializó. Por otro lado, El Niño 2009-10 fue uno de los más intensos registrados en el Pacífico central, pero en nuestra costa solo se sintió en forma débil.

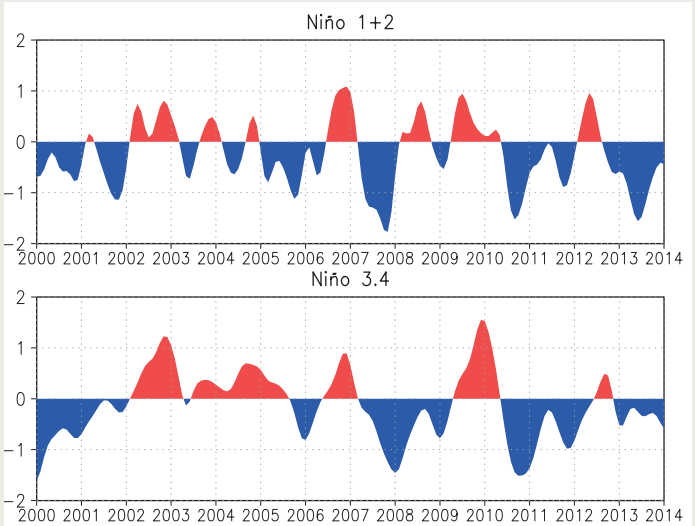


Figura 3. Índices de anomalía de temperatura superficial del mar (°C) frente a Sudamérica (Niño 1+2) y Pacífico central (Niño 3.4) desde el año 2000 al presente.

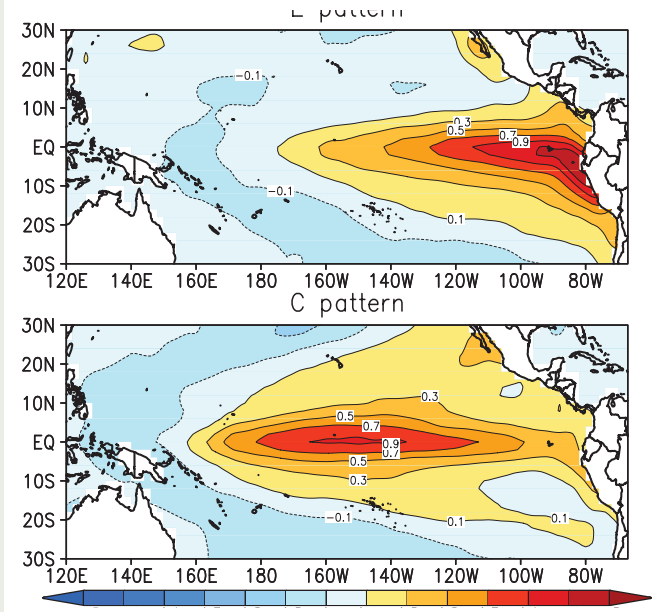


Figura 4. Patrones de anomalía de la temperatura superficial del mar (°C) correspondientes a un valor unitario de los índices E (arriba) y C (abajo).

El estudio de Takahashi y coautores (2011) muestra que con dos índices se puede describir la mayor parte de la variabilidad de temperatura superficial interanual en el Pacífico ecuatorial. Ellos definen dos índices, *E* y *C*, que corresponden a anomalías en el Pacífico este y centro, respectivamente (Figura 4). La ventaja sobre otros índices convencionales (ej. Niño 1+2 y 3.4) es que *E* y *C* no tienen correlación lineal entre sí (se basan en "componentes principales"), lo cual les permite separar la variabilidad propia y exclusiva de las dos regiones. En la Figura 5 se muestran estos índices para diciembre-febrero, cuando se da la fase "madura" de El Niño. Como es de esperarse, los eventos tipo "*modoki*" tienen un poco más señal en *C* que en *E* en comparación con los eventos "canónicos". Sin embargo, los eventos "extraordinarios" claramente escapan a la distribución regular, mostrando un valor mucho mayor en *E*. Esto llevó a Takahashi et al. (2011) a postular que dichos eventos posiblemente involucren procesos físicos distintos a los demás. Dada la importancia de estos eventos por sus impactos, este es un tema prioritario de investigación para el Perú.

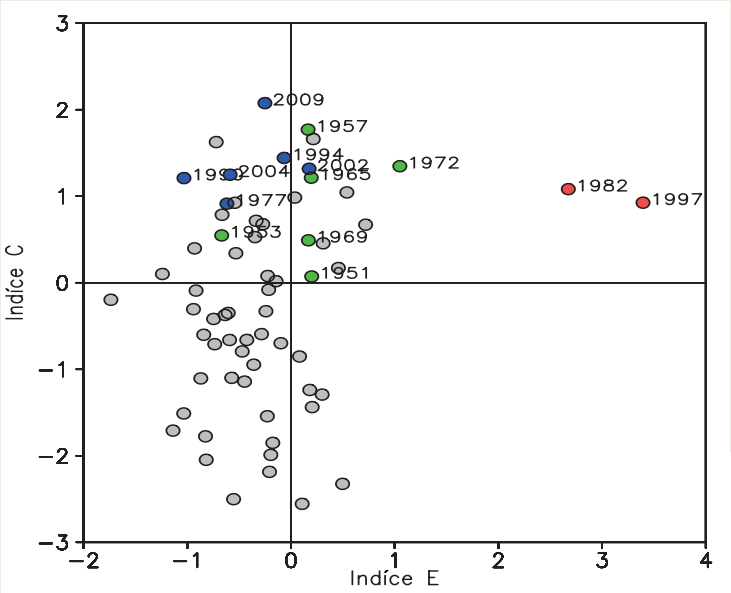


Figura 5. Gráfico de dispersión de los índices E y C para diciembre-febrero. Se indican los eventos El Niño "extraordinario" (rojo), "canónico" (verde) y "modoki" (azul) de las figuras 1 y 2.

Referencias

Ashok, K., Behera, S. K, Rao, S. A, H. Weng, and T. Yamagata (2007), El Niño Modoki and its possible teleconnection, J. Geophys. Res., 112, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.

Barnston, A. G., Chelliah, M., Goldenberg, S. B., 1997: Documentation of a highly ENSO-related SST region in the equatorial Pacific: Research note, Atmosphere-Ocean, 35:3, 367-383, doi:10.1080/07055900.1997.9649597.

Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, Mon. Wea. Rev., 97 (3), 163-172.

Cane, M. A., 1983: Oceanographic events during El Niño, Science, 222 (4629), 1189-1195.

Carranza, L., 1891: Contra-corriente marítima, observada en Paita y Pacasmayo, Bol. Soc. Geogr. Lima, 1 (9), 344-345.

Carrillo, C. N., 1892: Hidrografía oceánica, Bol. Soc. Geogr. Lima, 2, 72-110.

Corporación Andina de Fomento, 2000: El Fenómeno El Niño 1997-1998. Memoria, retos y soluciones, Volumen V: Perú.

Cushman, G. T., 2004: Enclave Vision: Foreign networks in Peru and the internationalization of El Niño research during the 1920s, History of Meteorology.

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

Kug, J. S., Jin, F. F., and An, S. I., 2009: Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño, J. Climate, 22 (6), 1499-1515, doi:10.1175/2008JCLI2624.1.

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

Rasmusson, E. M., Carpenter, T. H., 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño, Mon. Wea. Rev., 110, 354–384.

Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K., Dewitte, B., 2011: ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño, Geophys. Res. Lett., doi:10.1029/2011GL047364.

Wallace, J.M., Rasmusson, E.M., Mitchell, T.P., Kousky, V.E., Sarachik, E.S., von Storch, H., 1998: On the structure and evolution of ENSOrelated climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA. J. Geophys. Res., 103 (C7), 1424114259.

Zapata Velasco, A., Sueiro, J. C., 1999: Naturaleza y política: el gobierno y el fenómeno del Niño en el Perú, 1997-1998, IEP/CooperAcción.

Ondas Kelvin oceánicas y un modelo oceánico simple para su diagnóstico y pronóstico

Mosquera K.

Ondas Kelvin oceánicas y un modelo oceánico simple para su diagnóstico y pronóstico

La costa peruana, caracterizada por su alta productividad pesquera, esto como consecuencia del intenso afloramiento costero que existe en la región, está sometida cada cierto tiempo a cambios en su variación estacional en parámetros físicos claves como la temperatura del mar. Estos cambios pueden deberse a procesos físicos locales, como por ejemplo los vientos alisios, o a forzantes remotos provenientes de las regiones externas a la costa peruana (Enfield, 1987; Mosquera, 2008).

Uno de los procesos físicos remotos que impactan continuamente la costa peruana son las conocidas ondas Kelvin oceánicas ecuatoriales (de aquí en adelante simplemente ondas Kelvin), las cuales son ondas de gravedad modificadas por la rotación de la Tierra. Estas perturbaciones pueden ser formadas por los vientos zonales (con dirección este-oeste) en el Pacífico ecuatorial o por el rebote de las ondas Rossby (otro tipo de onda ecuatorial) en la frontera occidental del Pacífico y tienen la característica de desplazarse en dirección al este con una velocidad típica de 2 a 3 metros por segundo. Esto quiere decir, por ejemplo, que si una onda Kelvin se formó en el centro del Pacífico ecuatorial (longitud 180°), entonces esta demorará entre 1.5 mes y 2 meses, aproximadamente, en llegar a la costa de Sudamérica (ver Figura 1). Es necesario señalar que diversos procesos físicos (dispersión modal, interacción con las corrientes promedio y otros) pueden cambiar la velocidad y propiedades de estas ondas.

La onda Kelvin siempre se propaga de oeste a este a lo largo de la línea ecuatorial y puede ser de dos tipos:

1) Onda Kelvin cálida o de hundimiento (*downwelling Kelvin wave* en inglés), que se caracteriza por temperatura subsuperficial anómalamente cálida, termoclina[1] más profunda, elevación del nivel del mar y anomalías de corrientes de oeste a este (ver Figura 2).

D. (c) Kobi A. Mosquera Vásquez
Investigador Científico del Instituto Geofísico del Perú

Físico de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM), con un grado de Magíster en Física - Mención Geofísica- obtenido en la misma casa de estudios. Actualmente es candidato a doctor en Oceanografía Física en la Universidad Paul Sabatier (Francia). Su investigación está relacionada con los procesos físicos involucrados en el Fenómeno El Niño, con énfasis en las ondas largas ecuatoriales: Kelvin y Rossby. Tiene experiencia en el modelado oceánico en el Pacífico tropical, así como en el procesamiento de grandes volúmenes de información tales como datos in situ, remotos o resultados de modelos numéricos.

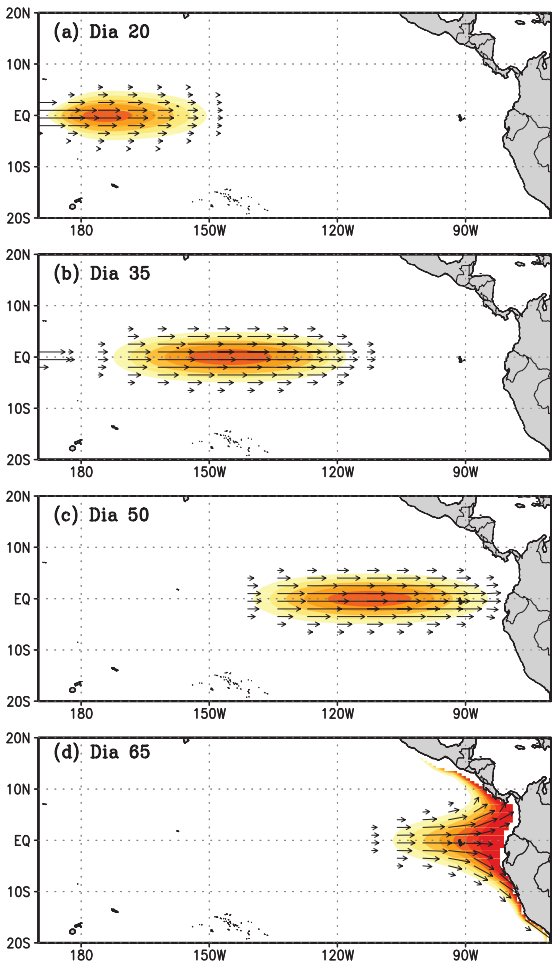


Figura 1. Simulación con el LOM-IGP de la propagación de una onda de Kelvin ecuatorial forzada por un pulso de vientos del oeste ecuatorial centrado en 170°E durante 30 días con un pico máximo de 9 m/s en el día 15. Solo se muestran las anomalías positivas mayores a 2 cm para el nivel del mar (colores, contornos cada 1 cm) y 2 cm/s para las corrientes zonales (flechas). En cada panel se indica el número de días después del pico máximo del viento.

[1]*Capa en el interior del océano que divide las aguas cálidas superficiales de las frías más profundas y que se manifiesta como el máximo gradiente vertical de la temperatura del mar. En el Pacífico ecuatorial, la profundidad de la termoclina coincide aproximadamente con la profundidad de la isoterma de 20°C.*

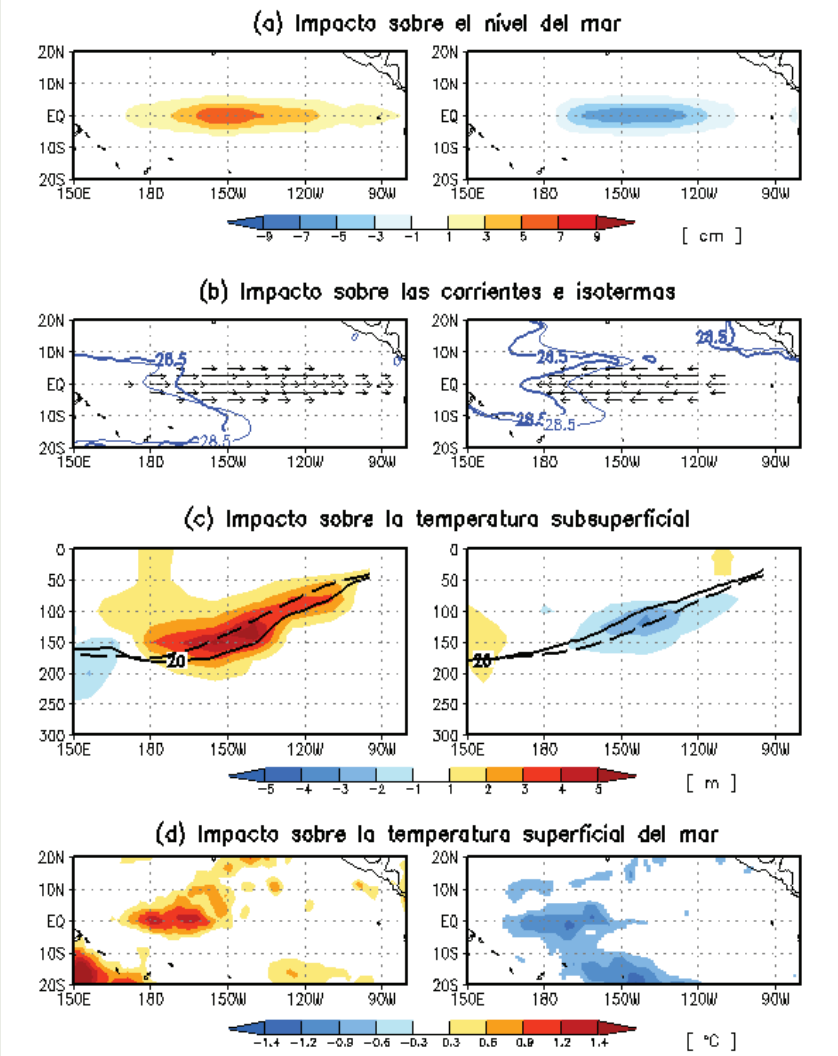


Figura 2. Impacto de la onda Kelvin de hundimiento (izquierda) y afloramiento (derecha) sobre las variables de (a) nivel del mar de LOM-IGP, (b) corrientes zonales e isotermas de 28.5° LOM-IGP y TSM de Reynolds (el total se muestra en línea azul gruesa mientras que la climatología en línea delgada), (c) temperatura subsuperficial de TAO (la línea negra gruesa es la profundidad de la isoterma de 20°C, mientras que la línea negra cortada es la climatología de la misma variable), y (d) TSM de Reynolds. Los paneles de la izquierda (derecha) pertenecen aproximadamente a enero de 2002 (setiembre de 2008). Los valores originales han sido ligeramente modificados para un mejor entendimiento de los procesos físicos.

2) Onda Kelvin fría o de afloramiento (*upwelling Kelvin wave* en inglés), con características opuestas.

Las ondas Kelvin pueden producir impactos en la Temperatura Superficial del Mar (TSM), zona de contacto del océano con la atmósfera. Las corrientes anómalas asociadas a la onda pueden provocar desplazamientos de las aguas frías o cálidas en la superficie. Si bien este efecto se puede dar en todo el Pacífico ecuatorial, es principalmente importante en la región occidental, donde una onda cálida o fría puede desplazar ("advectar") el borde de la llamada "piscina cálida" al este u oeste, respectivamente[2] (ver Figura 2b y d). Por otro lado, la acción de las ondas de profundizar, o elevar la termoclina (ver Figura 2c), afecta el proceso de afloramiento de aguas frías, produciendo un aumento o disminución de la TSM, respectivamente[3].

Una vez que la onda Kelvin llega al extremo este, parte de ésta continúa su desplazamiento a lo largo de la costa de Perú hacia el sur. En el caso de una onda cálida, ésta puede advectar hacia el sur la masa de agua cálida que está frente a Ecuador, y hundir la termoclina (o aumentar el nivel del mar) reduciendo la eficacia del afloramiento costero, lo cual puede provocar un aumento de la TSM. Un ejemplo de esto se ve en la Figura 3, la cual muestra el desplazamiento de la onda Kelvin a lo largo del Pacífico Ecuatorial en el verano de 2012 y que tuvo repercusión en la TSM del mar en la costa peruana (Figura 3e). Un calentamiento anómalo en verano (temporada de lluvias) favorece la ocurrencia de precipitaciones que, en algunos casos, pueden resultar en pérdidas humanas y económicas. Además, el arribo de una onda Kelvin puede tener impactos en el recurso pesquero. Por ejemplo, según Bertrand et al. (2008), la llegada de una onda cálida puede provocar que la anchoveta se concentre y se profundice en la costa peruana, lo que lleva a los barcos pesqueros a disminuir básicamente el área de exploración y el tiempo de pesca. Lo contrario sucede con la presencia de una onda Kelvin fría.

Debido al impacto de las ondas Kelvin en el mar peruano, es de suma importancia monitorizar y, si es posible, predecir el arribo de estas ondas a nuestra costa para evitar las repercusiones negativas. Una forma de realizar esto es identificando a las ondas Kelvin y su propagación mediante los datos de temperatura subsuperficial medidos por el conjunto de boyas en el Pacífico ecuatorial perteneciente al proyecto TAO/TRITON (www.pmel.noaa.gov/tao) o por medio de información del nivel del mar obtenida de los productos compuestos de TOPEX-POSEIDON/JASON (TPJ) de altimetría satelital. Asimismo, se puede recurrir a los resultados de los modelos oceánicos de circulación general de algunas agencias internacionales como el *Global Ocean Data Assimilation System* (GODAS, http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/GODAS/).

[2] *Este proceso es conocido en la comunidad científica dedicada al estudio de El Niño como Retroalimentación de advección zonal ("Zonal advective feedback").*

[3] *En los grupos especializados este proceso se conoce como Retroalimentación de la termoclina ("Thermocline feedback").*

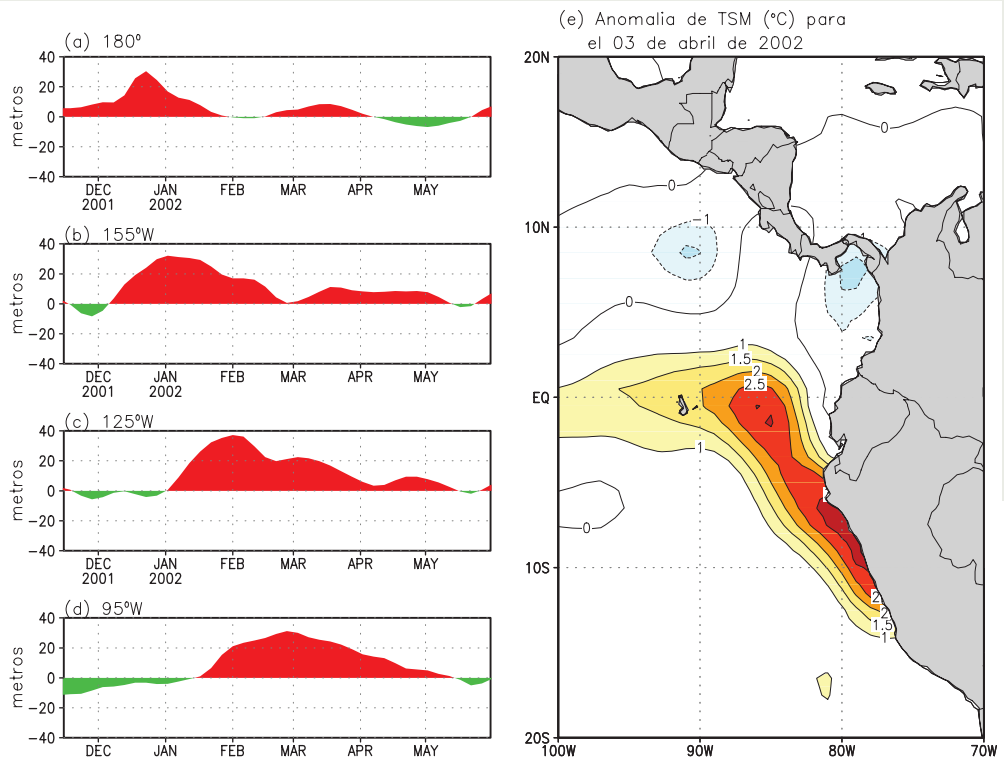


Figura 3. Las series de tiempo del lado izquierdo son anomalías de la termoclina en el Pacífico Ecuatorial calculadas de las boyas del proyecto TAO en 180° (a), 155°W (b), 125°W (c) y 95°W (d). A la derecha (e) se muestra la anomalía de TSM calculada del producto de Reynolds. Estos resultados se basan en una climatología de 2000-2013.

El Instituto Geofísico del Perú (IGP), como parte de sus actividades de monitorizar y estudiar el Fenómeno El Niño, utiliza desde el año 2009 un Modelo Oceánico Lineal (Mosquera, 2009; Mosquera et al., 2011, de aquí en adelante LOM-IGP) que permite diagnosticar la onda Kelvin por su manifestación en el nivel del mar y en las corrientes zonales. El LOM-IGP es un modelo simplificado del océano que asume que toda la dinámica superior del océano se puede representar con un modelo de una capa de profundidad *H*, cuyo límite inferior es la termoclina. Además se desprecian los términos advectivos (no-lineales). Con estas consideraciones el modelo se puede representar con las siguientes ecuaciones diferenciales parciales:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y v = -g\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau_x}{\rho H} - r_2 u|u| \qquad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u = -g\frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau_y}{\rho H} - r_2 v|v| \qquad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{Hg'}{g}\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) - r_1 \eta \qquad (3)$$

Donde *x* e *y* son las direcciones oeste-este y sur-norte, respectivamente; *t* es el tiempo; *u* y *v* son las anomalías de las velocidades zonales y meridionales; η es la anomalía del nivel del mar; βy es el parámetro de Coriolis; *g* es la aceleración de la gravedad; *g'* es la gravedad reducida (asociada a las variaciones de densidad en la termoclina); τ_x y τ_y son las componentes zonales y meridionales de las anomalías de esfuerzo de viento, respectivamente; ρ es la densidad promedio del océano; y *H* es la profundidad promedio de la termoclina (que podría variar en el espacio). Los últimos términos de las ecuaciones (1) y (2) son "parametrizaciones", representaciones aproximadas de algunos términos de las ecuaciones de movimiento que fueron despreciados y que, para el caso de las corrientes, son sugeridos por Boulanger (2001).

Actualmente en el IGP el modelo es forzado con las anomalía (valores por encima o debajo del promedio estacional) de esfuerzo de viento (τ_x y τ_y),esto ultimo estimado del viento a 10 metros del *reanalysis* de NCEP-CDAS[4], con lo que se da un diagnóstico y predicción de dos meses de las ondas Kelvin en el Pacífico ecuatorial. La predicción se logra corriendo el modelo hacia el futuro bajo dos escenarios: 1) considerando τ_x =0 y τ_y =0 (propagación libre) y 2) considerando τ_x y τ_y igual al promedio de la anomalía del esfuerzo de viento en los últimos treinta días (persistencia de la anomalía de viento). Un ejemplo se presenta en la Figura 4 que es la típica figura que se utiliza en el ENFEN. En ésta se aprecian diagramas del tipo Longitud (oeste-este) vs Tiempo ("diagramas Hovmöller"), a lo largo de la línea

[4]El "Reanalysis" es una estimación del estado de la atmósfera que incorpora observaciones y un modelo atmosférico. Anteriormente el LOM-IGP era forzado con productos de viento satelitales de QuikSCAT, pero estos datos fueron descontinuados.

Ondas Kelvin oceánicas y un modelo oceánico simple para su diagnóstico y pronóstico

Mosquera K.

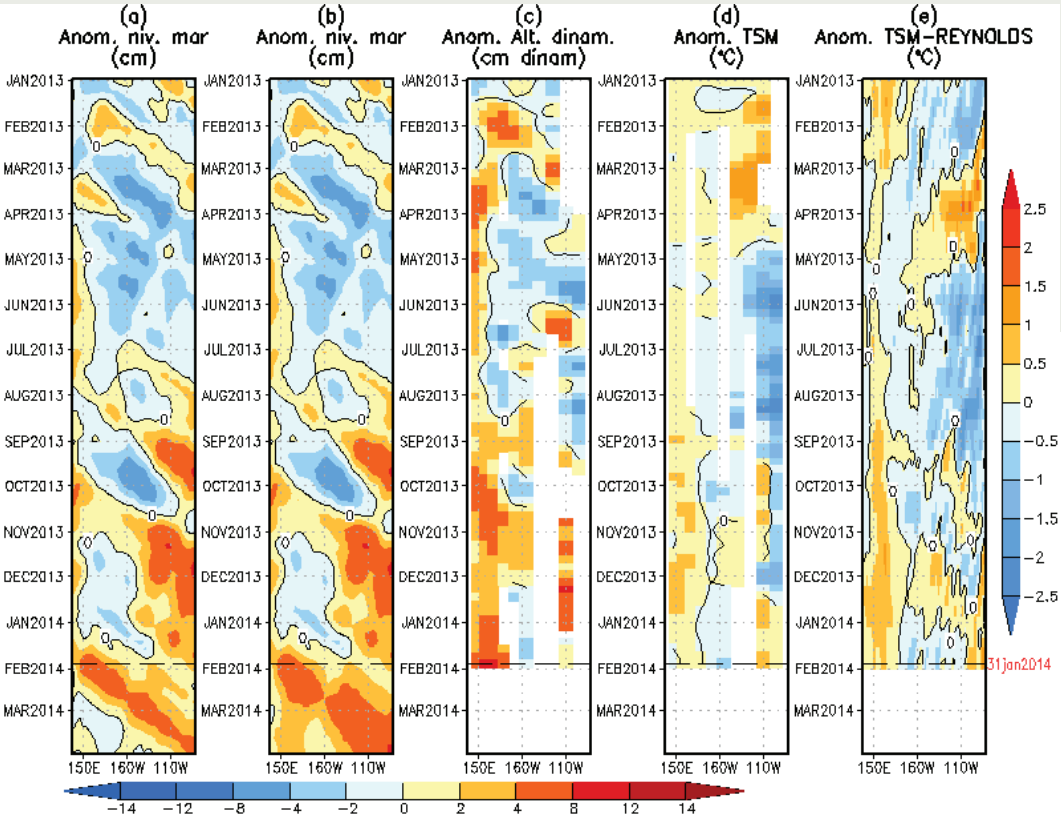


Figura 4. Anomalías (a y b) del nivel medio del mar simulado con LOM, (c) de la altura dinámica (TAO), (d y e) de la temperatura superficial del mar observada de TAO y Reynolds, respectivamente, en la región ecuatorial (2ºS y 2ºN). En (a) y (b) la línea cortada en color negro indica el momento en que el modelo empieza a utilizar el esfuerzo de viento igual a cero y persistida, respectivamente, para la predicción (ver fecha en color rojo a la derecha). La escala de (a), (b) y (c) se ubica abajo en forma horizontal, mientras que la escala de (d) y (e) está a la derecha (Fuente: IGP, NOAA PMEL, climatología: 2000-2013).

ecuatorial, de la anomalía del nivel del mar del LOM-IGP (Figura 4a y b), altura dinámica (Figura 4c), TSM de TAO (Figura 4d) y TSM de Reynolds (Figura 4e). Los pronósticos se muestran luego de la línea entrecortada negra (Figura 4a y b).

Es importante indicar que el LOM-IGP, como todos los modelos numéricos, no es perfecto, pero es una herramienta importante que permite establecer escenarios del posible arribo de ondas Kelvin (cálidas o frías). Las imperfecciones radican, entre otras cosas, en que esta versión del modelo no tiene una representación de la inclinación promedio de la termoclina, la cual puede afectar características de la onda Kelvin como amplitud, velocidad de propagación, estructura y propagación vertical. En particular, el modelo no representa el proceso de dispersión modal de las ondas Kelvin (Dewitte et al., 2012) o su reflexión como ondas de Rossby por la misma termoclina (Mosquera et al, 2013), particularmente alrededor de la longitud 120°W, donde la termoclina es más inclinada.

Para finalizar, es importante mencionar que en el IGP se trabaja en el entendimiento de los procesos físicos que pueden alterar las características de la onda Kelvin en su trayectoria hacia la costa. Para esto se usa información in situ y remota, así como los resultados de los modelos numéricos de circulación general y toda aquella información que nos dé una visión general de la dinámica del Pacífico ecuatorial. El análisis de esta información nos permitirá establecer hipótesis que, una vez verificadas, servirán para establecer parametrizaciones, mejorar el LOM-IGP o implementar nuevos modelos. Todo esto con el objetivo de tener un mejor cálculo de la onda Kelvin y sus impactos en nuestra región, tanto en el diagnóstico como en el pronóstico.

Referencias

Bertrand, S., Dewitte, B., Tam, J., Bertrand, A. and Diaz, E., 2008: Impact of Kelvin wave forcing in the Peru Humboldt Current system: Scenarios of spatial reorganization from physics to fishers. Prog. Oceanogr., 79, 278-289.

Boulanger, J.-P., 2001: The Trident Pacific model: simulating surface ocean currents with a linear model during the 1993-1998 TOPEX-POSEIDON period, Climate Dynamics, 17, 159-173.

Dewitte, B., Vazquez-Cuervo, J., Goubanova, K., Illig, S., Takahashi, K., Cambon, G., Purca, S., Correa, D., Gutierrez, D., Sifeddine, A., Ortlieb, L., 2012: Change in El Niño flavours over 1958–2008 Implications for the long-term trend of the upwelling off Peru. Deep-Sea Research Part II,1-14. doi:10.1016/j.dsr2.2012.04.011.

Enfield, D., 1987: The Intraseasonal Oscillation in the Eastern Pacific: How is it forced? Journal of Physical Oceanography, 17, 1860-1876.

Mosquera, K., 2008: Numerical study of the response of the ocean to a northerly wind jet in the equatorial Eastern Pacific, Adv. Geosciences, 14, 239-242.

Mosquera, K., 2009: Variabilidad Intra-estacional de la Onda de Kelvin Ecuatorial en el Pacífico (2000-2007): Simulación Numérica y datos observados. Tesis para optar el grado de Magíster en Física - Mención Geofísica en la Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

Mosquera, K., Dewitte, B. y Lagos, P., 2011: Variabilidad Intra-estacional de la onda de Kelvin ecuatorial en el Pacífico (2000-2007): simulación numérica y datos observados. Magistri et Doctores, Revista de la Escuela de Posgrado de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, 5, 9, p. 55.

Mosquera-Vásquez, K., Dewitte, B., Illig, S., Takahashi, K. and Garric, G., 2013: The 2002-03 El Niño: Equatorial waves sequence and their impact on sea surface temperature. Journal of Geophysical Research. doi:10.1029/2012JC008551.

Actividad de las ondas ecuatoriales y su impacto en la Temperatura Superficial del Mar en el Fenómeno El Niño 2002/2003

Ph. D. (c) Kobi A. Mosquera Vásquez
Investigador Científico del
Instituto Geofísico del Perú

Físico de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM), con un grado de Magíster en Física - Mención Geofísica - obtenido en la misma casa de estudios. Actualmente es candidato a doctor en Oceanografía Física en la Universidad Paul Sabatier (Francia). Su investigación está relacionada con los procesos físicos involucrados en el Fenómeno El Niño, con énfasis en las ondas largas ecuatoriales: Kelvin y Rossby. Tiene experiencia en el modelado oceánico en el Pacífico Tropical, así como en el procesamiento de grandes volúmenes de información tales como datos in situ, remotos o resultados de modelos numéricos.

Es conocida la importancia para el Perú de pronosticar el Fenómeno El Niño (FEN) con la mayor confiabilidad y tiempo de anticipación posible. Para mejorar estos pronósticos, es necesario conocer y entender de manera precisa cada uno de los procesos físicos que están involucrados en el cambio de la Temperatura Superficial del Mar (TSM), variable que caracteriza la presencia de El Niño. Desde hace muchos años la comunidad científica está envuelta en alcanzar este objetivo, para lo cual se ha desarrollado mucho trabajo técnico-científico realizando observaciones *in situ* o mediante satélites, estudios estadísticos y teóricos, así como simulaciones con modelos numéricos complejos y simples del océano y atmosfera. Lamentablemente, como ya se sabía, y se ha vuelto a ver en este año 2014, los eventos El Niño pueden diferir bastante entre ellos y, además, aún existen vacíos científicos que limitan las predicciones del FEN.

El objetivo del presente documento es mostrar, basándose en el trabajo de Mosquera-Vásquez et al. (2013), la actividad de las ondas Kelvin y Rossby ecuatoriales, así como su contribución en el cambio de la anomalía de la TSM en el Fenómeno El Niño 2002/2003, que puede ser considerado del tipo de "Pacífico Central" o "Modoki" (ver Takahashi, 2014).

Para esto se realizó un análisis del balance de energía utilizando los datos oceánicos de un Modelo Oceánico de Circulación General (OGCM, por sus siglas en inglés) perteneciente a MERCATOR (http://www.mercator-ocean.fr/html/produits/index_en.html). Este modelo fue forzado por datos de viento y flujos de calor y agua superficiales observados, pero sin asimilación de datos oceánicos subsuperficiales. Los resultados fueron validados exitosamente con información *in situ* y satelital.

Método del balance de energía

Para obtener la contribución de las ondas Kelvin y Rossby en las corrientes zonales y en la profundidad de la termoclina en el OGCM, se asume que la dinámica del océano es lineal[1] y que la propagación de las ondas solo ocurre en la dirección horizontal, mientras que en la dirección vertical se asume que las oscilaciones son estacionarias (i.e. "modos normales"). El desarrollo de las ecuaciones para los modos normales en cada punto de la región ecuatorial permite obtener unos coeficientes, conocidos como baroclínicos, que luego son usados para calcular la contribución de las ondas Kelvin y Rossby a variables como la profundidad de la termoclina y la velocidad zonal (oeste-este). Para esto se usa el método desarrollado por Dewitte et al. (1999), quien ha demostrado la utilidad de este para identificar características importantes de la dinámica de las ondas ecuatoriales en todos los océanos tropicales (Dewitte et al., 1999; Illig et al., 2004; Illig et al., 2007).

Contando con la contribución de las ondas Kelvin y Rossby a las perturbaciones en la profundidad de la termoclina y velocidad zonal, se puede estimar cómo las ondas Kelvin y Rossby podrían estar cambiando la TSM a lo largo del Pacífico Ecuatorial. En la Figura 1 se aprecian cinco diagramas Hovmöller (diagrama longitud vs tiempo) que muestran la anomalía del esfuerzo de viento (Fig. 1a en colores), la contribución de la onda Kelvin en la profundidad de la termoclina (Fig. 1a en tonos grises y 1b-d en contornos negros) y en las corrientes zonales (Fig. 1e en tonos grises), la contribución de la onda Rossby en las corrientes zonales (Fig. 1e en tonos de azules), anomalía de TSM (Fig. 1b-d en colores), e isoterma de 28ºC (Fig. 1a-d con línea color azul). Con este gráfico se puede deducir que en el Fenómeno El Niño 2002/2003 las ondas Kelvin ecuatoriales fueron forzadas por anomalías positivas de esfuerzo de viento zonal en el Extremo Oeste, que luego provocaron la advección (transporte) de aguas cálidas del oeste hacia el este. Esto se manifiesta con el desplazamiento de la isoterma de 28ºC hacia el este en la Figura 1. Conforme las ondas Kelvin se desplazaron hacia el este, la anomalía de la TSM se incrementó a lo largo del Pacífico Ecuatorial. Asimismo, se presume que la presencia de las ondas Rossby, producidas por el rebote de las ondas Kelvin en la inclinación de la termoclina y en el borde continental, pudo contribuir al proceso de enfriamiento del evento.

[1]Matemáticamente hablando, significa que las perturbaciones con respecto al estado climático base son suficientemente pequeñas que las ondas se pueden superponer sin modificarse mutuamente.

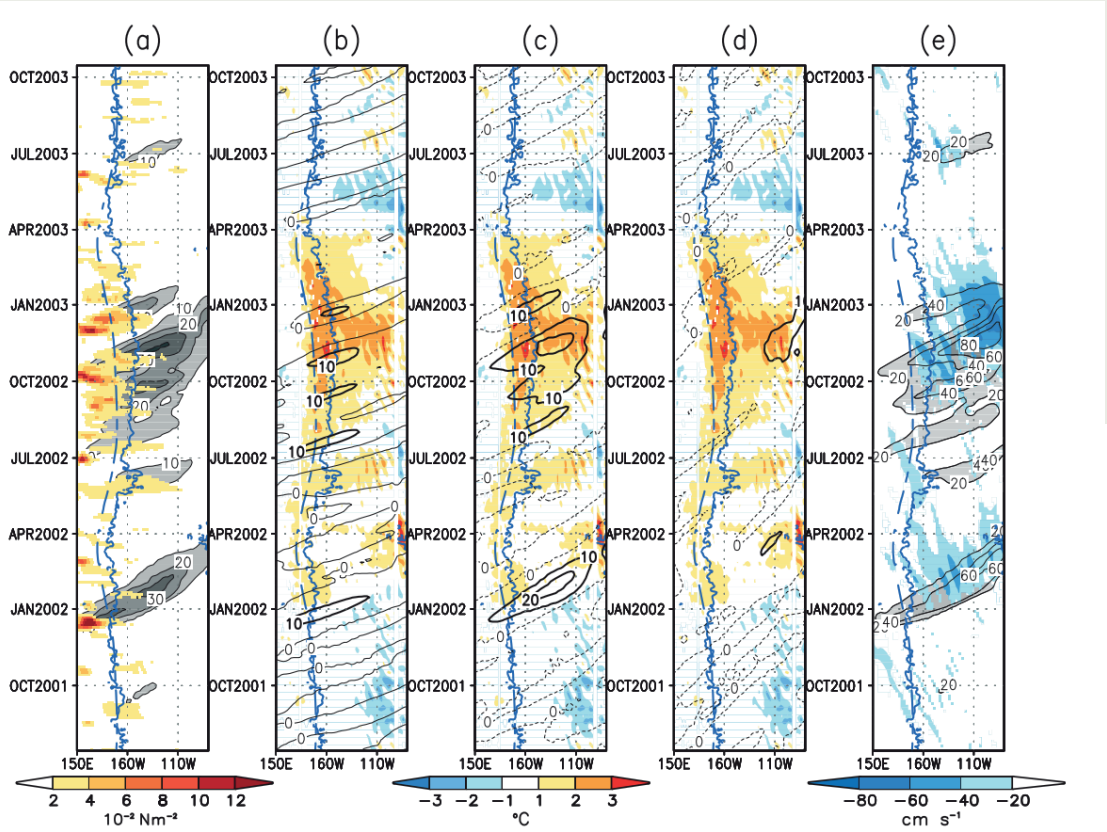


Figura 1. Diagramas Hovmöller que muestra: la anomalía del esfuerzo de viento en colores (a); la contribución de la onda Kelvin en la profundidad de la termoclina en tonos grises (a) y en contornos negros (b, c y d); la contribución de la onda Kelvin en las corrientes zonales en tonos grises (e); la contribución de la onda Rossby en las corrientes zonales en tonos azules (e); anomalía de TSM en colores (b, c y d); e isoterma de 28ºC con línea color azul (a, b, c, d y e).

Lo descrito en el párrafo anterior es una manera de interpretar lo que aconteció en el Fenómeno El Niño 2002/2003. Para conocer, de manera objetiva, qué procesos físicos influyen en el incremento o disminución de la anomalía de la TSM en el tiempo, podemos hacer el cálculo del balance de calor en la capa superior del océano Pacífico Ecuatorial. Este cálculo contiene, de manera explícita, los procesos de transporte horizontal y vertical de la temperatura, así como los flujos de calor superficial. De existir un término residual (*R*) en el balance, se asume que este se asocia a procesos de mezcla vertical, aunque también incluiría los errores en el cálculo. En el estudio de Mosquera-Vásquez et al. (2013), se realizó el balance en la capa superficial hasta 50 metros de profundidad y se calcularon los cambios mensuales de la anomalía de la temperatura del mar promediada en esta capa (T_A) .

El proceso de advección horizontal de temperatura se puede descomponer en: zonal (en la dirección este-oeste, denotada por *x*) y meridional (en la dirección norte-sur, denotada por *y*). Las corrientes zonales anómalas (u) están dadas por la suma de las contribuciones de las ondas Kelvin (u_K), ondas Rossby (u_R) y el efecto del viento local (u_r), por lo que los cambios en temperatura por advección zonal asociados a estos procesos se calculan como $-u_K\frac{\partial T}{\partial x}$, $-u_R\frac{\partial T}{\partial x}$ y $-u_r\frac{\partial T}{\partial x}$ respectivamente.

En lo que respecta a los flujos verticales de calor anómalos (F_A), estos se calculan siguiendo el método de Wang and McPhaden (1999). Esto es: $F_A = \frac{Q_0+Q_P}{\rho_0 C_p h}$, donde Q_0 es la suma de los flujos de radiación de onda corta (Q_{SW}), radiación de onda larga (Q_{LW}), calor latente (Q_L) y calor sensible (Q_S) (es decir $Q_0 = Q_{SW} + Q_{LW} + Q_L + Q_S$), mientras que Q_P es el flujo de calor de onda corta que escapa del fondo de la capa de profundidad *h*: $Q_P = -0.45.Q_{SW}.e^{-\gamma|h|}$.

Cp es la capacidad de calor (=3940 J kg^{-1} ºC^{-1}), ρ_0 es la densidad del agua de mar (≈1022 kg m^{-3}) y γ^{-1} es la escala de profundidad de atenuación de la radiación solar (≈25 metros). Los flujos del modelo fueron calculados a partir de los resultados del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System analysis*.

Por lo tanto, basado en lo descrito líneas arriba, el balance de energía de la capa oceánica está dado por:

$$\begin{aligned}\frac{\partial T_A}{\partial t} = &-u_K\frac{\partial T_C}{\partial x} - u_R\frac{\partial T_C}{\partial x} - u_r\frac{\partial T_C}{\partial x} - v_A\frac{\partial T_C}{\partial y} - w_A\frac{\partial T_C}{\partial z}\\ &- u_C\frac{\partial T_A}{\partial x} \qquad - v_C\frac{\partial T_A}{\partial y} - w_C\frac{\partial T_A}{\partial z}\\ &- u_K\frac{\partial T_A}{\partial x} - u_R\frac{\partial T_A}{\partial x} - u_r\frac{\partial T_A}{\partial x} - v_A\frac{\partial T_A}{\partial y} - w_A\frac{\partial T_A}{\partial z}\\ &+ \frac{Q_{SW}}{\rho_0 C_p h} + \frac{Q_{LW}}{\rho_0 C_p h} + \frac{Q_L}{\rho_0 C_p h} + \frac{Q_S}{\rho_0 C_p h} + \frac{Q_P}{\rho_0 C_p h}\\ &+ R\end{aligned} \qquad (1)$$

Los subíndices *C* y *A* indican climatología y anomalía, respectivamente. Los resultados de este modelo han sido promediados: a) temporalmente para la fase de calentamiento (desde abril hasta noviembre del año 2002) y enfriamiento (desde diciembre de 2002 hasta abril de 2003); y b) espacialmente para las regiones Niño 4 (N4), Niño 3.4 (N3.4) y Niño 3 (N3).

Efecto de las ondas en la temperatura oceánica

Los resultados se muestran en la Figura 2, en donde cada cuadro representa algún término (los más importantes para cada fase) de la ecuación 1 y cada barrita, dentro de este cuadro, indica una de las regiones Niño en el Pacífico Ecuatorial.

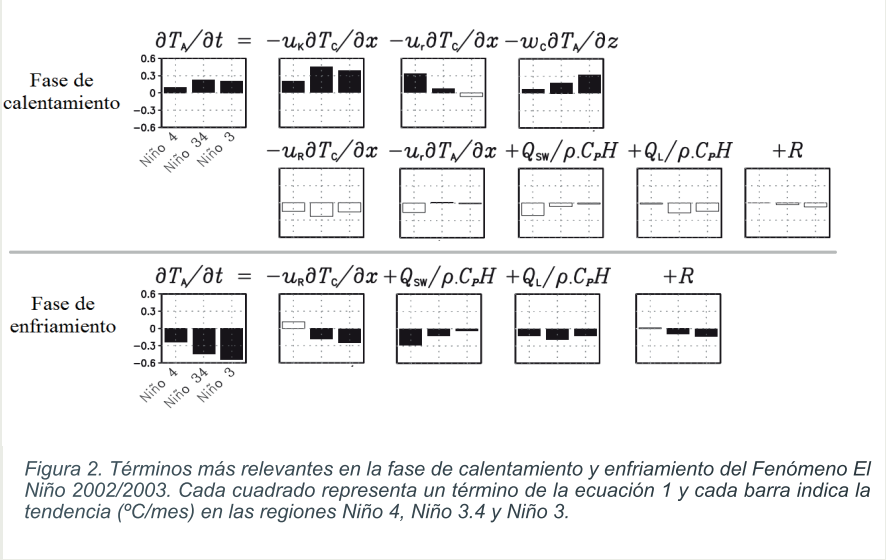


Figura 2. Términos más relevantes en la fase de calentamiento y enfriamiento del Fenómeno El Niño 2002/2003. Cada cuadrado representa un término de la ecuación 1 y cada barra indica la tendencia (ºC/mes) en las regiones Niño 4, Niño 3.4 y Niño 3.

Entonces, en la fase de calentamiento (ver Figura 2) se observa que la onda Kelvin, por medio de la advección zonal del gradiente climatológico de la temperatura $(-u_K \frac{\partial T_C}{\partial x})$ domina en las regiones N3.4 y N3. En la región N4, las corrientes zonales producidas localmente por la anomalía del esfuerzo de viento zonal $(-u_r \frac{\partial T_C}{\partial x})$ son las principales fuentes de advección zonal. Finalmente, el efecto de la profundización de la termoclina, que se manifiesta como la advección vertical de la anomalía de la temperatura por medio de la velocidad vertical climatológica $(-w_C \frac{\partial T_A}{\partial z})$, es más importante en la región N3. En esta fase, las ondas Rossby $(-u_R \frac{\partial T_C}{\partial x})$ tienen un rol de enfriamiento, principalmente, en la región N3.4. De la misma manera, las radiaciones de onda corta y calor latente en N4 y N3.4, respectivamente, son importantes en el enfriamiento. Esto es consistente con el incremento de la convección en N4 que provoca un incremento en la convergencia al este durante el calentamiento de la "piscina caliente". El término residual tiene un ligero rol de enfriamiento en N3 y estaría conectado al incremento de la mezcla vertical al paso de la onda Kelvin o a la inusual extensión de las anomalías de esfuerzos de viento del este durante este evento (comparar con la Figura 5 de McPhaden, 2004).

En la fase de enfriamiento (ver Figura 2), la advección, debido a la onda de Rossby $(-u_R \frac{\partial T_C}{\partial x})$, es fundamental en las regiones N3.4 y N3. Como ya se indicó en la descripción de la secuencia de ondas en El Niño 2002/2003, las ondas Rossby son producto de la reflexión de la onda Kelvin cuando esta incide sobre la termoclina en el Pacífico Oriental (donde su inclinación zonal es mayor), y además cuando alcanza la costa sudamericana. Asimismo, en lo que se refiere a los flujos superficiales de calor, la radiación de onda corta $(\frac{Q_{SW}}{\rho C_p H})$ disminuye en la región N4, debido a una disminución de la radiación solar y a un incremento de la evaporación a lo largo del Ecuador.

El análisis también indica que el término residual (R'), el cual contiene la mezcla vertical, tiene una cierta contribución en los cambios, por lo que es necesario poder separar los procesos que están involucrados en este, tal como la difusión vertical y *entrainment*.

Resumen

El esquema en la Figura 3 resume el rol de las ondas ecuatoriales en el Fenómeno El Niño 2002/2003. En este evento cinco pulsos de anomalías de esfuerzo de viento del oeste en el Pacífico Occidental transmitieron al océano su momentum, el cual se repartió entre a) las corrientes locales del oeste y b) las ondas Kelvin cálidas. Ambas contribuciones a las corrientes zonales provocaron el desplazamiento del borde de la piscina cálida del Pacífico Occidental (isoterma de 28ºC) hacia el este, resultando en una anomalía positiva de la TSM en la región N4. A medida que continuaron su propagación, las ondas Kelvin cálidas extendieron su efecto más hacia el este, provocando más anomalías cálidas de la TSM. En la región oriental (N3), la profundización de la termoclina debida a estas ondas Kelvin también produjo un calentamiento superficial a través del afloramiento de las anomalías de temperatura subsuperficiales asociadas.

En la fase de enfriamiento, las ondas Rossby tuvieron un rol fundamental en la región N3 debido a que las anomalías negativas asociadas a la velocidad zonal ecuatorial regresaron las isotermas superficiales a su posición original más al oeste. Estas ondas Rossby fueron generadas como reflexión de ondas Kelvin, primero en la pendiente de la termoclina en el Pacífico Oriental y posteriormente en la costa sudamericana.

Este análisis nos muestra claramente el rol importante de las ondas ecuatoriales (Kelvin y Rossby) en los procesos de calentamiento y enfriamiento del evento El Niño del Pacífico Central de 2002/2003.

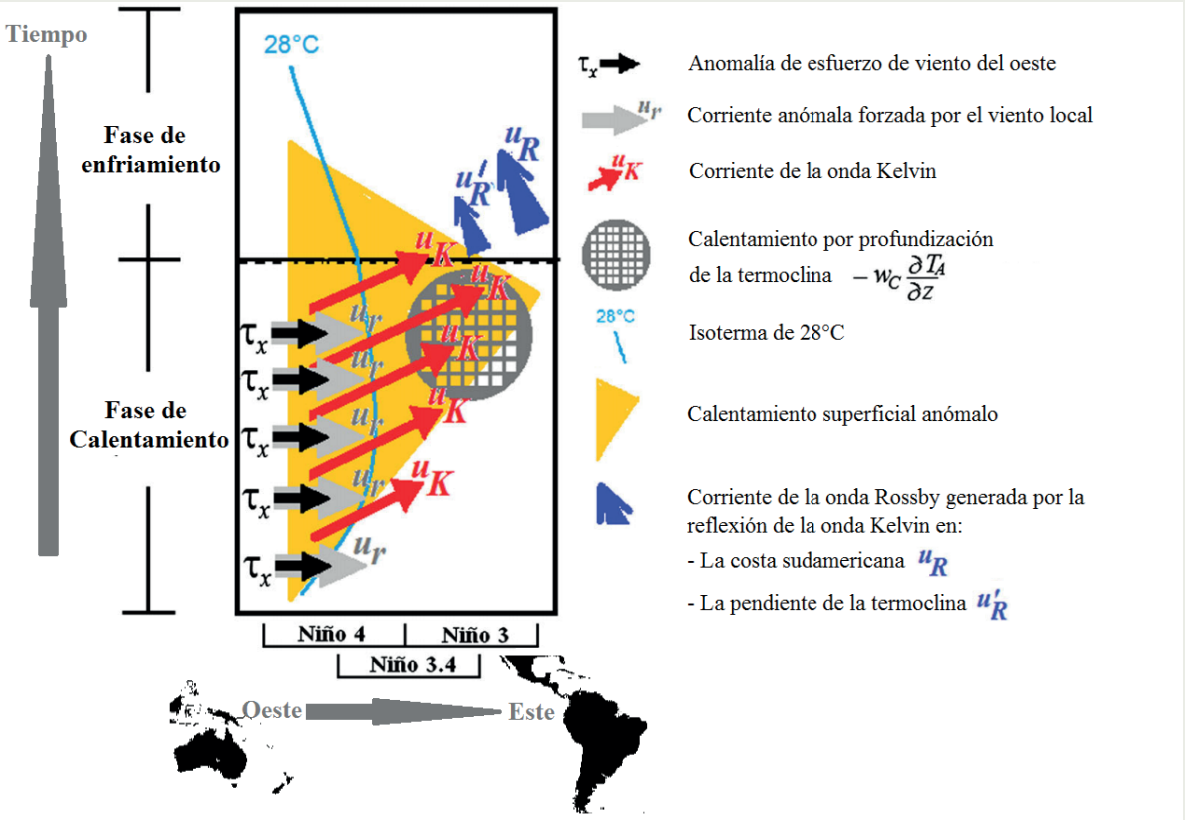


Figure 3. Esquema de los resultados derivados de la secuencia de ondas y su rol en la advección en la fase de calentamiento y enfriamiento en El Niño 2002/2003 a lo largo del Pacífico Ecuatorial.

Sin embargo, es importante investigar más las diferencias en dicho rol asociadas a los distintos tipos de El Niño y sus razones.

Referencias

Dewitte, B., G. Reverdin and C. Maes, 1999: Vertical structure of an OGCM simulation of the equatorial Pacific Ocean in 1985-1994, Journal of Physical Oceanography, 29, 1542-1570.

Illig, S., B. Dewitte, N. Ayoub, Y. du Penhoat, G. Reverdin, P. De Mey, F. Bonjean and G. S. E. Lagerloef, 2004: Interannual Long Equatorial Waves in the Tropical Atlantic from a High Resolution OGCM Experiment in 1981-2000, Journal of Geophysical Research, 109, C02022,doi:10.1029/2003jc001771.

Illig, S., B. Dewitte, C. Périgaud and C. Derval, 2007: Equatorial wave intra-seasonal variability in the Indian and Pacific oceans in the Mercator Ocean POG05B simulation, Mercator Ocean Quaterly Newsletter, July 2007 issue, 45-56.

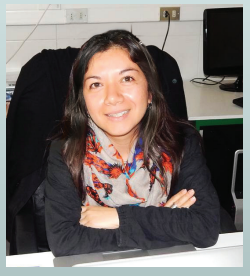
McPhaden, M. J.: 2004: Evolution of the 2002/03 El Niño, Bullettin of the American Meteorological Society, 85, 677-695.

Mosquera-Vásquez, K., B. Dewitte, S. Illig, K. Takahashi, and G. Garric, 2013: The 2002/2003 El Niño: Equatorial waves sequence and their impact on sea surface temperature, Journal of Geophysical Research: Oceans, 118, 346–357, doi:10.1029/2012JC008551.

Takahashi, K., 2014: Variedades de El Niño, Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", Vol. 1, No. 2, Febrero, Instituto Goefísico del perú.

Wang, W., and M. J. McPhaden, 1999: The surface layer heat balance in the equatorial Pacific ocean, Part I: Mean seasonal cycle, Journal of Physical Oceanography, 29, 1812–1831.

La circulación del Pacífico tropical este y su conexión con el Perú



Ph. D. Ivonne Montes Torres
Investigadora Científica del Instituto Geofísico del Perú

PhD en Oceanografía de la Universidad de Concepción, Chile y Física de la Universidad Nacional del Callao. Actualmente es investigadora científica en el Instituto Geofísico del Perú (IGP), donde se desempeña como especialista en Oceanografía Física para el área de Investigación en Variabilidad y Cambio Climático. Es autora de varios artículos científicos y recientemente sus estudios están enfocados en entender el rol de la variabilidad global sobre la circulación oceánica frente a Perú, analizar el rol de la interacción océano - atmósfera a escala regional sobre el clima y prever la evolución de eventos extremos climáticos (El Niño, lluvias, friajes) que impactan el país.

El Pacífico tropical este, delimitado por el meridiano de 120°W y la costa oeste de América del Sur, presenta una circulación muy interesante y compleja que abarca dos importantes sistema de corrientes: el Sistema de Corrientes Ecuatorial y el Sistema de Corrientes de Perú (Fig.1). Ambos sistemas son de gran importancia, ya que el primero interviene en el clima del planeta y el segundo representa uno de los sistemas más productivos del mundo[1].

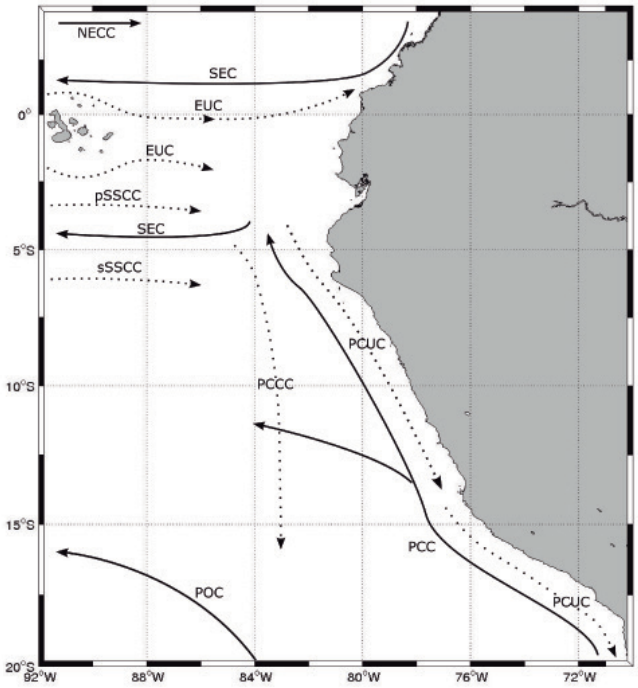


Figura 1. Esquema general de la circulación oceánica para el Pacífico tropical este[5,20,21,27]. Las líneas sólidas indican corrientes superficiales y las líneas punteadas muestran las corrientes subsuperficiales. NECC: Contracorriente Ecuatorial Norte; SEC: Corriente Ecuatorial Sur; EUC: Corriente Ecuatorial Subsuperficial; pSSCC: Contracorriente Subsuperficial Sur primaria; sSSCC: Contracorriente Subsuperficial Sur secundaria; PCC: Corriente Costera de Perú; POC: Corriente Oceánica de Perú; PCUC: Corriente Subsuperficial de Perú-Chile; PCCC: Contracorriente de Perú-Chile.

Sistema de Corrientes Ecuatorial

Las corrientes que forman parte del Sistema de Corrientes Ecuatorial y que son de mayor relevancia para el Perú, debido a que se encuentran al lado y en conexión directa con el Sistema de Corrientes de Perú, son cuatro: la Corriente Ecuatorial Sur, la Corriente Ecuatorial Subsuperficial y las Contracorrientes Subsuperficiales Sur primaria y secundaria.

La Corriente Ecuatorial Sur fluye superficialmente hacia el oeste a lo largo del Ecuador con una velocidad (transporte) promedio de 0.5 ms^{-1} (~30 Sv)[2] y tiene un comportamiento estacional que alcanza su mayor intensidad en invierno, cuando los vientos alisios son más fuertes. Estos vientos causan el apilamiento de agua en el borde oeste de la cuenca del Pacífico, manteniendo un gradiente zonal (oeste a este) en el nivel del mar. El desequilibrio del nivel del mar es rectificado por un flujo de retorno subsuperficial hacia el este conocido como Corriente Ecuatorial Subsuperficial (EUC)[3], Fig. 2.

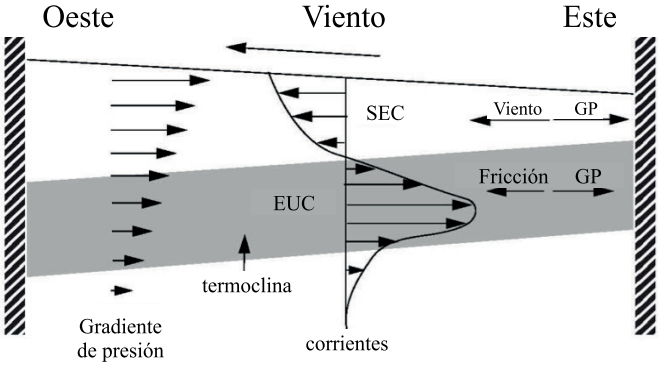


Figura 2. Diagrama esquemático de la termoclina y la topografía de la superficie del mar a lo largo del Ecuador. Extraído de Stewart (2002)[28].

La EUC, o Corriente de Cromwell, es una de las últimas corrientes en haber sido descubiertas[4]. Su flujo zonal subsuperficial dirigido hacia el este se localiza a lo largo del Ecuador, entre los 400m de profundidad en el Pacífico oeste y los 50m de profundidad en el Pacífico este, y tiene velocidades entre 0.5 y 1.5 ms^{-1}, siendo más fuerte entre febrero–julio y más débil entre agosto-noviembre[5]. Al este de las islas Galápagos, la EUC se separa en varias ramas (Fig.3) debido al bloqueo de las islas[5,6] y a la acción de ondas de inestabilidad tropical[7]. Investigaciones recientes indican que la llamada 'Extensión Sur de la Corriente de Cromwell'[8], es en realidad más compleja que lo que se creía. El concepto tradicional de un flujo de la EUC bifurcado hacia el sur que alcanza la costa y continua fluyendo con la Corriente Subsuperficial de Perú-Chile, ha sido reemplazado por un flujo reunificado de la EUC al sur del Ecuador que sigue dos rutas: una directa y una indirecta (Fig. 3)[9]. La directa es un flujo hacia el este a lo largo del Ecuador o hacia el sudeste que alcanza la costa peruana. La indirecta es un flujo que torna hacia el sudoeste, donde converge con la Contracorriente Subsuperficial Sur primaria, continúa al este y, después haber alcanzado la costa peruana, sigue fluyendo hacia el sudoeste a lo largo del litoral. Ambas rutas son caracterizadas por una alta concentración de oxígeno, nutrientes y salinidad.

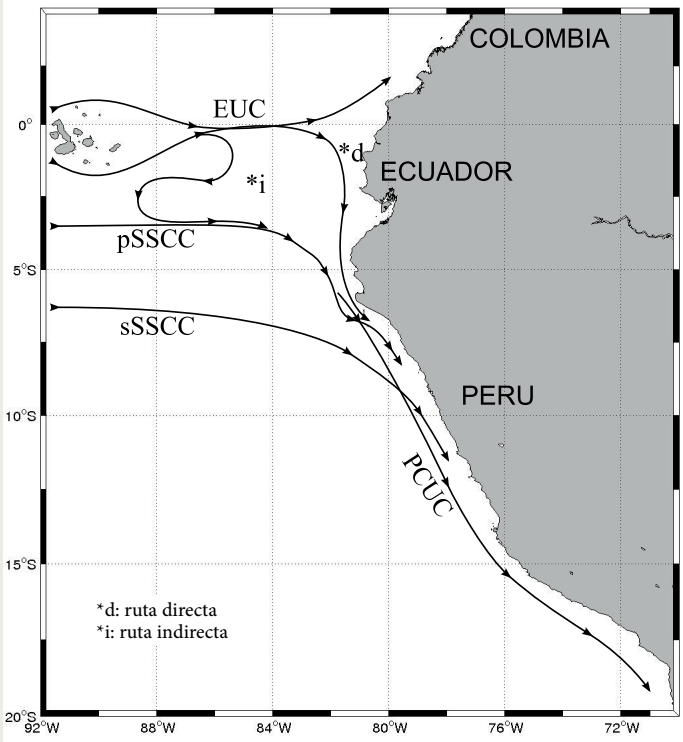


Figura 3. Esquema de la circulación subsuperficial del Pacífico tropical este mostrando las diferentes rutas ecuatoriales y la conexión con el Sistema de Corrientes de Perú. Las rutas directa e indirecta se indican con d e i*, respectivamente.*

Las Contracorrientes Subsuperficiales Sur primaria y secundaria (pSSCC y sSSCC, respectivamente), o Jets de Tsuchiya Sur, son flujos persistentes hacia el este encontrados a pocos grados del Ecuador (entre los 4º y 8ºS[10], Fig.1). Sus núcleos de velocidad bordean entre 0.18 y 0.22 ms^{-1} y son localizados a 2.5°S en 300m y 6°S en 400m de profundidad[11], respectivamente, elevándose y separándose del Ecuador a medida que fluyen de oeste a este. Además, dichos núcleos son asociados con aguas ricas en oxígeno y pobres en nutrientes, debido a sus orígenes que se presumen entre 142° y 165°E.

Sistema de Corrientes de Perú

El Sistema de Corrientes de Perú, localizado entre ~3° y 18°S[12], soporta cerca del 10% de la captura mundial de peces gracias a los vientos alisios del sudeste que soplan hacia el norte casi constantemente (Fig.3), favoreciendo de esa manera al afloramiento costero (incluso durante eventos El Niño, cuando dichos vientos pueden ser más intensos)[13].

En la superficie del Sistema de Corrientes de Perú se localizan la Corriente Oceánica de Perú y la Corriente Costera de Perú (PCC). La PCC está asociada con el afloramiento costero de agua salada y fría y tiene un ciclo estacional poco conocido, aunque se señala un máximo de velocidad durante el invierno[14]. En la capa subsuperficial del mismo Sistema, se encuentran la Corriente Subsuperficial de Perú-Chile (PCUC) y la Contracorriente de Perú–Chile (PCCC). Sobre la capa más profunda, se encuentra la recientemente nombrada Corriente Costera Profunda de Perú-Chile que fluye muy lentamente hacia el Ecuador por debajo de la PCUC (bajo 300-400m), transportando agua fresca y fría proveniente del agua intermedia antártica[9,15].

La PCUC, principal componente del Sistema de Corrientes de Perú debido a que interviene directamente en el afloramiento costero, debe su existencia a los vientos favorables para el afloramiento que manejan un gradiente de presión a lo largo de la costa hacia el sur cuyo ancho es proporcional al radio de deformación de Rossby baroclino (proporcional a 1/seno(latitud))[16]. Su origen se traza desde los 5°S hasta los 48°S, fluyendo continuamente a lo largo de la costa bajo la capa superficial sobre la plataforma continental y el talud[17]. Su máxima velocidad ocurre sobre la plataforma continental y la pendiente superior, en profundidades de 50 a 100m y temperaturas de 13 a 16°C[18]. Su velocidad (0.10 ms^{-1}) y transporte (~2 Sv) decrecen de norte a sur, sugiriendo que mucha del agua puede ser llevada a la superficie en el proceso de afloramiento, además de la pérdida por transporte zonal.

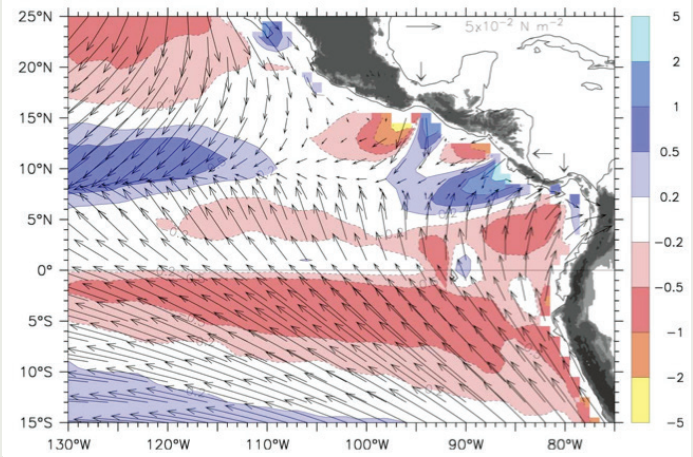


Figura 4. Esfuerzo del viento promedio (vectores) y rotor del esfuerzo del viento promedio (colores) obtenidos entre agosto 1999 y julio 2002. Tomado de Kessler (2006).

Poco es conocido sobre la PCCC, sin embargo las estimaciones de flujos geostróficos sugieren que fluye hacia el Polo con una velocidad máxima >0.1 ms^{-1} en 50m de profundidad[19], siendo forzada directamente por el rotor (tendencia al giro) del esfuerzo del viento en sentido ciclónico (horario)[20], y que, si bien es una corriente subsuperficial, ocasionalmente puede alcanzar la superficie[21].

El Niño–Oscilación del Sur (ENSO) y la circulación oceánica del Pacífico tropical

El Sistema de Corrientes de Perú se encuentra en conexión directa con el Sistema de Corrientes Ecuatorial. La alimentación de la PCUC por parte de las corrientes ecuatoriales subsuperficiales (EUC, pSSCC, sSSCC) bajo condiciones oceánicas y atmosféricas normales evidencia dicha interacción (Fig.5)[9,22], por lo que está sujeta a la dramática variabilidad interanual del ENSO (especialmente estudiado por su impacto sobre la productividad biológica marina y el clima de las Américas)[23].

Bajo condiciones normales, los vientos alisios acumulan agua superficial cálida en el Pacífico occidental y dejan agua más fría de surgencia a lo largo de la línea ecuatorial en el Pacífico oriental. Consecuentemente, la temperatura superficial es mayor y la termoclina es más profunda en el oeste que en el este[24]. Variaciones en la intensidad de estos vientos alisios generan disturbios oceánicos atrapados alrededor de la línea ecuatorial en varias escalas de tiempo en el Pacífico occidental. Parte de estos disturbios se propagan hacia el este en la forma de ondas de Kelvin ecuatoriales que son responsables de la transmisión de la variabilidad ecuatorial hacia la costa de Sudamerica[25].

En escala interanual, cambios en estos vientos pueden debilitar/reforzar el contraste este–oeste de la temperatura superficial y somerizar/profundizar la termoclina ecuatorial a través de la propagación de ondas, así como los patrones de circulación superficial y subsuperficial previamente descritos[23]. Un efecto notable es el debilitamiento e, incluso, la desaparición de la EUC durante la fase cálida del ENSO (eventos El Niño), en contraste a su intensificación durante la fase fría (eventos La Niña)[26]. Lo cierto es que la estructura vertical de la velocidad, densidad y transporte del Sistema de Corrientes Ecuatoriales y el Sistema de Corrientes de Perú son muy distintas entre sí durante la fase cálida y fría del ENSO (e.g., las corrientes ecuatoriales subsuperficiales transportan signficativamente más agua en el Pacífico tropical este durante La Niña que durante El Niño, mientras que la PCUC exporta más durante El Niño que durante La Niña)[22].

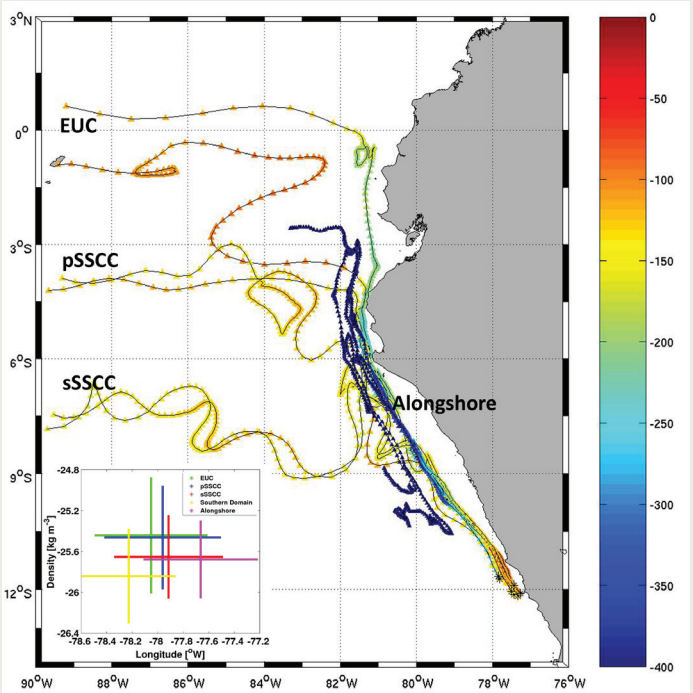


Figura 5. Caminos típicos de las fuentes de alimentación de la PCUC revelados por experimentos lagrangianos[9]. Los colores indican la profundidad de cada fuente. La PCUC es alimentada por cerca del 60% de los principales flujos subsuperficiales ecuatoriales (EUC, pSSCC, sSSCC) y por la recirculación a lo largo de la costa identificada como la Corriente Costera Profunda de Perú-Chile. Un diagrama presentando la distribución de densidad a lo largo de una sección de la PCUC, 11.5°S–12.5°S, es insertado en la esquina inferior izquierda (el centro de la cruz representa el promedio y las barras las desviaciones estándar).

Por lo que, la capacidad de almacenar y transportar calor y agua del océano se ve alterada al mismo tiempo que se afectan los procesos acoplados océano-atmósfera, pudiendo repercutir en el clima de Perú. Por lo tanto, evaluar las variaciones locales y remotas de la circulación oceánica a diferentes escalas espacio-temporales y sus efectos sobre la columna de agua, es de crucial importancia y serán temas de futuras investigaciones.

Referencias

1. Bakun, A. and S. J. Weeks, 2008: The marine ecosystem of Peru: What are the secrets of its fishery productivity and what might its future hold?, Prog. Oceanogr., 79, 290–299.

2. Johnson, G. C., and M. J. McPhaden, 1999: Interior Pycnocline Flow from the Subtropical to the Equatorial Pacific Ocean, J. Phys. Oceanogr., 29, 3073–3089.*

3. Blanke, B., and S. Raynaud, 1997: Kinematics of the Pacific Equatorial Undercurrent: An Eulerian and Lagrangian Approach from GCM Results, J. Phys. Oceanogr., 27, 1038–1053.

4. Cromwell, T. et al., 1954: Equatorial Undercurrent in Pacific Ocean Revealed by New Methods, Science, 119, 648–649.

5. Lukas, R., 1986: The Termination of the Equatorial Undercurrent in the Eastern Pacific, Prog. Oceanog., 16, 63-90.

6. Karnauskas, K. B. et al., 2007: The Effect of the Galápagos Islands on the Equatorial Pacific Cold Tongue, J. Phys. Oceanogr., 37, 1266–1281.

7. Ishida, A., 2005: Equatorial Pacific subsurface countercurrents in a high-resolution global ocean circulation model, J. Geophys. Res., 110, C07014.

8. Flores, R. et al., 2009: Variaciones de la extensión sur de la Corriente Cromwell frente al Perú entre los 3 y 14oS, Bol Inst Mar Perú, XXIV (1-2), 39-52.

9. Montes, I. et al., 2010: On the pathways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial Pacific and their contributions to the Peru-Chile Undercurrent, J. Geophys. Res., 115.

10. Donohue, K. A. et al., 2002: Equatorial Pacific Subsurface Countercurrents: A Model–Data Comparison in Stream Coordinates, J. Phys. Oceanogr., 32, 1252-1264.

11. Furue, R., et al., 2009: Dynamics of the Northern Tsuchiya Jet, J. Phys. Oceanogr., 39, 2024–2051.*

12. Chavez, F. P. et al., 2008: The northern Humboldt Current System: Brief history, present status and a view towards the future, Prog. Oceanogr.,79, 95–105.

13. Colas, F., et al., 2008: 1997–1998 El Niño off Peru: A numerical study, Prog. Oceanogr., 79, 138–155.

14. Fiedler, P. C., 1994: Seasonal and interannual variability of coastal zone color scanner phytoplankton pigments and winds in the eastern Pacific, J. Geophys. Res., 99, 18371–18384.

15. Chaigneau, A. et al., 2013: Near-coastal circulation in the Northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data, J. Geophys. Res. Ocean., 118, 5251–5266.

16. McCreary, J. P. et al., 1987: On the dynamics of the California Current System, J. Mar. Res., 45(1), 1–32.

17. Huyer, A. et al., 1987: Coastal upwelling off Peru during normal and El Niño times, J. Geophys. Res., 92, 14297-14307.

18. Brink, K. H. et al., 1983: The physical environment of the Peruvian upwelling system, Prog. Oceanog., 12(3), 285–305.

19. Huyer, A. et al., 1991: The Peru Undercurrent: a study in variability, Deep - Sea Res., 38 (Suppl.1), 247-279.

20. Penven, P. et al., 2005: Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach, J. Geophys. Res., 110, C10021.

21. Wyrtki, K., 1963: Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean, Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev., 33-68.

22. Montes, I. et al., 2011: Subsurface connections in the eastern tropical Pacific during La Niña 1999–2001 and El Niño 2002–2003, J. Geophys. Res., 116.

23. Wang, C., and P. C. Fiedler, 2006: ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review, Prog. Oceanogr., 69, 239–266.

24. McPhaden, M. J. et al., 2006: ENSO as an integrating concept in earth science, Science, 314, 1740–1745.

25. Brainard, R. E., and D. R. McLain, 1987: Seasonal and interannual subsur-face temperature variability off Peru, 1952–1984, in The Peruvian Anchoveta and Its Upwelling Ecosystem: Three Decades of Change, ICLARM Stud. Rev. Ser., 15, edited by D. Pauly and I. Tsukayama, 14–45, IMARPE.

26. Izumo, T., 2005: The equatorial undercurrent, meridional overturning circulation, and their roles in mass and heat exchanges during El Niño events in the tropical Pacific Ocean, Ocean Dyn., 55, 110–123.

27. Kessler, W. S., 2006: The circulation of the eastern tropical Pacific: A review, Prog. Oceanogr., 69, 181–217.

28. Stewart, R. H., 2002: Introduction to physical oceanography, Department of Oceanography, Texas A & M University, Spring 2002 Edition, pp. 350, http://oceanworld.tamu.edu/resources/ocng_textbook/PDF_files/book_pdf_files.html.

Teorías simples de El Niño-Oscilación Sur: Más allá del Oscilador Carga-Descarga

Ph. D. Boris Dewitte
Investigador Científico del Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales

Ph. D. en Oceanografía Física de la Université Paul Sabatier, Toulouse, Francia, e Ingeniero en mecánica de fluido de la Escuela Nacional de Aeronáutica y Espacio (Supaero). Desde el año 1999 es investigador científico del Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS), donde se desempeña como especialista en oceanografía física y dinámica tropical. Forma parte de varios comités científicos internacionales, incluyendo el Scientific Steering Group del programa Climate Variability (CLIVAR). Es autor y revisor de diversos artículos científicos de revistas indexadas internacionales y recientemente su investigación está enfocada en la interacción océano-atmósfera en el Pacífico sur-este y cómo el cambio climático afecta la circulación oceánica y el ciclo hidrológico en la costa.

Los avances en la investigación de El Niño-Oscilación Sur (ENOS) van de la mano con nuestra habilidad para observar, modelar y pronosticar las condiciones oceanográficas en el Pacífico tropical. El estudio del ENOS es guiado por las teorías, que proporcionan un marco conceptual a partir del cual los datos (*in situ* y simulaciones numéricas) pueden ser interpretados y nos permiten plantear e implementar sistemas eficientes de observación. A su vez, las teorías del ENOS han evolucionado y se han aumentado en complejidad en las últimas tres décadas como consecuencia de la ampliación del sistema de observación del Pacífico tropical.

En este artículo se revisan las principales teorías del ENOS, enfocadas en el paradigma más simple conocido como "Oscilador Carga-Descarga" (*recharge-discharge oscillator* en inglés; Jin, 1997) y que es el principal esquema teórico en los estudios recientes sobre ENOS. Aquí se señalarán los elementos y las limitaciones de esta teoría basándose en los recientes hallazgos científicos, lo que incluye nuevas observaciones que han llevado a establecer varios tipos de ENOS, esto como consecuencia de la naturaleza no lineal de este fenómeno.

Una breve historia

Las teorías sobre el ENOS surgieron desde el momento en que se observó que El Niño no era un evento local que estaba confinado a la costa del Perú, sino que era un fenómeno de gran escala que abarcaba todo el Océano Pacífico. Fue El Niño de 1925, el más intenso ENOS registrado en ese tiempo y documentado por el ornitólogo Murphy (1926), el que atrajo la atención de la comunidad científica. El meteorólogo H. P. Berlage propuso en 1929 (Cushman, 2004) que El Niño parecía estar conectado a la Oscilación Sur, un patrón de circulación atmosférica de gran escala identificado por Sir Gilbert Walker pocos años antes. Sir Walker había sido enviado a la India para pronosticar el monzón con el fin de mejorar la producción de algodón, que en ese tiempo era un importante material para Europa, y había observado que las fluctuaciones de presión en Tahití y Darwin eran opuestas y, además, variaban mucho de año a año. Él definió la Oscilación Sur como la diferencia de presiones entre ambas localidades y la utilizó para pronosticar el ya mencionado monzón de la India.

No fue sino hasta 1969 que Sir Jacob Bjerknes formuló la primera teoría para explicar este fenómeno acoplado océano-atmósfera, resaltando cómo el calentamiento episódico del agua del mar en la costa de Perú (El Niño) podría estar relacionado a fluctuaciones en la presión atmosférica entre el Pacífico oriental y occidental (Oscilación Sur). Él propuso que el contraste este-oeste en la temperatura del mar ecuatorial durante El Niño, con un Pacífico oriental más cálido y un Pacífico occidental más frío, generaría a su vez una reducción de presión atmosférica en el este y un aumento en el oeste. Este contraste de presión resultaría en vientos de oeste a este, en contra de la circulación atmosférica normal (de este a oeste) que Bjerknes bautizó con el nombre de Walker. Estos vientos del oeste favorecerían un mayor calentamiento del Pacífico oriental, incrementando el calentamiento inicial. Dicho proceso de amplificación es ahora conocido como "proceso de retroalimentación de Bjerknes" y es la teoría básica que explica cómo un evento ENOS, cálido o frío (funciona en ambos sentidos), crece en magnitud.

Lo que no fue explicado en esa teoría es la naturaleza oscilatoria del ENOS, lo que hace que los eventos El Niño, luego de ser seguidos por una fase neutra o fría (La Niña), reaparezcan. En los años 70 se empezó a discutir la importancia de las ondas Kelvin y ondas Rossby en el Océano ecuatorial (Wyrtki, 1975; McCreary, 1976). En particular, se mostró que el viento del oeste produce ondas Kelvin que se propagan y provocan calentamiento hacia el este, pero, este mismo viento, también genera ondas Rossby de enfriamiento que viajan al oeste fuera de la línea ecuatorial y que luego pueden ser reflejadas por las costas de Asia y Oceanía, regresando meses después como ondas de Kelvin de enfriamiento a lo largo de la línea ecuatorial. Este proceso permitiría que un evento cálido fuera seguido de un evento frío.

En las décadas de los años 80 y 90 se consolidaron las principales teorías sobre ENOS gracias al desarrollo de sistemas de observación del Pacífico tropical: *in situ* (TOGA-TAO, programa iniciado en 1985) y satelital (primer altímetro, GEOSAT, lanzado en 1985). La altimetría satelital proporcionaba observaciones de la topografía de la superficie del mar que permitían identificar a las ondas ecuatoriales planetarias (Kelvin y Rossby). Esto sirvió para comprobar las teorías basadas en la reflexión de las ondas ecuatoriales en las fronteras este y oeste del Pacífico. La más conocida de estas teorías es la del "Oscilador Atrasado" ("*delayed oscillator*"; Suarez y Schopf, 1988; Battisti y Hirst, 1989), en donde el retraso de las ondas Rossby reflejadas como Kelvin es el mecanismo para pasar de un evento El Niño a un evento frío La Niña, es decir, las dos fases de ENOS: cálida y fría, respectivamente.

Ph. D. Ken Takahashi Guevara
Investigador Científico del
Instituto Geofísico del Perú

Ph. D. en Ciencias Atmosféricas de la University of Washington, Seattle, EEUU y Físico de la Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP). Actualmente es investigador científico en el Instituto Geofísico del Perú, donde está a cargo del área de Investigación en Variabilidad y Cambio Climático, y representa al IGP en el Comité Técnico del ENFEN. Además, es investigador principal del proyecto "Impacto de la Variabilidad y Cambio Climático en el Ecosistema de Manglares de Tumbes". 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.

dirección zonal (este-oeste), como en la dirección meridional (norte-sur) debido a la rotación de la Tierra y la fuerza de Coriolis asociada. Este transporte meridional (conocido como "transporte de Sverdrup") es el responsable del proceso de recarga/descarga, que consiste en reponer/evacuar las aguas de la capa superior del Pacífico ecuatorial, aumentando/disminuyendo la profundidad de la termoclina, o sea la interfaz entre las aguas superiores cálidas y las profundas frías. La teoría está basada en la observación, en la cual existe un retraso entre las variaciones de la temperatura superficial del mar (TSM) y el volumen del agua cálida de la capa superior (o equivalentemente "contenido de calor", o en inglés *Warm Water Volume*) en el Pacífico ecuatorial. Esta teoría ha proporcionado la base formal más simple para estudiar el ENOS en las últimas dos décadas.

Oscilador Carga-Descarga

El Oscilador Carga-Descarga puede ser expresado matemáticamente en distintas maneras, dependiendo del proceso fundamental que sea considerado y, como tal, permite diversas formulaciones analíticas. Todas ellas incluyen la noción que la evolución del sistema es controlada por el contenido de

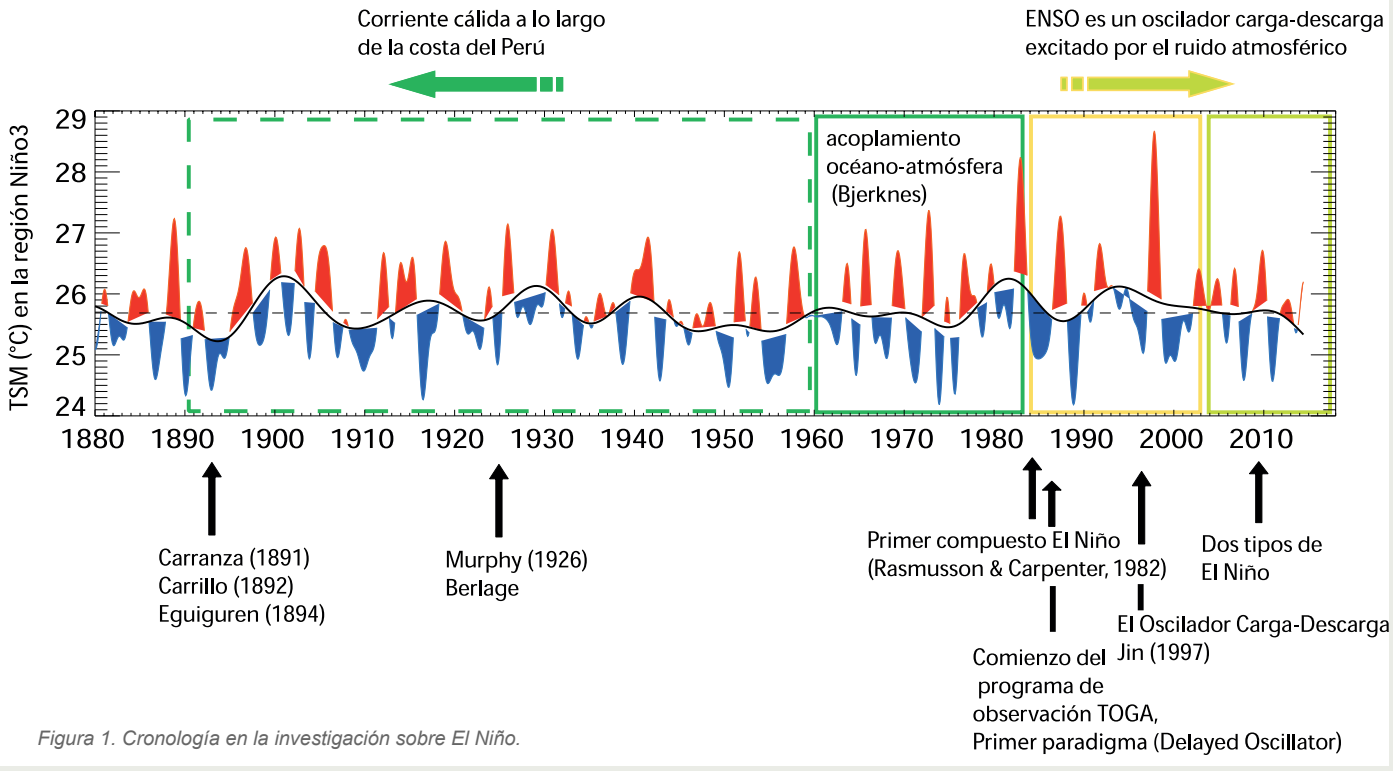


Figura 1. Cronología en la investigación sobre El Niño.

Aún así, el tiempo que toma a las ondas Rossby en viajar de este a oeste para luego regresar como ondas Kelvin de oeste a este a lo largo del Pacífico ecuatorial es de aproximadamente 12 meses, mientras que el tiempo típico entre El Niño y La Niña es de 24 a 42 meses. La teoría del "Oscilador Carga-Descarga" emergió a fines de los años 90 en parte para resolver tal discrepancia. El Oscilador Carga-Descarga considera un rápido ajuste que toma lugar en la región del Pacífico ecuatorial, por lo que el tiempo de propagación de las ondas ecuatoriales no es considerado relevante. A lo largo de la línea ecuatorial, los vientos alisios que soplan de este a oeste inducen un transporte de aguas superficiales tanto en la misma calor en el Pacífico ecuatorial que actúa como una reserva del sistema mismo.

Su forma simple puede ser derivada del análisis de las fluctuaciones de la termoclina a lo largo del Pacífico ecuatorial. Usando el método estadístico de las "componentes principales", estas fluctuaciones pueden ser expresadas como la suma de dos *modos* principales de oscilación: 1) el conocido "*modo de inclinación*" ("*tilt mode*"), que está relacionado a la inclinación de la termoclina entre el Pacífico este y el oeste y al intercambio de aguas cálidas entre estas regiones;

y 2) el "*modo de volumen de agua cálida*" ("*Warm Water Volume* ó WWV *mode*"), que corresponde al contenido de calor en toda la banda ecuatorial (ver Figura 2). Es importante notar que el *tilt mode* tiene signos opuestos entre el Pacífico ecuatorial oriental y occidental y, por esta razón, no contribuye al contenido de calor ecuatorial neto. Las series de tiempo de estos modos están *en cuadratura* (es decir, sus evoluciones temporales están desfasadas por un cuarto de periodo). La serie del *tilt mode* está fuertemente correlacionada con la anomalía de la TSM en la región Niño 3 (índice NIÑO3) en el Pacífico oriental ecuatorial, es decir que están *en fase*. La relación de cuadratura sugiere un comportamiento oscilatorio, con un *tilt mode* y la TSM ajustándose casi instantáneamente entre sí y un WWV *mode* relacionado a un modo de "no-equilibrio" proveniente de un ajuste con la región extra-ecuatorial, ya sea por la dinámica de Sverdrup (Jin, 1997) o de un flujo geostrófico meridional asociado a las ondas Rossby (Clarke et al., 2007). Debido a este "no-equilibrio", el WWV *mode* aventaja al *tilt mode* en seis o nueve meses.

Ph. D. (c) Kobi A. Mosquera Vásquez
Investigador Científico del
Instituto Geofísico del Perú

Físico de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos (UNMSM), con un grado de Magíster en Física - Mención Geofísica - obtenido en la misma casa de estudios. Actualmente es candidato a doctor en Oceanografía Física en la Universidad Paul Sabatier (Francia). Su investigación está relacionada con los procesos físicos involucrados en el Fenómeno El Niño, con énfasis en las ondas largas ecuatoriales: Kelvin y Rossby. Tiene experiencia en el modelado oceánico en el Pacífico tropical, así como en el procesamiento de grandes volúmenes de información tales como datos in situ, remotos o resultados de modelos numéricos.

Entonces la teoría permite predecir la evolución del contenido de calor del sistema del Pacífico ecuatorial, relacionada al WWV. Se puede observar que las variaciones temporales en el WWV están controladas por el rotor del esfuerzo de viento extra-ecuatorial, es decir, por un ajuste de Sverdrup (para mayores detalles ver Clarke et al., 2007). El rotor del esfuerzo de viento es, por sí mismo, inversamente proporcional al índice NIÑO3 debido a la respuesta rápida de la atmósfera al cambio de TSM en el Pacífico tropical.

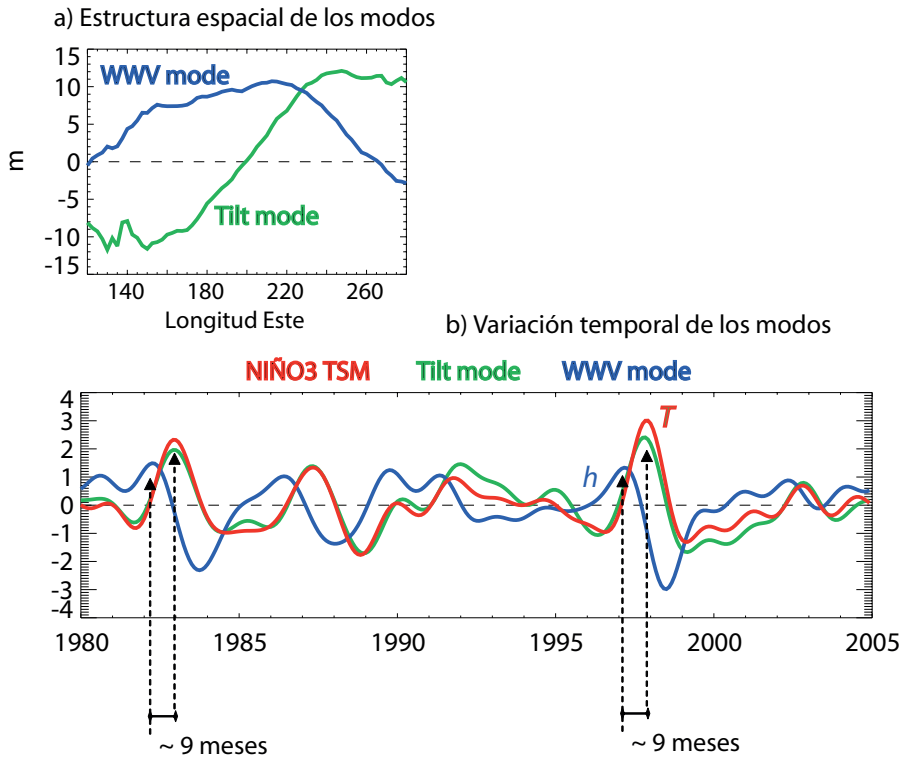


Figura 2. a) Estructura este-oeste de las variaciones de la termoclina ecuatorial según los modos tilt (verde) y WWV (azul). b) Variaciones temporales de los modos tilt y WWV, así como de la TSM en la región Niño 3 (rojo).

Teorías simples de El Niño-Oscilación Sur: Más allá del Oscilador Carga-Descarga

Dewitte B.,Takahashi K., Mosquera K.

Por lo tanto se tiene que: $\frac{\partial h}{\partial t} = -aT$, donde h es el contenido de calor (*"heat content"* en inglés), T es la TSM en la región Niño 3, y a es una constante positiva que mide la respuesta del rotor del viento a las anomalías de TSM y que genera el transporte de Sverdrup, el cual es responsable de la carga/descarga.

Por otro lado, las variaciones en T serían lentamente controladas por el contenido de calor según: $\frac{\partial T}{\partial t} = bh$, donde b es otra constante positiva.

Entonces se puede derivar la siguiente ecuación diferencial para h o T:

$\frac{\partial^2 T}{\partial t^2} + \omega^2 T = 0$, donde $\omega = \sqrt{ab}$ es la frecuencia angular de oscilación.

Según este modelo simple, el sistema ENOS sería un oscilador perfectamente periódico y auto-sostenido con una frecuencia angular ω (Figura 3a). Cálculos de a y b, basados en observaciones sobre el periodo 1980-2004, permiten deducir ω, dando un periodo de oscilación de aproximadamente cuatro años (Clarke, 2008). Según esta teoría simple, conocer el WWV en el Pacífico ecuatorial sería suficiente para la predicción del ENOS.

El modelo simplificado expuesto líneas arriba no se ajusta obviamente a las observaciones. Por un lado, ENOS no presenta oscilaciones periódicas sino irregulares.

Por otro lado, existen procesos de disipación que impedirían que dichas oscilaciones se mantengan indefinidamente sin una fuente de energía adicional. El Oscilador Carga-Descarga puede ser entonces ampliado con procesos disipativos como:

$$\frac{dh}{dt} = -aT - \eta h \quad (1)$$

$$\frac{dT}{dt} = bh - \gamma T \quad (2)$$

Donde los parámetros η, γ son constantes positivas que están asociadas a la disipación de h y T (ver Burgers et al., 2005, para mayor información de la derivación). Este oscilador puede entonces generar varias soluciones que dependen del conjunto de valores a,b,η,γ. En particular, la disipación reduce el desfase que existe entre h y T, además de llevar a una progresiva reducción de la amplitud de las oscilaciones (Figura 3b).

Es importante destacar que los parámetros a,b,η,γ dependen de los estados promedio o climatológicos del Pacífico tropical (estratificación vertical, TSM, circulación atmosférica superficial) y podrían variar estacionalmente o en escalas de tiempo largas, lo cual alteraría las características del ENOS. La principal incertidumbre en esta versión del modelo viene de la estimación de los coeficientes de disipación, ya que ellos podrían no solo incorporar los procesos de mezcla y difusión, sino también el transporte por las corrientes en la frontera oeste que podrían influir en el contenido de calor en la banda ecuatorial.

Otro asunto que debe comentarse es la influencia del "ruido" atmosférico de alta frecuencia, por ejemplo aquel asociado a sistemas meteorológicos como las llamadas oscilaciones de Madden-Julian o los ciclones extratropicales, que pueden afectar a ENOS pero sin ser, estos mismos, afectados por ENOS. La irregularidad de este ruido puede ser responsable de la irregularidad de ENOS. Más aún, el ruido puede ser esencial para contrarrestar la disipación y generar las oscilaciones. Este forzante se incluiría como una componente aleatoria o estocástica aditiva en las ecuaciones 1 y 2. Entonces el ENOS puede ser considerado como un Oscilador Carga-Descarga amortiguado y forzado por el ruido atmosférico, cuya disipación es compensada por la energía de la forzante estocástica atmosférica (Figura 3c).

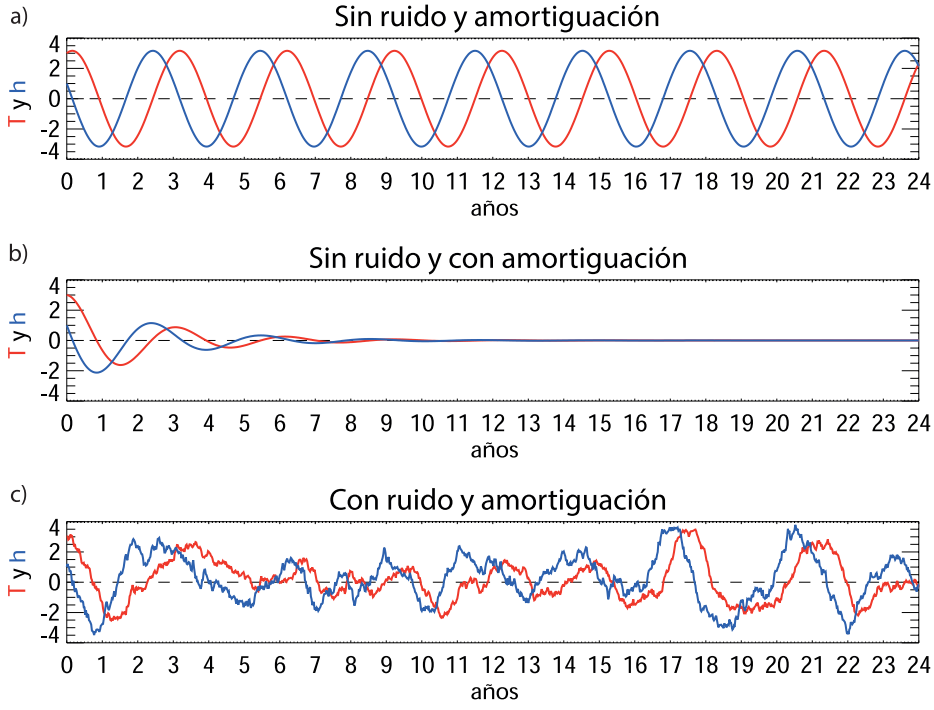


Figura 3. Solución del modelo de Burgers et al. (2005): a) Sin disipación ni forzante estocástico (con ω correspondiente a un periodo de oscilación de 37 meses); b) Igual que a) pero con disipación (con γ correspondiente a un tiempo de disipación de 30 meses); y c) Igual que b) pero añadiendo ruido blanco como forzante estocástico.

Investigaciones teóricas en progreso sobre ENOS

El Oscilador Carga-Descarga representa un punto útil de partida teórico para estudiar distintos aspecto del ENOS, en particular los cambios en sus propiedades (frecuencia, amplitud, predictibilidad) sobre largas escalas de tiempo. Por ejemplo, desde los años 80 ENOS ha experimentado un incremento en su amplitud, el cual ha sido atribuido al estado promedio cálido después del conocido *climate shift* de los años 70. Un incremento de la actividad del ENOS podría estar conectado a la disminución en la estabilidad del Oscilador, lo cual puede ser diagnosticado de datos *in situ* y de productos de *Reanalysis* basado en este formalismo (An and Jin, 2001). También se ha observado que desde el año 2000 a la fecha, el retraso entre el índice NIÑO3 y el WWV *mode* ha disminuido significativamente, lo cual sugiere que la eficiencia de la predicción del Oscilador Carga-Descarga ha disminuido (McPhaden, 2012). Este comportamiento también se observó antes de 1980 (Bunge and Clarke, 2014). Al parecer esto sería la consecuencia del cambio de la localización del centro de acción de las anomalías de esfuerzo de viento del ENOS. En particular, se ha mostrado que a mayor esfuerzo de viento aplicado, menor el retraso entre el índice NIÑO3 y el WWV *mode* (Clarke, 2010; Fedorov, 2010). Cabe indicar que el proceso de disipación es también un parámetro que tiene un rol en la explicación del retraso entre las variaciones de TSM y el contenido de calor (Thual et al., 2013).

El "Oscilador Carga-Descarga" se puede considerar como el modelo mínimo de ENOS. Por su naturaleza, deja muchos elementos sueltos que pueden ser importantes en el ENOS real. Particularmente, no se consideran las variaciones espaciales que son esenciales para describir los diferentes tipos de El Niño y que es actualmente un tema de gran interés en la comunidad científica. Estudios recientes sugieren la existencia de al menos dos tipos de El Niño: extraordinariamente fuertes (como en 1982-83 y 1997-98) y de intensidad moderada (los conocidos Niños Modokis o Niños del Pacífico central), los cuales se distinguen tanto por su intensidad como por la localización de la región del calentamiento máximo (ver Takahashi, 2014). Es evidente que el Oscilador Carga-Descarga no puede generar dos tipos de El Niño, a menos que alguno de sus parámetros deje de ser constante y cambie según el estado del sistema, lo cual implica un proceso no-lineal en el sistema mismo. Al momento, mucho esfuerzo se está haciendo en la comunidad científica para descifrar la dinámica no-lineal de ENOS para lo cual el Oscilador Carga-Descarga, en su forma actual, no se aplica por su formalismo lineal. Los procesos no lineales pueden tener fuentes oceánicas o atmosféricas, las cuales no facilitan el desarrollo de un nuevo paradigma sobre el ENOS que explique su aspecto multifacético. En la actualidad, investigaciones conjuntas entre el Instituto Geofísico del Perú y *Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales* están direccionadas a ese fin.

Referencias

An, S.-I., and F.-F. Jin, 2001: Collective Role of Thermocline and Zonal Advective Feedbacks in the ENSO Mode, Journal of Climate, 14, 3421-3432.

Battisti, D.S. and A.C. Hirst, 1989: Interannual Variability in the Tropical Atmosphere-Ocean System: Influences of the Basic State, Ocean Geometry and Nonlinearity, Journal of Atmospheric Sciences, 46, 1687-1712.

Bunge, L., and A. J., Clarke, 2014: On the warm water volume and its changing relationship with ENSO, Journal of Physical Oceanography, 44, 1372–1385.

Burgers, G., F.-F. Jin, and G. J. van Oldenborgh, 2005: The simplest ENSO recharge oscillator, Geophysical Research Letters, 32, L13706, doi: 10.1029/2005GL022951.

Carranza, L., 1891: Contra-corriente maritima observada en Paita y Pacasmayo, Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, 1, 9, 344-345.

Carrillo, C. N., 1892: Hidrografía oceánica, Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, 72-110.

Clarke A. J., S. Van Gorder and G. Colantuono, 2007: Wind stress curl and ENSO discharge/recharge in the equatorial Pacific, Journal of Physical Oceanography, 37 (4), 1077-1091.

Clarke, A. J., 2008: An Introduction to the Dynamics of El Niño and the Southern Oscillation, Academic Press, 324.

Clarke, A. J., 2010: Analytical theory for the quasi-steady and low frequency equatorial ocean response to wind forcing: The "tilt" and "warm water volume" modes Journal of Physical Oceanography, 40, 121–137, doi:10.1175/2009JPO4263.1.

Cushman, G., 2004: Enclave Vision: Foreign Networks in Peru and the Internationalization of El Niño Research during the 1920s, History of Meteorology, 1, 1, 65-74.

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

Fedorov, A. V., 2010: Ocean response to wind variations, warm water volume, and simple models of ENSO in the low frequency approximation, Journal of Climate, 23, 3855–3873, doi:10.1175/2010JCLI3044.1.

Jin, F.-F., 1997: An equatorial recharge paradigm for ENSO: I. Conceptual model, Journal of Atmospheric Sciences, 54, 811 – 829.

McCreary, J.P., 1976: Eastern tropical ocean response to changing wind systems: with application to El Niño, Journal of Physical Oceanography, 6, 632–645.

McPhaden, M. J., 2012: A 21st Century Shift in the Relationship between ENSO SST and Warm Water Volume Anomalies, Geophysical Research Letters, 39, L09706, doi: 10.1029/2012GL051826.

Murphy, R. C., 1926: Oceanic and Climatic Phenomena along the West Coast of South America during 1925, Geographical Review, Vol. 16, No. 1 (Jan., 1926), 26-54.

Suarez, M. J., and P. S. Schopf, 1988: A delayed action oscillator for ENSO, Journal of Atmospheric Sciences, 45, 3283-3287.

Takahashi, K., 2014: Variedades de El Niño, Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", Instituto Geofísico del Perú, 1, 2, 4-7.

Thual S., B. Dewitte, N. Ayoub and O. Thual, 2013: An Asymptotic Expansion for the Recharge–Discharge Model of ENSO. Journal of Physical Oceanography, 43, 1407–1416.

Wyrtki K., 1975: El Niño - The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing, Journal of Physical Oceanography, 5, 572-584

El Niño y el Cambio Climático

Ph. D. Ken Takahashi Guevara
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 el Instituto Geofísico del Perú, donde está a cargo del área de Investigación en Variabilidad y Cambio Climático, y representa al IGP en el Comité Técnico del ENFEN. Además, es investigador principal del proyecto "Impacto de la Variabilidad y Cambio Climático en el Ecosistema de Manglares de Tumbes". 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.

El Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC) fue establecido en 1988 por el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) y la Organización Meteorológica Mundial (OMM) con la finalidad de proporcionar una visión clara del estado actual del conocimiento científico sobre el cambio climático y sus impactos potenciales. Está integrado voluntariamente por miles de científicos de países miembros de las Naciones Unidas y la OMM y sus reportes son reconocidos y utilizados como base para la toma de decisiones relacionadas al cambio climático

El Grupo de Trabajo 1 (WG1) del IPCC proporciona la evaluación de la base de la ciencia física del cambio climático. De su V Reporte de Evaluación (AR5)*, publicado en 2013, se extraen las siguientes conclusiones sobre la relación entre El Niño-Oscilación Sur (ENOS) y el cambio climático.

Pasado:

• ENOS presenta modulaciones considerables en amplitud y patrón espacial dentro del registro instrumental.
• Modelos climáticos sin cambios en forzantes externos (humanos o naturales) presentan modulaciones similares a las observadas.
• Hay baja confianza y poco consenso en si los cambios observados en ENOS puedan ser atribuidos a la influencia inducida por el hombre, a otros forzantes externos o a variabilidad natural.

Futuro:

• Los modelos climáticos son más realistas en la representación de ENOS y en el estado climático base en el Pacífico tropical, pero continúan mostrando errores sistemáticos persistentes en propiedades importantes del estado medio.
• La evaluación cuantitativa detallada de la performance de ENOS en los modelos está limitada por el corto registro observacional de procesos clave y la complejidad y diversidad de los procesos involucrados.
• Hay alta confianza en que ENOS muy probablemente continuará siendo el modo dominante de variabilidad interanual en el futuro.
• Las modulaciones naturales interdecadales de la amplitud y patrón espacial de ENOS son tan grandes en los modelos que continúa una baja confianza en cualquier cambio específico proyectado en su variabilidad en el siglo XXI.
• Debido a una mayor disponibilidad de humedad atmosférica, la variabilidad en precipitación a escala regional probablemente se intensificará.
• Se proyecta para el futuro, con confianza media, un desplazamiento hacia el este en los patrones de variación en temperatura y precipitación en el Pacífico norte y América del Norte relacionados con El Niño y La Niña (teleconexiones).
• Otras implicancias regionales, incluyendo aquellas en Centro y Sudamérica, el Caribe, África, y la mayoría de las islas del Pacífico, son más inciertas.

En resumen, es incierto si la variabilidad en temperatura asociada a ENOS será mayor o no en el futuro. Por otro lado, aún si esto no ocurre, el calentamiento medio haría a El Niño más cálido aún y también es probable que a grandes rasgos las lluvias asociadas a El Niño serían más intensas debido a la mayor humedad del aire. Si esto es cierto para la costa norte, los impactos de El Niño podrían ser más intensos en el futuro.

Sin embargo, las proyecciones para la costa del Perú son dudosas dado que casi todos los modelos sufren de errores persistentes en esta región en la simulación del clima presente. Particularmente relevantes para el Perú son: a) un sesgo cálido promedio en la temperatura del mar en la costa de Sudamérica, y b) una excesiva precipitación en el Pacífico sureste en promedio, problema conocido como la "doble ZCIT" (zona de convergencia intertropical).

A pesar de que estos errores sistemáticos fueron documentados hace casi 20 años[1], la comunidad científica internacional ha progresado poco en su solución, en parte por la complejidad del problema, pero también por ser temas de relativamente baja prioridad para los demás países. Es esencial que en el Perú se desarrolle la investigación científica básica de alto nivel requerida para atacar estos problemas que impiden contar con información confiable sobre el cambio climático y El Niño en nuestro país.

*http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/.

Traducción selectiva del reporte AR5 IPCC WG1

A continuación, una traducción literal de pasajes seleccionados del capítulo 14 del V reporte del WG1 del IPCC[2]. La numeración de las secciones es la usada en dicho reporte.

14. Fenómenos climáticos y su relevancia para el cambio climático regional futuro

Resumen ejecutivo

El realismo de la representación de El Niño-Oscilación Sur (ENOS) en los modelos climáticos está aumentando y los modelos continúan simulando variabilidad de ENOS en el futuro. Por lo tanto, hay *alta confianza* en que ENOS *muy probablemente* continuará siendo el modo dominante de variabilidad interanual en el futuro y, debido a una mayor disponibilidad de humedad atmosférica, la variabilidad en precipitación a escala regional *probablemente* se intensificará. Un desplazamiento hacia el este en los patrones de variación en temperatura y precipitación en el Pacífico norte y América del Norte relacionados con El Niño y La Niña (teleconexiones) se proyecta para el futuro, pero con *confianza media*, mientras que otras implicancias regionales, incluyendo aquellas en Centro y Sudamérica, el Caribe, África, y la mayoría de las islas del Pacífico, son más inciertas. Sin embargo, las modulaciones naturales de la varianza y patrón espacial de ENOS son tan grandes en los modelos que la *confianza* en cualquier cambio específico proyectado en su variabilidad en el siglo XXI se mantiene *baja*.

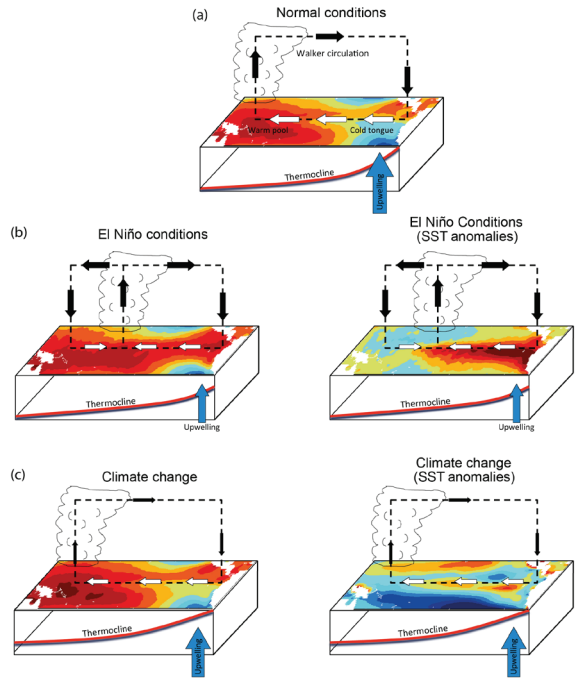


Figura 14.12 | Esquema idealizado mostrando condiciones atmosféricas y oceánicas del Pacífico tropical y sus interacciones durante condiciones normales, El Niño, y en un mundo más cálido. (a) Condiciones promedio en el Pacífico tropical, indicando temperatura superficial del mar (TSM), esfuerzo de viento superficial y circulación de Walker asociada, la posición media de la convección y el afloramiento promedio y posición de la termoclina. (b) Condiciones típicas durante un evento El Niño. La TSM es anómalamente cálida en el este; la convección se desplaza al Pacífico central; los vientos alisios se debilitan en el este y la circulación de Walker es perturbada. (c) Condiciones probables bajo cambio climático derivadas de observaciones, teoría y modelos acoplados de circulación general. Los vientos alisios se debilitan; la termoclina se aplana y su profundidad disminuye; el afloramiento se reduce aunque el gradiente vertical de temperatura promedio aumenta; y la TSM (mostrada en anomalías con respecto al calentamiento medio tropical) aumenta más en el Ecuador que fuera de este. Los diagramas campos de TSM absoluta se muestran en la izquierda, con anomalías de TSM en la derecha. Para los campos de cambio climático, las anomalías se expresan con respecto al promedio del calentamiento de la cuenca, de manera que los colores azules indican un menor calentamiento relativo al promedio de la cuenca, no un enfriamiento (Collins et al., 2010). ●

14.4.2 Cambios en El Niño en décadas recientes y en el futuro

La modulación de la amplitud de ENOS en escalas más largas de tiempo ha sido analizada en registros observacionales reconstruidos[3,4,5,6,7,8,9,10] (Sección 5.4.1), en registros (*proxy*) paleoclimáticos[11,12,13,14,] y también simulados por modelos acoplados de circulación general (modelos climáticos que incorporan en la forma más completa prácticamente posible la física del océano y la atmósfera)[15,16]. Algunos estudios han sugerido que la modulación se debió a cambios en las condiciones climáticas medias en el Pacífico tropical[8,17,18,13] observadas desde los años 80[19,8,17,20]. Con tres eventos durante 2000-2010 cuya intensidad en la región Niño 4 (5°N-5°S, 160°E-150°W) fue mayor que en la Niño 3 (5°N-5°S, 150°W-90°W), dos eventos durante 1990-2000 y solo dos eventos hallados entre 1950-1990, el máximo calentamiento de la TSM durante El Niño ahora parece ocurrir más frecuentemente en el Pacífico central (Figura 14.13[21,22,23]; Sección 9.5.3.4.1 y Sección de Material Suplementario 14.SM.2[24]), con impactos globales distintos a los de eventos El Niño "estándar" donde el máximo calentamiento es sobre el Pacífico oriental[25,21,22,26]. Durante el siglo pasado, también fue observada una tendencia de aumento en la amplitud de ENOS[13,27], posiblemente causada por un clima en calentamiento[28,20], aunque otras reconstrucciones en esta región de escasos datos disputan esta tendencia[29].

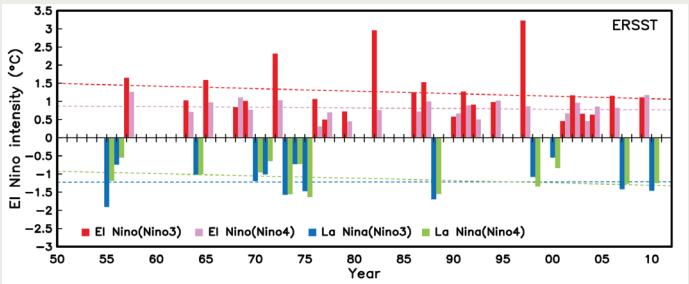


Figura 14.13 | Intensidades de eventos El Niño y La Niña en los últimos 60 años en el Pacífico ecuatorial oriental (región Niño 3) y central (región Niño 4), y tendencias lineales estimadas usando el producto Extended Reconstructed Sea Surface Temperature v3 (ERSSTv3). ●

Simulaciones largas con modelos acoplados de circulación general muestran que se puede generar modulaciones de ENOS a escalas decadales y centenales sin necesidad de cambio en los forzantes externos**[16,38], con épocas multi-decadales de comportamiento anómalo de ENOS. Las modulaciones resultan de procesos no-lineales en el sistema climático tropical[31], la interacción con el estado climático medio[32,33,34,35], o de cambios aleatorios en la actividad de ENOS generados por variabilidad atmosférica caótica[36,37]. Hay poco consenso en si las modulaciones decadales de las propiedades de ENOS (amplitud y patrón espacial) durante las décadas recientes se deben a efectos antrópicos o variabilidad natural. Los registros instrumentales de TSM son disponibles a partir del 1850, pero buenas observaciones de las retroalimentaciones aire-mar que controlan el comportamiento de ENOS (incluyendo las fluctuaciones en temperatura y corrientes subsuperficiales e intercambios aire-mar de calor, *momentum* y agua) solo son disponibles después de finales de los años 70, haciendo las variaciones históricas en las retroalimentaciones de ENOS observadas[38,39] .

Los modelos CMIP5*** muestran alguna mejora comparado con CMIP3, especialmente en la amplitud de ENOS (Sección 9.5.3.4.1). Modelos CMIP5 selectos que simulan bien los eventos El Niño fuertes muestran un gradual aumento en la intensidad de El Niño, especialmente en el Pacífico central[40]. Los modelos CMIP3 sugieren un desplazamiento al oeste de la variabilidad de TSM en proyecciones futuras[41,24]. Generalmente, sin embargo, los cambios futuros en la intensidad de El Niño en los modelos CMIP5 son dependientes de los modelos[42,40,43] y no se distinguen significativamente de modulaciones naturales[44] (Figura 14.14). Debido a que el cambio en las condiciones tropicales promedio (especialmente el gradiente zonal) en un clima en calentamiento es dependiente de los modelos (Sección 14.4.1), los cambios en la intensidad de ENOS para el siglo XXI[45,46] son inciertos (Figura 14.14). Cambios futuros en ENOS dependen de cambios en las retroalimentaciones océano-atmósfera que compiten entre sí[47,48,49], y del régimen dinámico en el que cada modelo se encuentre. Sin embargo, hay alta confianza en que ENOS continuará siendo el modo dominante de variabilidad climática natural en el siglo[48,42,40,44].

14.4.3 Teleconexiones

En un clima en calentamiento, el aumento en la humedad atmosférica intensifica la variabilidad temporal de la precipitación aún si la variabilidad en la circulación atmosférica se mantiene igual[50] (Sección 12.4.5). Esto se aplica a la variabilidad de la precipitación asociada a ENOS pero la posibilidad de cambios en las teleconexiones de ENOS complica esta conclusión general, haciéndola algo dependiente de la región[51].

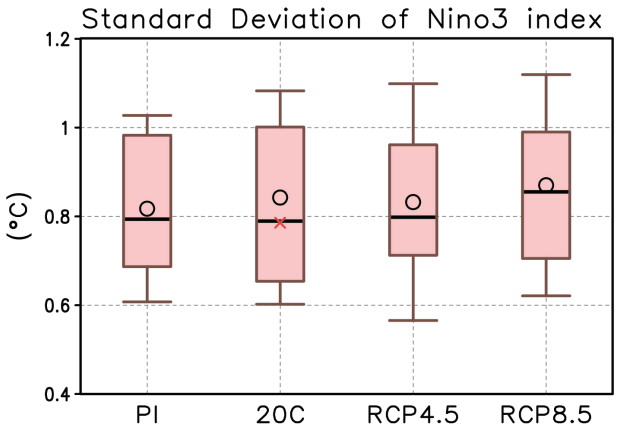


Figura 14.14 | Desviación estándar en conjuntos multi-modelos CMIP5 de la temperatura superficial del mar en el Pacífico ecuatorial oriental, una medida de la amplitud de El Niño, para las simulaciones control pre-industrial (PI) y del siglo XX (20C), y las proyecciones para el siglo XXI según los escenarios RCP4.5 y RCP8.5. 31 modelos son usados para el promedio. Los círculos abiertos indican promedios de los conjuntos multi-modelos, y la cruz roja es la desviación estándar para el periodo enero 1870-diciembre 2011 obtenido de HadISSTv1. La tendencia lineal y el ciclo estacional climatológico promedio fueron removidos. Los diagramas de cajas muestran los percentiles de 16, 25, 50, 75, y 84%.●

14.4 Resumen de la evaluación

ENOS presenta modulaciones interdecadales considerables en amplitud y patrón espacial dentro del registro instrumental. Modelos sin cambios en forzantes externos presentan modulaciones similares y hay poco consenso en si los cambios observados en ENOS se deben a forzantes externos o variabilidad natural (ver también Sección 10.3.3 para una discusión de la atribución).

Hay alta confianza en que ENOS continuará siendo el modo dominante de variabilidad interanual con influencias globales en el siglo XXI y, debido a cambios en la disponibilidad de humedad, la variabilidad de la lluvia en escalas regionales inducida por ENOS se intensificará. Hay confianza media en que los patrones de teleconexión inducidos por ENOS se desplazarán hacia el este sobre el Pacífico norte y América del Norte. Hay baja confianza en los cambios en la intensidad y patrón espacial de El Niño en un clima en calentamiento.

***"Forzantes externos" incluyen tanto los producidos por el hombre (gases invernadero, aerosoles, cambio de uso de suelo) como los naturales (fluctuaciones solares, aerosoles volcánicos).*

****CMIP (Coupled Model Intercomparison Project) es el proyecto que coordina los experimentos realizados con los modelos climáticos de centros internacionales de modelado como aporte a los reportes del IPCC. CMIP5 corresponde al 5to reporte (2013), CMIP3 al 4to reporte (2007).*

● *Christensen, J.H., K. Krishna Kumar, E. Aldrian, S.-I. An, I.F.A. Cavalcanti, M. de Castro, W. Dong, P. Goswami, A. Hall, J.K. Kanyanga, A. Kitoh, J. Kossin, N.-C. Lau, J. Renwick, D.B. Stephenson, S.-P. Xie and T. Zhou, 2013: Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.*

Referencias

1. Mechoso CR, Robertson AW, Barth N, Davey MK, Delecluse P, Gent PR, Ineson S, Kirtman BP, Latif M, Le Treut H, Nagai T, Neelin JD, Philander SGH, Polcher J, Schopf PS, Stockdale T, Suarez MJ, Terray L, Thual O, Tribbia JJ, 1995: The seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean–atmosphere general circulation models, Monthly Weather Review 123, 2825-2838.
2. Christensen et al., 2013: Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change, Capítulo 14 de Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.
3. Gu, D. F., and S. G. H. Philander, 1995: Secular changes of annual and interannual variability in the tropics during the past century. J. Clim., 8, 864–876.
4. Wang, B., 1995: Interdecadal changes in El-Nino onset in the last four decades. J. Clim., 8, 267–285.
5. Mitchell, T. P., and J. M. Wallace, 1996: ENSO seasonality: 1950–78 versus 1979–92. J. Clim., 9, 3149–3161.
6. Wang, B., and Y. Wang, 1996: Temporal structure of the Southern Oscillation as revealed by waveform and wavelet analysis. J. Clim., 9, 1586–1598.
7. Power, S., T. Casey, C. Folland, A. Colman, and V. Mehta, 1999: Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia. Clim. Dyn., 15, 319–324.
8. An, S. I., and B. Wang, 2000: Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on the ENSO frequency. J. Clim., 13, 2044–2055.
9. Yeh, S. W., and B. P. Kirtman, 2005: Pacific decadal variability and decadal ENSO amplitude modulation. Geophys. Res. Lett., 32, L05703.
10. Power, S. B., and I. N. Smith, 2007: Weakening of the Walker Circulation and apparent dominance of El Nino both reach record levels, but has ENSO really changed? Geophys. Res. Lett., 34, L18702.
11. Cobb, K. M., C. D. Charles, H. Cheng, and R. L. Edwards, 2003: El Nino/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. Nature, 424, 271–276.
12. Braganza, K., J. Gergis, S. Power, J. Risbey, and A. Fowler, 2009: A multiproxy index of the El Niño-Southern Oscillation, AD 1525–1982. J. Geophys. Res. Atmos., 114, D05106.
13. Li, J. B., et al., 2011c: Interdecadal modulation of El Nino amplitude during the past millennium. Nature Clim. Change, 1, 114–118.
14. Yan, H., L. G. Sun, Y. H. Wang, W. Huang, S. C. Qiu, and C. Y. Yang, 2011: A record of the Southern Oscillation Index for the past 2,000 years from precipitation proxies. Nature Geosci., 4, 611–614.
15. Lau, K., et al., 2008: The Joint Aerosol-Monsoon Experiment—A new challenge for monsoon climate research. Bull. Am. Meteorol. Soc., doi:10.1175/BAMS-89-3- 369, 369–383.
16. Wittenberg, A. T., 2009: Are historical records sufficient to constrain ENSO simulations? Geophys. Res. Lett., 36, L12702.
17. Fedorov, A. V., and S. G. Philander, 2000: Is El Nino changing? Science, 288, 1997– 2002.
18. Wang, B., and S. I. An, 2001: Why the properties of El Nino changed during the late 1970s. Geophys. Res. Lett., 28, 3709–3712.
19. An, S. I., and F. F. Jin, 2000: An Eigen analysis of the interdecadal changes in the structure and frequency of ENSO mode. Geophys. Res. Lett., 27, 2573–2576.
20. Kim, B. M., and S. I. An, 2011: Understanding ENSO regime behavior upon an increase in the warm-pool temperature using a simple ENSO model. J. Clim., 24, 1438–1450.
21. Ashok, K., S. K. Behera, S. A. Rao, H. Y. Weng, and T. Yamagata, 2007: El Nino Modoki and its possible teleconnection. J. Geophys. Res. Oceans, 112, C11007.
22. Kao, H. Y., and J. Y. Yu, 2009: Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO. J. Clim., 22, 615–632.
23. Kug, J.-S., F.-F. Jin, and S.-I. An, 2009: Two types of El Nino events: Cold tongue El Niño and warm pool El Niño. J. Clim., 22, 1499–1515.
24. Yeh, S. W., J. S. Kug, B. Dewitte, M. H. Kwon, B. P. Kirtman, and F. F. Jin, 2009: El Nino in a changing climate. Nature, 461, 511–515.
25. Kumar, V., R. Deo, and V. Ramachandran, 2006a: Total rain accumulation and rain- rate analysis for small tropical Pacific islands: A case study of Suva, Fiji. Atmos. Sci. Lett., 7, 53–58.
26. Hu, Z., A. Kumar, B. Jha, W. Wang, B. Huang, and B. Huang, 2012b: An analysis of warm pool and cold tongue El Niños: Air-sea coupling processes, global influences, and recent trends. Clim. Dyn., 38, 2017–2035.
27. Vance, T. R., T. D. van Ommen, M. A. J. Curran, C. T. Plummer, and A. D. Moy, 2012: A millennial proxy record of ENSO and eastern Australian rainfall from the Law Dome ice core, East Antarctica. J. Clim., 26, 710–725.
28. Zhang, Q., Y. Guan, and H. Yang, 2008: ENSO amplitude change in observation and coupled models. Adv. Atmos. Sci., 25, 361–366.
29. Giese, B., and S. Ray, 2011: El Niño variability in simple ocean data assimilation (SODA), 1871–2008. J. Geophys. Res. Oceans, 116, 10.1029/2010JC006695.
30. Yeh, S.-W., B. P. Kirtman, J.-S. Kug, W. Park, and M. Latif, 2011: Natural variability of the central Pacific El Nino event on multi-centennial timescales. Geophys. Res. Lett., 38, L02704.
31. Timmermann, A., F. F. Jin, and J. Abshagen, 2003: A nonlinear theory for El Nino bursting. J. Atmos. Sci., 60, 152–165.
32. Ye, Z. Q., and W. W. Hsieh, 2008: Changes in ENSO and associated overturning circulations from enhanced greenhouse gases by the end of the twentieth century. J. Clim., 21, 5745–5763.
33. Choi, J., S. I. An, B. Dewitte, and W. W. Hsieh, 2009: Interactive feedback between the Tropical Pacific Decadal Oscillation and ENSO in a Coupled General Circulation Model. J. Clim., 22, 6597–6611.
34. Choi, J., S.-I. An, J.-S. Kug, and S.-W. Yeh, 2011: The role of mean state on changes in El Niño's flavor. Clim. Dyn., 37, 1205–1215.
35. Choi, J., S. An, and S. Yeh, 2012: Decadal amplitude modulation of two types of ENSO and its relationship with the mean state. Clim. Dyn., 38, 2631–2644.
36. Power, S., and R. Colman, 2006: Multi-year predictability in a coupled general circulation model. Clim. Dyn., 26, 247–272.
37. Power, S., M. Haylock, R. Colman, and X. Wang, 2006: The predictability of interdecadal changes in ENSO activity and ENSO teleconnections. J. Clim., 19, 4755–4771.
38. Chen, D., 2003: A comparison of wind products in the context of ENSO prediction. Geophys. Res. Lett., 30, doi: 10.1029/2002GL016121.
39. Wittenberg, A., 2004: Extended wind stress analyses for ENSO. J. Clim., 17, 2526– 2540.
40. Kim, S. T., and J.-Y. Yu, 2012: The two types of ENSO in CMIP5 models. Geophys. Res. Lett., doi:10.1029/2012GL052006.
41. Boer, G., 2009: Changes in interannual variability and decadal potential predictability under global warming. J. Clim., 22, 3098–3109.
42. Guilyardi, E., H. Bellenger, M. Collins, S. Ferrett, W. Cai, and A. Wittenberg, 2012: A first look at ENSO in CMIP5. CLIVAR Exchanges, 58, 29-32.
43. Stevenson, S., B. Fox-Kemper, M. Jochum, R. Neale, C. Deser, and G. Meehl, 2012: Will there be a significant change to El Nino in the twenty-first century? J. Clim., 25, 2129–2145.
44. Stevenson, S. L., 2012: Significant changes to ENSO strength and impacts in the twenty-first century: Results from CMIP5. Geophys. Res. Lett., doi:10.1029/2012GL052759.
45. Solomon, A., and M. Newman, 2011: Decadal predictability of tropical Indo-Pacific Ocean temperature trends due to anthropogenic forcing in a coupled climate model. Geophys. Res. Lett., 38, doi: 10.1029/2010GL045978.
46. Hu, Z., A. Kumar, B. Jha, and B. Huang, 2012a: An Analysis of Forced and internal variability in a warmer climate in CCSM3. J. Clim., 25, 2356–2373.
47. Philip, S., and G. Van Oldenborgh, 2006: Shifts in ENSO coupling processes under global warming. Geophys. Res. Lett., 33, doi: 10.1029/2006GL026196.
48. Collins, M., et al., 2010: The impact of global warming on the tropical Pacific ocean and El Niño. Nature Geosci., 3, 391–397.
49. Vecchi, G., and A. Wittenberg, 2010: El Nino and our future climate: Where do we stand? WIREs Clim Change, 1, 260–270.
50. Trenberth, K.E., 2011: Changes in precipitation with climate change. Climate Res., 47, 123-138.
51. Seager, R., N. Naik, and L. Vogel, 2012: Does Global Warming Cause Intensified Interannual Hydroclimate Variability? J. Clim., 25, 3355-3372.

¿Por qué no llueve en la costa del Perú (salvo durante El Niño)?

Ph.D. Ronald F. Woodman Pollitt
Presidente Ejecutivo del Instituto Geofísico del Perú

Ph.D. y Mag. en Física Aplicada de la Universidad de Harvard, Boston, EE.UU. e Ingeniero Mecánico Electricista de la Universidad Nacional de Ingeniería (UNI). Actualmente es Presidente Ejecutivo del Instituto Geofísico del Perú y Presidente de la Academia Nacional de Ciencias del Perú. Anteriormente desarrolló sus labores profesionales en diversas instituciones internacionales, incluyendo la NASA, Universidad de Harvard, Max Planck Institut für Aeronomie, Cornell University, entre otros. Es reconocido como uno de los principales investigadores científicos del mundo en Aeronomía y ha publicado más de un centenar de artículos indexados en prestigiosas publicaciones científicas. Además, como piurano, ha estado siempre interesado en el Fenómeno El Niño y ha realizado varios estudios al respecto.

¿Por qué no llueve en la costa?

El Perú es un país tropical y, sin embargo, no llueve en nuestra costa. ¿Por qué no llueve? La respuesta, en resumen, es que nuestra atmósfera es muy estable debido a la frialdad de las aguas de nuestro mar y la subsidencia atmosférica.

Veamos primero las condiciones necesarias para que exista una lluvia tropical, una lluvia fuerte, un aguacero u, en términos científicos, un proceso de "convección profunda". Hablamos de lluvias intensas que acumulen de 6 a 15 cm de agua sobre el suelo en sólo unas cuantas horas, quizás con truenos y relámpagos, no de lloviznas como las que tenemos en invierno. Imagínense estos niveles sobre toda una gran extensión superficial y pueden entender lo que esto significa en términos de caudales sobre las calles de las ciudades, o los ríos y quebradas que recolectan todo este gran volumen de agua. En Lima, solo una décima de centímetro de lluvia puede inundar partes de la ciudad.

Para que llueva fuerte se necesita que la atmósfera sea inestable. ¿Qué significa esto? Una atmósfera es inestable cuando una parcela de aire a nivel de superficie que se ha calentado un poco más que sus vecinas, empieza a ascender y no deja de hacerlo hasta alcanzar alturas sobre los 10-15 km. Al ascender los aires se expanden y enfrían. El enfriamiento produce la condensación de la humedad, la formación de una nube tipo "cumulonimbo" y la lluvia que cae a la superficie.

En el caso de la costa del Perú, tenemos normalmente una condición que no permite el crecimiento de este tipo de nubes. Si bien lo típico es que la temperatura disminuya con la altitud, en la costa peruana es común una "inversión de temperatura", que consiste en una capa donde más bien la temperatura aumenta abruptamente en lugar de disminuir (ver Figura 1, panel izquierdo), lo cual hace que la atmósfera sea tremendamente "estable". Esta inversión ocurre a lo largo de la costa a una altura de aproximadamente 700-1000 m sobre el nivel del mar. Raros son los lugares en el mundo que muestran una inversión tan pronunciada, donde el salto en las temperaturas en la capa de inversión puede llegar hasta 15 °C.

Cuando una parcela asciende, su presión disminuye y su temperatura baja por la expansión resultante a una tasa de 10 ºC por cada kilómetro de ascenso. Por ejemplo, en la Figura 1 (panel izquierdo) una parcela cerca de la superficie con una temperatura de 17 ºC, tras ascender 1 km, tendría una temperatura de 7 ºC. Por otro lado, en este ejemplo vemos que sobre la inversión los aires son bastante más calientes, con temperaturas de más de 20 ºC y, por lo tanto, son mucho más livianos que la parcela. Consecuentemente, esta no puede flotar y cae de vuelta hacia la superficie. Decimos entonces que tenemos una atmósfera estable: el aire está atrapado por debajo de 1 km y no es posible el desarrollo vertical necesario para lluvias intensas.

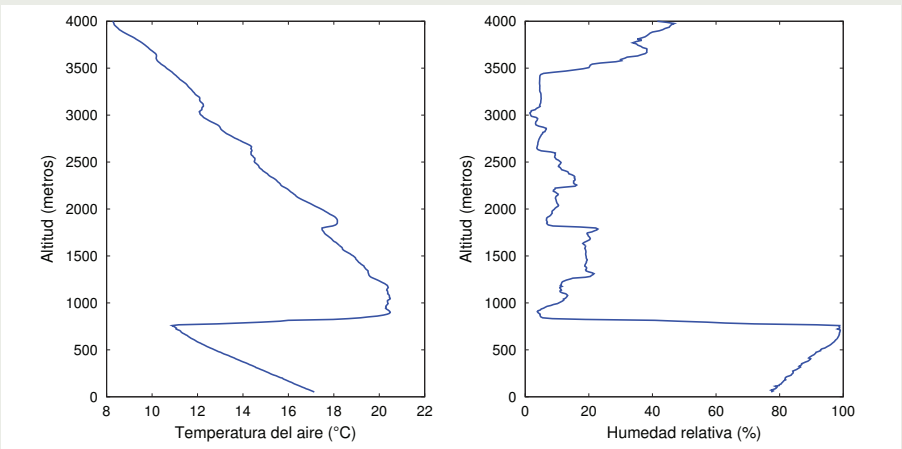


Figura 1. Perfiles típicos de temperatura del aire y humedad relativa sobre el mar a 200 km de la costa de Lima, obtenidos con una radiosonda el 17 de octubre del 2008. (Datos: Proyecto VOCALS REx).

¿Por qué no llueve en la costa del Perú (salvo durante El Niño)?

Woodman R. y Takahashi K.

Ph.D. Ken Takahashi Guevara
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 el Instituto Geofísico del Perú, donde está a cargo del área de Investigación en Variabilidad y Cambio Climático, y representa al IGP en el Comité Técnico del ENFEN. Además, es investigador principal del proyecto "Impacto de la Variabilidad y Cambio Climático en el Ecosistema de Manglares de Tumbes". 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.

Sin embargo, en nuestra costa, los aires debajo de los 1000 m están típicamente llenos de humedad. Le basta ascender unas pocas centenas de metros para enfriarse hasta el punto de condensación, es decir a una humedad relativa de 100%, formando el conocido "colchón de nubes" que da a nuestro cielo costeño su típico gris y que, en el caso de la Figura 1 (panel derecho), se esperaría ver a altitudes entre 600 y 700 m. Más arriba de la inversión, el aire puede ser muy seco y esta abrupta transición entre el "colchón de nubes" y el cielo despejado por encima se puede observar muy claramente al despegar o descender en avión en la costa o por las carreteras entre la costa y la sierra. El tamaño de las gotitas de agua que se forman en estas nubes es tan pequeño que estas no precipitan (si lo hacen producen la llamada garúa) y es por eso que, a pesar de tener humedad, nuestra costa es desértica. Como veremos más adelante, la inversión de temperatura (y la supresión de las lluvias intensas) deja de existir sólo en condiciones de El Niño.

¿A qué se debe la inversión?

En primer lugar, los aires por encima de los 1000 m son particularmente cálidos y secos en nuestra costa, en buena parte gracias al bloqueo que los Andes hacen a los grandes vientos del oeste a las latitudes de Chile, que son desviados hacia el norte y forzados a descender frente a Perú[1]. La compresión asociada al descenso o "subsidencia" mantiene las altas temperaturas por sobre la inversión. Además, este aire descendente originalmente ascendió de la superficie en tormentas que le removieron su humedad, lo cual, junto con su alta temperatura al descender, puede resultar en humedad relativa muy baja, menor a 10 o 20 % (ver Figura 1, panel derecho).

Por otro lado, el mar peruano tiene temperatura muy baja para nuestras latitudes debido al afloramiento costero. Por ejemplo, a pesar de que Lima (12°S) está más cerca de la línea ecuatorial que Río de Janeiro (23°S), en promedio su temperatura del mar es de aproximadamente 19 °C, unos 6 °C menos que en Río. Los aires en nuestra costa adquieren la baja temperatura del mar y esta es mezclada por turbulencias hasta unos 1000 m, dentro de la llamada "capa límite planetaria". Allí se encuentran con los aires tropicales y no pueden ascender más. Este aire frío y el aire tropical descendente son un poco como agua y aceite, casi no se mezclan, y donde se encuentran se forma la inversión.

¿Qué se requiere para que llueva en la costa?

Para eliminar totalmente la inversión de temperatura necesitaríamos calentar la superficie del mar (y el resto de la capa límite planetaria) en más de 10 °C y esto definitivamente resultaría en lluvias tropicales intensas en la costa. Sin embargo, esta condición extrema nunca se ha dado y probablemente nunca se dé. En la práctica, es suficiente con que la temperatura exceda unos 26 °C para tener mucha lluvia[2,3], tal como se puede apreciar para Piura en la Figura 2. Por debajo de esta temperatura es improbable (pero no imposible) que llueva en forma intensa. Se observa en la figura que durante los eventos El Niño extraordinarios de 1982-83 y 1997-98 las temperaturas excedieron 28 °C y la lluvia mensual alcanzó 70 cm en Piura.

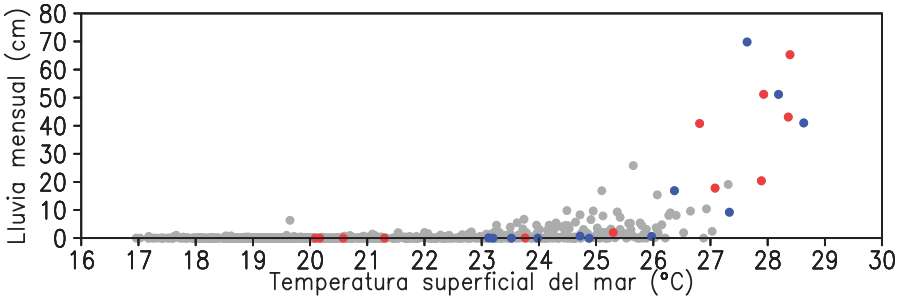


Figura 2. Lluvia mensual (cm) del aeropuerto de Piura vs temperatura superficial del mar (°C) frente a Piura (82°W, 6°S.Datos: NOAA ERSST v3b). Los periodos julio 1982 - junio 1983 y julio 1997 - junio 1998 se indican en rojo y azul, respectivamente. Periodo total: 1932-2008 (falta 1950-56).

Este requerimiento es más fácil de satisfacer conforme vamos hacia el norte y nos acercamos al verano, de manera que la temperatura en condición normal es cada vez más caliente. Esto se ilustra en la Figura 3, donde vemos que frente a Paita la temperatura excede 24 °C en febrero y marzo, por lo que basta con una anomalía de unos 2 °C para alcanzar el valor mínimo. Por otro lado, en agosto y setiembre frente al Callao el promedio es menor que 17 °C, por lo que la anomalía necesaria para las lluvias intensas es de ¡9 °C! En resumen, es bastante más probable que un calentamiento anómalo pueda tener impactos sobre las lluvias en la costa en verano y en el norte.

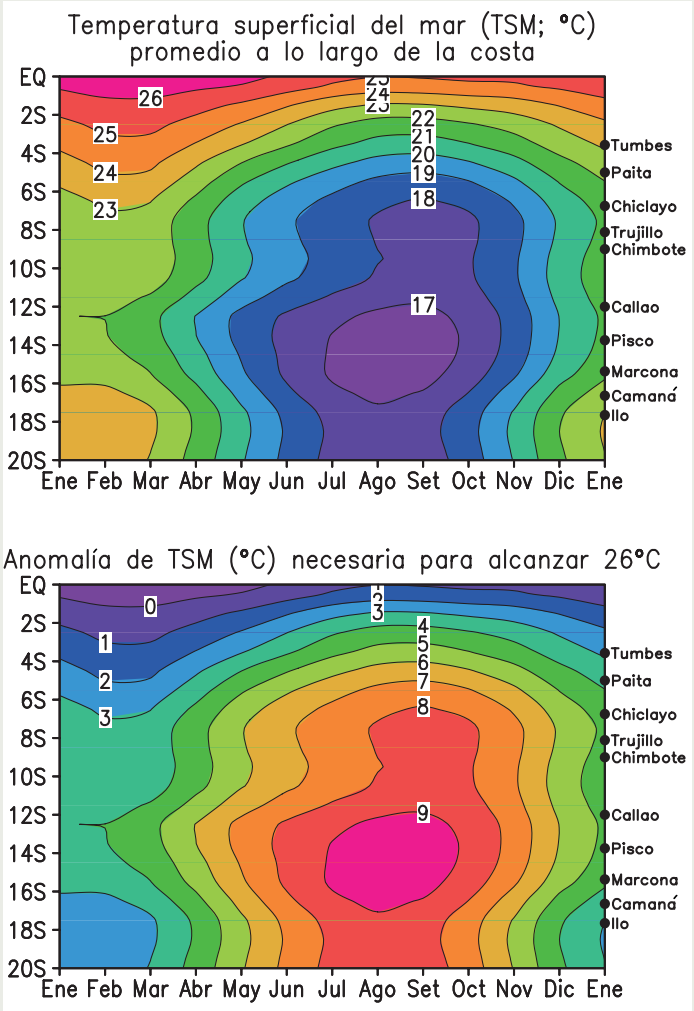


Figura 3. Temperatura superficial del mar (°C) promedio a lo largo de la costa y la anomalía necesaria para alcanzar 26 °C. (Datos: NOAA OI SST v2 del punto de grilla más costero con suavizado ligero, periodo base: 1982-2010).

Las lluvias y El Niño en un contexto histórico

Piura es el lugar apropiado para el estudio histórico de las precipitaciones, con la ventaja que observaciones históricas de las lluvias se remontan a la época de su fundación. Hay que recordar que Piura fue la primera ciudad fundada por los españoles al sur de Panamá, en 1532, y que la denominación de El Niño (por el Niño Jesús) viene de la observación de los pescadores sechuranos y paiteños, quienes bautizaron la corriente de aguas calientes provenientes del norte después de Navidad "corriente del Niño"[4]. Es importante resaltar que en la terminología moderna hay diversidad de aplicaciones al término "Fenómeno de El Niño". Para la comunidad internacional es un fenómeno global que involucra el calentamiento del Océano Pacifico ecuatorial, pero no necesariamente de nuestra costa. Además, si el fenómeno no ocurre en verano, probablemente no estará asociado a lluvias. Con estas salvedades, la primera cronología del fenómeno basada en la ocurrencia de grandes precipitaciones registradas en la tradición piurana en el siglo XIX, desde su fundación, fue recopilada por Eguiguren[5] en 1893 y extendida hasta los tiempos presentes por Woodman (1983) y Mabres et al. (1992)[6]. Como consecuencia de los estudios mencionados, se llega a la conclusión que nunca, en los 481 años de la historia de la ciudad, hubieron lluvias tan intensas como las de 1982-83 y 1997-98.

Las fuertes lluvias de los El Niño de 1982-83 y 1997-98 (rojo y azul en la Figura 2, respectivamente) y la gran cobertura que estas tuvieron en la prensa y televisión, tanto a nivel nacional como internacional, hacen que en la actualidad se confundan las manifestaciones de un fenómeno El Niño "normal" con las de un Niño "extraordinario"[7,8]. Cuando El Niño ocurre en verano, el clima del norte se puede tropicalizar, llegando a llover, pero no necesariamente al nivel desastroso de 1982-83 o 1997-98. En la Figura 4 se muestran, en milímetros anuales, las lluvias acumuladas en la ciudad de Piura desde 1932. Se ha escogido una escala máxima de 400 mm para poder enseñar en forma visible la precipitación de sólo unos cuantos milímimetros alcanzada en muchos de los años secos, pero esta resulta insuficiente para mostrar las lluvias acumuladas en 1983, las cuales llegaron a ¡2400 mm! Para poderlas representar en la misma escala, necesitaríamos un gráfico tan alto que se saldría del tamaño disponible en esta página. El gráfico incluye varios años calificados como El Niño, todos aquellos con precipitaciones acumuladas por encima de los 135 mm, algunos de ellos muy lluviosos (como los años 41, 87 y 92) pero, como se puede apreciar, lejos de llegar al nivel de 1983 o 1998. Notar que años con precipitaciones que son a duras penas una veintava parte de las ocurridas en un año extraordinario, ya califican como años El Niño (débil). El promedio de las precipitaciones en la ciudad de Piura, incluyendo años El Niño "normales", es de sólo 60 mm anuales, por lo que las lluvias de 1983 fueron aproximadamente equivalentes al acumulado en *los cuarenta años precedentes.* Dudamos que exista otra

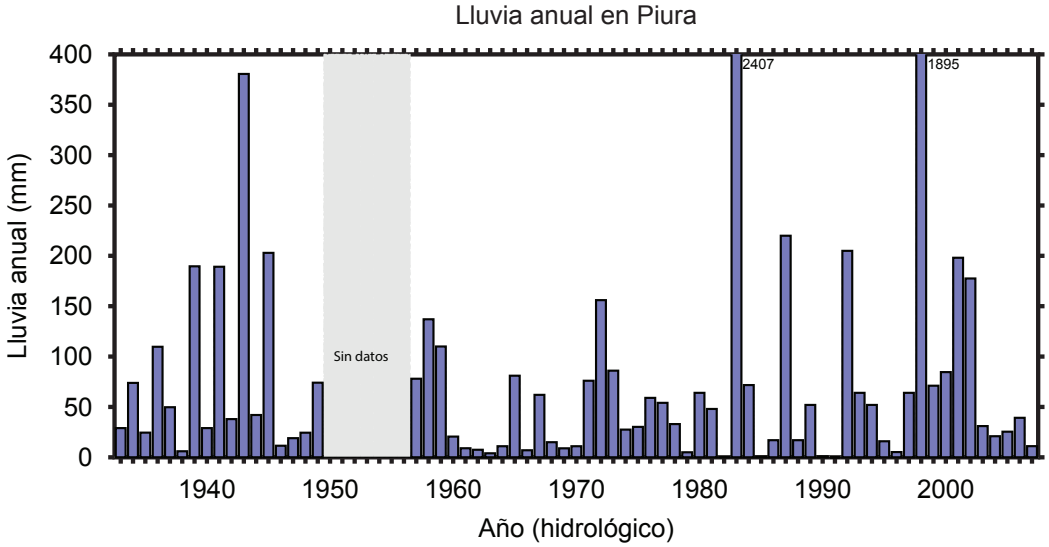


Figura 4. Lluvia anual (mm) en la ciudad de Piura (año hidrológico = setiembre-agosto).

región en el mundo en la que se haya presentado una precipitación que difiera tanto del comportamiento normal.

En los últimos dos siglos, sólo el año 1925 seguido por 1891 (el más intenso del siglo XIX[5]) compiten para ganarse el calificativo de fenómenos El Niño extraordinarios. Hasta antes de la ocurrencia de El Niño de 1983, el año 1925 rompía todos los records de lluvias en las memorias de nuestros mayores en la zona norte del país. Están todavía en los propios recuerdos de juventud de uno de los autores (R.W.) las conversaciones de sus padres y amigos en Piura en los primeros meses de cada verano: "¿Lloverá o no lloverá?". Y cuando se iniciaban las lluvias y estas se ponían fuertes, el tema variaba: "¿Lloverá como en 1925? Porque en el año 25...". En la actualidad, el 25 ha sido reemplazado por el 83 o 98. El año 1925 fue un año excepcional, particularmente porque en marzo las temperaturas excedieron en 8 °C lo normal. Sin embargo, se estima que la lluvia total en Piura en 1925 fue aproximadamente la mitad que en 1983[9], principalmente por la diferencia en la duración de los eventos.

Es ilustrativo considerar las extraordinarias temperaturas experimentadas en los últimos meses de 1997, que se presentó en sus inicios como un año más frío que lo normal, pero súbitamente subió la temperatura y a partir de marzo 1997 ya calificaba como El Niño[10]. La temperatura del mar en Puerto Chicama, en La Libertad, excedía en más de 6 °C lo normal en julio y agosto, anomalía dos veces más alta que en el famoso El Niño de 1972-73, que estuvo asociado a estragos en la pesca en el Perú. Felizmente fueron anomalías récord fuera de la época de lluvias, con temperaturas absolutas todavía lejos de producir precipitaciones en la zona norte del país, pero que sin embargo tienen consecuencias en la pesca, la industria textil y en la producción agrícola de productos que requieren temperaturas bajas en invierno, un invierno que brilló por su ausencia.

Referencias

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

[2]*Woodman, R., 2005: Modelo Estadístico de Pronóstico de las Precipitaciones en la Costa Norte del Perú, Volumen Especial N° 6 Alberto Giesecke Matto, Sociedad Geológica del Perú.*

[3]*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.*

[4]*Carrillo, C. N., 1892: Hidrografía oceánica, Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, Tomo II, 72-110.*

[5]*Eguiguren, V., 1894: Las lluvias en Piura, Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, Tomo IV, Nos. 7, 8 y 9.*

[6]*Mabres, A., R. Woodman, y R. Zeta, 1993: Algunos Apuntes Históricos Adicionales sobre la Cronología de El Niño, Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines, 395-406. Lectura complementaria.*

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

[8]*Takahashi, K., 2014: Variedades de El Niño, Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", Vol. 1, No. 2, Febrero, 4-7, Instituto Geofísico del Perú.*

[9]*Woodman, R.F., 1983: Recurrencia del Fenómeno El Niño con Intensidad Comprable a la del Niño 1982-1983", Ciencia Tecnología y Agresión Ambiental: El Fenómeno El Niño, CONCYTEC, 301-332.*

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

Impactos económicos de El Niño costero en el sector vivienda a causa de inundaciones en la costa norte del Perú

Lic. Ricardo Machuca Breña
Analista económico del Organismo de Evaluación y Fiscalización Ambiental

Lic. en Economía de la Universidad Nacional del Callao, con cursos de especialización en evaluación de impactos económicos-sociales y ambientales, econometría aplicada a la investigación y valoración económica de bienes y servicios ecosistémicos. Asimismo, domina diversos paquetes estadísticos – econométricos especializados. Actualmente labora en el Organismo de Evaluación y Fiscalización Ambiental (OEFA), donde se desempeña como analista económico. Desde 2011 ha participado en diversos estudios de valoración económica de impactos ambientales y en estudios de valoración económica de bienes y servicios ecosistémicos.

Las inundaciones en el mundo

Las inundaciones representan aproximadamente el 50% de los desastres naturales no biológicos que ocurren en el mundo (Guha-Sapir, 2011), asimismo, son responsables del 85% de las personas afectadas y 3% de fallecidos por desastres naturales (CRED, 2011). Por lo tanto, al producirse, un hecho de esta naturaleza trae como consecuencia lamentables y cuantiosos decesos, miles de damnificados y significativas pérdidas económicas que, como efecto añadido, generan reducción en la calidad de vida y obstaculizan el desarrollo sostenible del país (INDECI, 2010).

Tipos de El Niño y sus impactos en el Perú

El Fenómeno El Niño es un evento natural asociado a la variabilidad interanual en el océano Pacífico Tropical generalmente, pero no siempre, relacionado a inundaciones en la costa peruana cuando el mar costero se calienta (Woodman y Takahashi, 2014), aunque el calentamiento en el Pacífico Central puede suprimir la lluvia en las partes altas de las cuencas (Lavado y Espinoza, 2014). Dado que eventos El Niño pueden diferir bastante entre sí, se ha empezado a distinguir entre tipos o variedades de este fenómeno según dónde ocurre el calentamiento y su magnitud (Takahashi, 2014). Por esto, el Comité Multisectorial para el Estudio Nacional del Fenómeno El Niño (ENFEN) utiliza operativamente dos índices y dos definiciones de El Niño con la finalidad de distinguir lo que ocurre en el Pacífico Central (región Niño 3.4) y cerca de la costa de Sudamérica (Índice Costero El Niño, o ICEN, basado en la región Niño 1+2; ENFEN 2012; Takahashi y Reupo, 2014).

Reportes de emergencias por inundaciones durante la presencia de El Niño costero en temporada de lluvias en la costa norte

Desde 1994 hasta la actualidad, el Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI) emite anualmente compendios de las estadísticas de las emergencias producidas en el Perú[1], en los cuales se puede encontrar información detallada sobre el número de los daños personales (afectados, damnificados, etc.) y materiales (viviendas afectadas, viviendas destruidas) por cada emergencia ocurrida a nivel nacional, así como el lugar donde ocurrieron los eventos.

A partir de estos compendios, Machuca (2014) pudo extraer y sistematizar información sobre damnificados, afectados, viviendas destruidas y viviendas afectadas por inundaciones entre los años 1994 y 2012 para los departamentos peruanos de Tumbes, Piura, Lambayeque y La Libertad. Asimismo, de acuerdo con el criterio del ENFEN basado en el ICEN, pudo establecer la magnitud del Fenómeno El Niño costero en la que ocurrió cada inundación. Además, consideró como temporada de lluvias los meses desde diciembre hasta abril de cada año (INDECI, 2011). En la Figura 1 se aprecia el número de inundaciones mensuales en temporada lluvias por cada uno de los departamentos del norte

[1]*En Machuca (2014), a través de reuniones con la Dirección de Preparación, Dirección de Políticas, Planes y Evaluación y la Sub Dirección de Aplicaciones Estadísticas del INDECI, el autor encontró que desde 1984 hasta 1985 existen Boletines Estadísticos del Sistema de Defensa Civil (SIDECI). Asimismo, desde 1986 hasta 1993 no se encontró información esquematizada, simplemente reportes administrativos (marginales) emitidos por el Sistema Nacional de Defensa Civil (SINADECI).*

seleccionados. Las líneas rojas identifican el inicio y fin del Fenómeno El Niño de categoría extraordinaria (NE) de 1997-1998, dentro del cual ocurrió el mayor número de inundaciones en los cuatro departamentos.

Basándose en la definición de El Niño costero del ENFEN, se clasificaron las 19 temporadas de lluvias según las condiciones oceánicas, resultando en once clasificadas como neutrales (N)[2], seis débiles (ND), una moderada (NM) y una extraordinaria (NE). Asimismo, según el criterio del ENFEN, no se identificó la presencia de La Niña costera en ninguna de las temporadas de lluvias de esos años, ni tampoco de El Niño costero fuerte.

Dpto.	N (11 T. Lluvias)	ND (6 T. Lluvias)	NM (1 T. Lluvias)	NE (1 T. Lluvias)	Total
Tumbes	19	29	0	16	64
Piura	60	29	6	60	155
Lambayeque	21	2	0	54	77
La Libertad	58	5	2	53	118
Total	158	65	8	183	414

Tabla 1. Número de inundaciones reportadas por departamento para cada una de las categorías del Fenómeno El Niño costero (Fuente: Machuca, 2014).

A continuación, se ilustran las inundaciones ocurridas durante el NE en el departamento de Piura, a nivel distrital. Asimismo, se presentan los niveles de lluvias en Piura según lo encontrado en Douglas et al. (2008). Entre los distritos principalmente afectados encontramos: Castilla, Piura, Sullana, Cura Mori, Salitral, La Arena, Bellavista, Ignacio Escudero, Lancones,

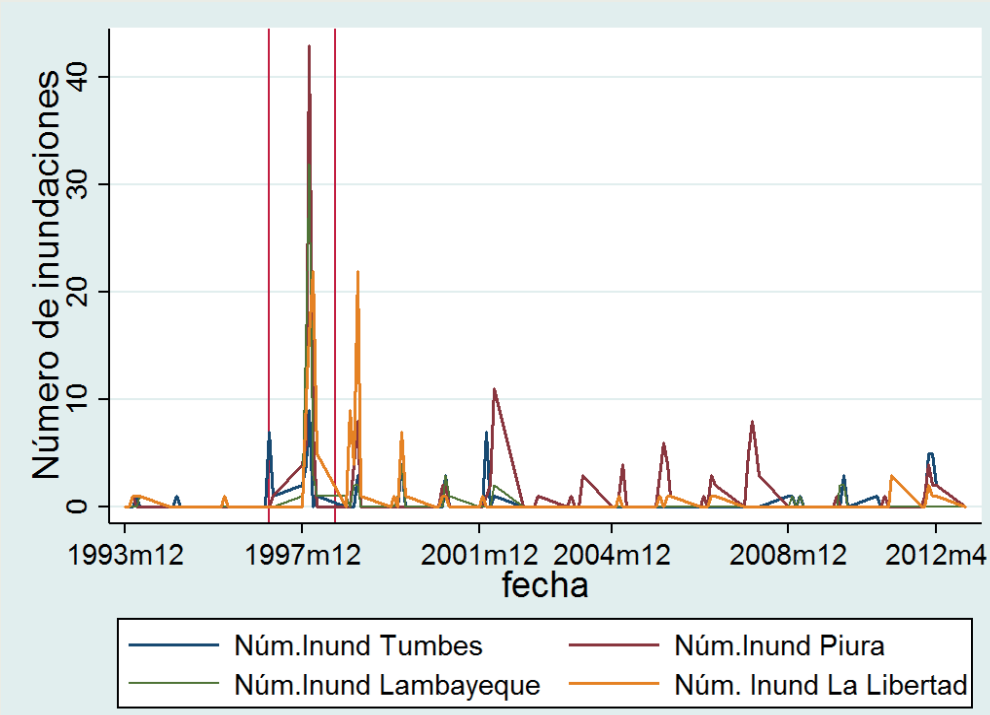


Figura 1. Número de inundaciones en temporada de lluvias por cada departamento del norte peruano analizado. Las líneas verticales rojas representan el inicio y fin del Fenómeno El Niño de categoría extraordinaria (1997-1998). En el eje "y" se presenta el número de inundaciones y en el eje "x" el periodo de tiempo desde 1994 hasta 2012 (Fuente: Machuca, 2014).

Se logró identificar 414 inundaciones en temporada de lluvias desde 1994 hasta 2012, de las cuales 158 ocurrieron durante la categoría N, 65 durante la ND, 8 durante la NM y 183 durante la NE.

Por otro lado, a nivel de los cuatro departamentos analizados, se encontró la distribución de las inundaciones que se muestran en la Tabla 1:

Morropón, Buenos Aires, La Matanza, Yamango y San Juan de Bigote. Es importante determinar los distritos vulnerables ante los desastres naturales con la finalidad de fortalecer las capacidades en la gestión del riesgo de desastres. Al respecto, hay que tener en consideración que la vulnerabilidad acentúa los impactos negativos generados por el Fenómeno El Niño, en especial en su categoría extraordinaria.

[2]*Algunos de los eventos identificados por el ENFEN como neutros (N) se presentaron paralelamente a eventos La Niña en el Pacífico Central. Por ejemplo, a los periodos dic 98- abr 99, dic 99-abr 00, dic 00-abr 01, dic 05 – abr06, dic 07-abr 08 neutros en la región Niño 1+2, corresponden magnitudes moderada, fuerte, débil, débil, moderada y moderada de los eventos La Niña en el Pacífico Central, respectivamente.*

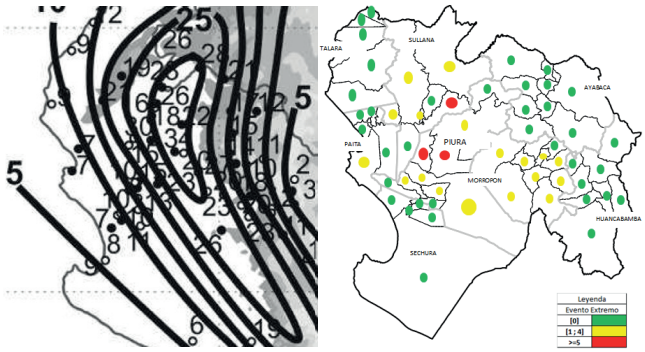


Figura 2. a) Precipitaciones promedio (mm) durante El Niño extraordinario 1997-1998 (Douglas et al., 2008), y b) Número de inundaciones reportadas en el departamento de Piura a nivel distrital durante el mismo evento (Fuente: Machuca, 2014).

Cálculo de daños económicos asociados a pérdidas en viviendas por inundaciones

En la Figura 3 se ilustran los daños personales y materiales por inundaciones en temporada de lluvias según las categorías El Niño costero basadas en la clasificación del ENFEN y la información de INDECI.

El NE fue la categoría que reportó mayores daños personales y materiales. Una inundación promedio[3] durante el NE reportó 187 viviendas destruidas y 241 viviendas afectadas; los daños en el sector vivienda por inundación promedio se estiman en 3.5 millones de nuevos soles. Durante el NM se reportó solo viviendas afectadas, 24 por inundación en promedio y con daños asociados estimados en aproximadamente 29 mil nuevos soles. Una inundación promedio durante el ND reportó 3 viviendas destruidas, 43 viviendas afectadas, y daños asociados estimados en 92 mil nuevos soles. Finalmente, una inundación promedio durante condiciones N reportó 13 viviendas destruidas y 99 afectadas, con daños asociados estimados en 328 mil nuevos soles.

Para los cuatro departamentos analizados se estimó, a partir del costo de reposición de una vivienda destruida y el costo de la afectación por la altura de la lámina de agua que potencialmente entró a una vivienda (Baro et al., 2005 y 2011), que los daños económicos para todas las inundaciones ocurridas en el periodo de análisis ascendió aproximadamente a **837'145,054.30 nuevos soles** del año 2013. A nivel departamental se determinó que los daños económicos por todas las inundaciones en el sector vivienda fueron: Tumbes S/. 25'158,209.57, Piura S/. 445'475,546.27, Lambayeque S/. 236'346,916.28, La Libertad S/. 130'164,382.18. Más detalles se pueden encontrar en Machuca (2014).

El evento NE (Dic 1997 – Abr 1998) representó el 91.26% del total de daños económicos por inundaciones en el sector vivienda en temporada de lluvias en todo el

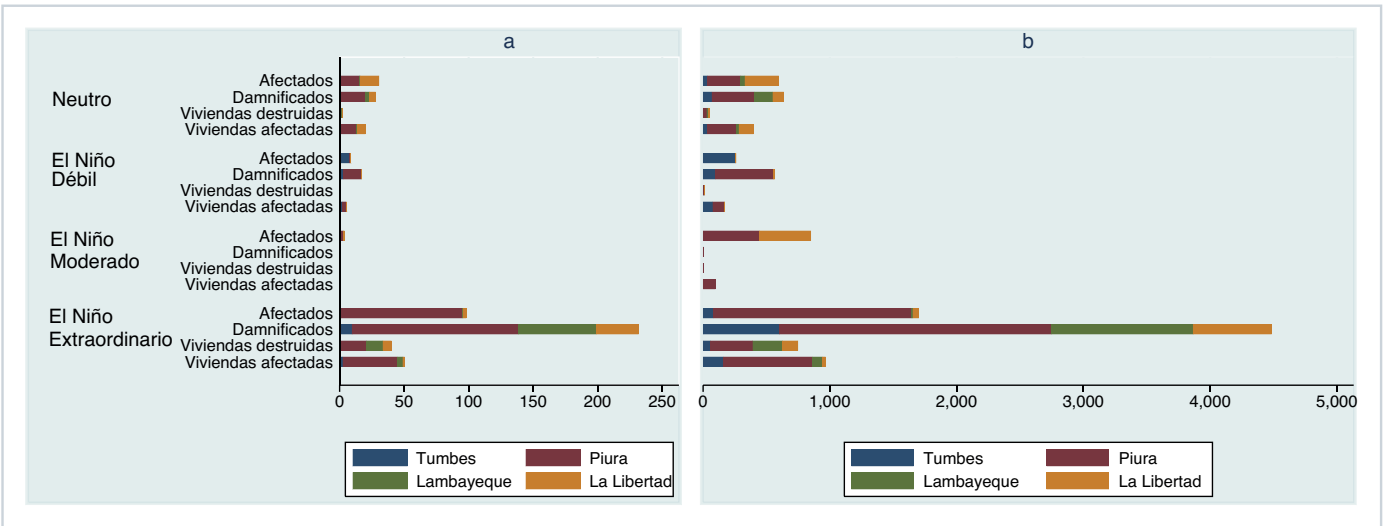


Figura 3. Número de afectados, damnificados, viviendas destruidas y viviendas afectadas por cada categoría del Fenómeno El Niño, para los departamentos de Tumbes, Piura, Lambayeque y La Libertad en el periodo 1994-2012. En el panel (a) se encuentran los daños totales por las inundaciones y en el panel (b) los daños promedio por una inundación (Fuente: Machuca, 2014).

[3]*La inundación promedio en la práctica no ocurre necesariamente en forma simultánea en los cuatro departamentos.*

Dpto.	Total de viviendas en condiciones vulnerables, según el censo de 1993 proyectadas a 1998	Total de viviendas impactadas por inundaciones durante EN Extraordinario	% de viviendas vulnerables impactadas por inundaciones durante EN Extraordinario
Tumbes	14,937	3,527	24%
Piura	209,648	62,010	30%
Lambayeque	139,640	16,993	12%
La Libertad	216,779	7,690	4%

Tabla 2. Porcentaje de viviendas en condiciones de vulnerabilidad, impactadas por inundaciones durante el NE (1997-1998) en los departamentos de Tumbes, Piura, Lambayeque y La Libertad. El número de viviendas en condiciones de vulnerabilidad fue proyectado a 1998 a partir de información del censo población y vivienda de 1993 (Fuente: Machuca, 2014).

periodo de estudio, seguido de los daños en los eventos neutros de Dic 1998 – Abr 1999 y Dic 2000 – Abr 2001 que representaron el 2.55% y 3.19%, respectivamente. Los periodos de lluvias restantes no excedieron el 1% del total.

Durante el NE 1997-1998, la mayor proporción de viviendas vulnerables afectadas se encontró en Piura, seguido por Tumbes, Lambayeque y La Libertad (Tabla 2). Asimismo, el total de viviendas destruidas en estos cuatro departamentos fue de **90 220** viviendas.

Comparación con otros estudios

Resaltan dos otros estudios que han estimado los daños económicos en el sector vivienda por el Fenómeno El Niño en el Perú tras el evento extraordinario de 1997-1998.

Por un lado, el reporte elaborado por el Banco de Desarrollo de América Latina (CAF, 2000) estimó que el daño a nivel nacional del sector vivienda causado por El Niño extraordinario 1997-1998 ascendió a 625.162 millones[4] de nuevos soles (el valor actualizado a diciembre de 2013 resulta ser S/. 864'533,264.56). A partir de la información proporcionada por el INEI, se indica que las viviendas completamente destruidas fueron 9,608, las viviendas inhabitables fueron 21,697 y, además, se encuentra que el total de viviendas que de alguna manera se vieron perjudicadas por los efectos de las inundaciones durante el evento ascendió a un número de **107,527**[5].

Por otro lado, Galarza y Kámiche (2012) estimaron que los daños económicos de las inundaciones durante El Niño extraordinario 1997-1998 fueron aproximadamente 247 millones de nuevos soles[6] en Piura, 203 millones de nuevos soles[7] en Lambayeque y 148 millones de nuevos soles[8] en La Libertad, lo cual sumaría aproximadamente 598 millones de nuevos soles[9]. La información analizada provino de INEI y de información recogida por las organizaciones no gubernamentales que intervinieron durante el desarrollo del evento El Niño extraordinario. Asimismo, el número de viviendas impactadas por las inundaciones durante el NE se estimó en 28,561 para Piura, 23,534 para Lambayeque y 17,097 para La Libertad, representando así un total de 69,192 viviendas para los tres departamentos mencionados.

Conclusiones y discusión

Como conclusión principal tenemos que los impactos económicos del evento El Niño extraordinario 1997-

[4] *Ver página 169 del citado documento.*

[5] *Se muestran algunos detalles para los departamentos de Tumbes, Piura, Lambayeque, Ancash, Lima, Ica, Cuzco y Arequipa. Sin embargo, no se establecen diferencias numéricas sobre los daños en el sector viviendas entre esos departamentos.*

[6] *El documento muestra la cifra en dólares para Piura de US$ 92 159 258. La cifra en nuevos soles a diciembre 2013 es de S/. 246' 673 536.*

[7] *El documento muestra la cifra en dólares para Lambayeque de US$ 75 941 035. La cifra exacta en nuevos soles a diciembre 2013 es de S/. 203' 263 829.*

[8] *El documento muestra la cifra en dólares para La Libertad de US$ 55 169 707. La cifra en nuevos soles a diciembre 2013 es de S/. 147' 667 277.*

[9] *Estos valores se encuentran expresados en nuevos soles del 2013 (diciembre), fecha a la que se encuentra la información de la presente tesis. Asimismo, la cifra exacta en nuevos soles de la sumatoria fue de S/. 597 604 644.*

98 por inundaciones fueron mucho mayores que el promedio para cada uno de los otros años El Niño costero o neutros/fríos en el periodo 1994-2012 (los daños por inundaciones durante el Niño extraordinario ascendieron a S/. 763'938,932, mientras que los daños económicos anuales promedio entre los periodos restantes fueron de S/. 4'067,007). Entre los cuatro departamentos considerados, el que experimentó mayores impactos fue Piura, lo cual probablemente refleja una combinación de un mayor aumento en el número de inundaciones de gran magnitud durante El Niño extraordinario, así como un mayor número de viviendas en condiciones de vulnerabilidad.

Un aspecto interesante e inesperado es que los eventos El Niño costero débil y moderado presentaron menores impactos económicos por inundaciones que los años neutros o La Niña. Esto puede indicar otras influencias importantes, en particular la del Pacífico Central (ej. Niño 3.4 o Niño 4), ya que cuando esta zona presenta condiciones frías (La Niña) se favorecen mayores lluvias de lo normal en los Andes y en la cuenca amazónica, incluyendo las partes altas de las cuencas del Pacífico en el norte del Perú (Lavado y Espinoza, 2014). En particular, en la presente investigación se verificó que en la parte alta del departamento de La Libertad (en promedio sobre los 2 500 msnm) ocurrieron inundaciones mientras se presentaban condiciones costeras neutras en la región Niño 1+2, pero en condiciones La Niña moderada y fuerte en el Pacífico Central.

El presente trabajo se centró en el impacto económico de El Niño costero en el sector vivienda a causa de inundaciones, sin embargo cabe indicar que aún falta trabajar en forma similar los impactos en otros sectores económicos de importancia como agricultura, ganadería, turismo, etc.

Referencias

Baró, E., G. Calderón, C. Díaz, M. Esteller, 2005: Cálculo de daños económicos potenciales por inundación en zonas habitacionales: un estudio de caso en el curso alto del río Lerma, estado de México, Universidad Autónoma de México.

Baró, E., C. Díaz, G. Calderón, M. Esteller y E. Cadena, 2011: Costo más probable de daños por inundación en zonas habitacionales de México, Tecnologías y Ciencias del Agua, antes Ingeniería Hidráulica en México.

CAF, 2000: El Fenómeno El Niño 1997-1998 Memoria, retos y soluciones (volumen V).

Center for Research on the Epidemiology of Disasters – CRED, 2011: 2010 disasters in numbers, The international disasters database, Université Catholoque de Louvain-Belgium, www.emdat.be/publications.

Douglas, M., J. Mejía, N. Ordinola, J. Boustead, 2008: Synoptic variability of rainfall and cloudiness along the coasts of northern Peru and Ecuador during the 1997/98 El Niño event, Monthly Weather Review, Vol. 137.

Galarza, E., y J. Kámiche. 2012: Impactos del Fenómeno El Niño (FEN) en la economía regional de Piura, Lambayeque y La Libertad, Centro de Investigación de la Universidad Pacífico.

Guha-Sapir, D., 2011: Disasters in Numbers 2010, Catholic University of Louvain-Belgium,: http://cred.be/sites/default/files/Disaster_numbers_presentation_2010.pdf

INDECI, 2011: Manual de Estimación del Riesgo ante Inundaciones Fluviales, Cuaderno Técnico N° 02, Dirección Nacional de Prevención del Instituto Nacional de Defensa Civil, 81.

INDECI, 2011: Evaluación del Impacto socioeconómico de la temporada de lluvias 2010 en la región Cusco, Cuaderno Técnico N°07.

Lavado, W., y J. C. Espinoza, 2014: Entendiendo los impactos de diferentes tipos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú, Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", Vol. 1, N° 3, Marzo, Instituto Geofísico del Perú, 4-7.

Machuca, R., 2014: Cálculo de daños económicos potenciales en viviendas por inundaciones durante la ocurrencia del fenómeno El Niño: caso norte peruano, Tesis para optar el título profesional de Economía, Universidad Nacional del Callao.

Takahashi, K., 2014: Variedades de El Niño, Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", Vol. 1, N° 2, Febrero, Instituto Geofísico del Perú, 4-7.

Takahashi, K., K. Mosquera, y J. Reupo, 2014: El Índice Costero El Niño (ICEN): historia y actualización, Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", Vol. 1, N° 2, Febrero, Instituto Geofísico del Perú, 8-9.

Woodman, R., y 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", Vol. 1, N° 6, Febrero, Instituto Geofísico del Perú, 4-7.

Erosión y transporte de sedimentos durante eventos El Niño a lo largo de los Andes occidentales

Dr. Sergio B. Morera Julca
Investigador Científico del Instituto Geofísico del Perú

Doctor en Recursos Hídricos e Ingeniero de la Universidad Nacional Agraria La Molina (UNALM). Actualmente es investigador científico en el Instituto Geofísico del Perú (IGP), donde se desempeña como especialista en hidrología y transporte de sedimentos fluviales para el área de Investigación en Variabilidad y Cambio Climático. Recientemente sus estudios están enfocados en contribuir al entendimiento de la dinámica de las tasas de erosión a lo largo de los Andes centrales mediante el monitoreo in situ del flujo sólido total, así como el tratamiento de bases de datos fisiográficos y climáticos globales.

Caracterización del área de estudio

La vertiente del Pacífico peruano ocupa el 21.8% de la superficie del territorio nacional (ANA, 2009) y está situada entre los 2° y 18° de latitud sur (Figura 1). Sus cuencas montañosas sufren un intenso desgaste físico-químico de los suelos (proceso de desertificación). Además, son el origen y la principal fuente de recursos hídricos para el 65% de la población peruana. Por otra parte, los principales y más grandes proyectos hidráulicos del Perú se encuentran en esta región. En este sentido, el aprovechamiento del recurso hídrico (poblacional, hidro-electricidad, irrigación, etc.) es puesto en riesgo debido a las altas cargas del sedimento fluvial, las cuales afectan los ecosistemas acuáticos, disminuyen el tiempo de vida útil de las obras hidráulicas e incluso contribuyen a los conflictos debido a la disminución de la disponibilidad del agua (calidad del agua). La vertiente del Pacífico presenta un fuerte gradiente climático-altitudinal, que va desde un clima ecuatorial en el norte hasta la zona más desértica en el sur. A ello se suma una fuerte y compleja variabilidad espacio-temporal del ciclo hidrológico producida a nivel diario, estacional e interanual y muchos autores (Aceituno, 1988; Marengo et al., 1998; Soden, 2000; Garreaud y Aceituno, 2001; Rao et al., 2002) atribuyen la variabilidad climática interanual a El Niño, siendo esta influencia particularmente marcada en la costa norte (ver Lavado y Espinoza, 2014; Woodman y Takahashi, 2014). En resumen, esta región andina es un laboratorio natural ideal para estudiar el comportamiento regional de las tasas de erosión, así como los procesos que intervienen en sus cuencas.

Estrategias de muestreo para detectar el ciclo de la producción de sedimentos en cuencas de montaña

La incertidumbre es una característica inherente de las mediciones de los procesos en los sistemas de los recursos hídricos (ej: Raje y Mujumdar, 2010). Más aún cuando se producen fenómenos El Niño extraordinarios (1982-83 y 1997-98; ver Takahashi, 2014), donde las cuencas de montañas tropicales producen grandes cantidades de sedimentos, que varían ampliamente especialmente durante eventos de crecidas (e.g.; Dietrich y Dunne, 1978; Meybeck et al., 2003).

Basando el análisis en registros continuos de los niveles del agua, material en suspensión (MES), horario y aforos periódicos, se evalúo la incertidumbre durante la estimación anual y mensual de los flujos de sedimentos en cuatro cuencas de montaña (1757-10411 km^2). La información obtenida fue descompuesta en una base de datos numéricos con el fin de simular nuevas series de muestreo a diferentes frecuencias (diaria, pentadiaria, semanal, decadiaria, mensual, bimensual) a partir de las cuales se analizó la incertidumbre producida por

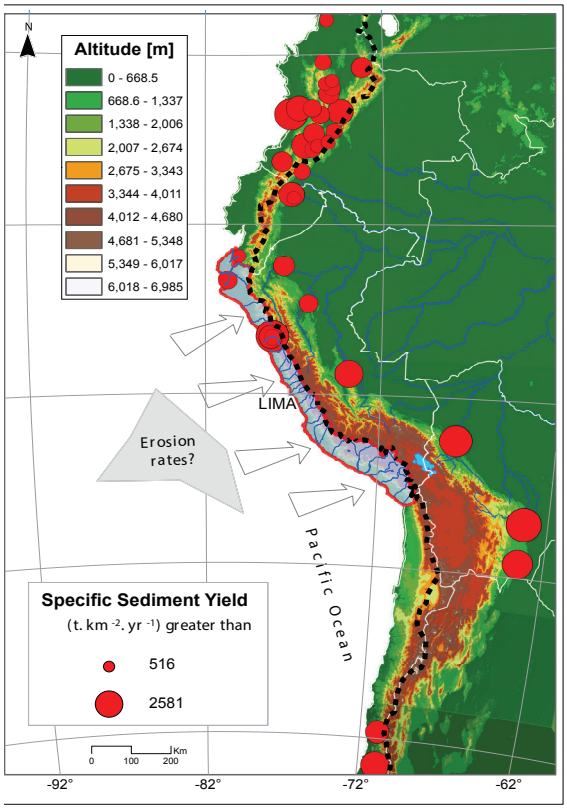


Figura 1. Recopilación de la distribución espacial de la producción de sedimentos a lo largo de los Andes hacia el piedemonte o la vertiente del Pacífico, Atlántico y Caribe. Los círculos en rojo están en proporción al caudal sólido específico; el centroide da la ubicación de la estación donde se monitorea la cuenca (Morera et al., 2013a). El área sombreada indica la ausencia del conocimiento de la transferencia de los sólidos a lo largo de los Andes occidentales.

una estrategia de muestreo a baja frecuencia. Mediante pruebas estadísticas comparamos los datos modelados y los observados al percentil de 25 y 75 y se observó una alta variabilidad temporal reflejada en un amplio rango de la desviación estándar que va desde 1.3 hasta 11.7 veces su magnitud. Los resultados indican que la estrategia de muestreo para las cuencas altoandinas estudiadas puede variar entre seis a doce días (moderado), lo cual produciría una subestimación del ~20% durante una estimación anual de la producción de sedimentos (SY). Por otro lado, para estimar la SY a nivel mensual y durante la época de lluvias (enero-abril) se requiere un intervalo de muestreo que va de uno a cinco días (intenso) y que incluiría un error de ± 40%. Sin embargo, para el periodo de estiaje (junio-setiembre) puede ser realizado una vez al mes, con un error del ± 45% y representa menos del 2% de la estimación de la SY a una escala anual. La caracterización de la estrategia de muestreo en época húmeda durante eventos El Niño extraordinarios (1982-83 y 1997-98), muestra que las frecuencias de muestreo antes mencionadas deben de reducirse a la mitad de tiempo (muestreo de intenso a automático), en el cual el error anual asciende a 300% (mayor información en Morera et al., 2013b).

Transporte de los flujos sólidos durante años normales

El presente año Morera (2014) cuantificó y caracterizó la señal de la magnitud y frecuencia del transporte de sedimentos desde los Andes hacia el Océano Pacífico. Las muestras de sedimentos fueron tomadas a la salida de veinte cuencas (638-16949 km^2), ubicadas entre los 2 y 18° de latitud sur. El análisis estadístico de las series diarias y subdiarias revela un fuerte gradiente latitudinal y longitudinal, con escorrentías que fluctúan entre 2.4 y 25.3 l.km^2. año^{-1}, así como un amplio rango de caudal sólido específico que va de 26 a 1948 t.km^2.año^{-1}. Los resultados señalan que hay una muy fuerte variación temporal de los flujos sólidos donde el material en suspensión muestra una respuesta inmediata a la escorrentía durante los picos de descarga. El análisis interanual entre la escorrentía y la producción de sedimentos indica una correlación que varía entre 0<r<9.0 (p<0.05) a lo largo del Pacífico.

Contribución de eventos El Niño extraordinarios a la erosión en cuencas de montaña

La transferencia de materiales sólidos desde las cabeceras de cuencas hacia las áreas costeras y/o mar refleja la denudación de los continentes y contribuye a nuevos depósitos ambientales.

Durante años normales la producción de sedimentos es influenciada por la presencia de montañas (pendiente y elevación), geología, cobertura vegetal, clima y actividad antrópica. Sin embargo, durante eventos El Niño, el movimiento de grandes volúmenes de sedimentos es frecuente y se presenta mediante un proceso de erosión rápido y dramático. Es así que, bajo estos escenarios se encuentran eventos catastróficos con mayor frecuencia (deslizamientos), debido al largo gradiente de energía potencial entre las partes altas y el piedemonte.

En el norte del Perú los caudales incrementan fuertemente durante los eventos El Niño. La resuspensión de los granos de sedimento finos del fondo del río con el aumento del caudal es la causa del mayor incremento de los sólidos suspendidos. Cuando esto sucede en series repetitivas el sedimento disponible en el lecho se irá agotando. Sin embargo, durante períodos de calma, los sedimentos del lecho se sustituyen por el depósito de sedimentos recién erosionados. Como resultado, una gran dispersión se observa a menudo en la relación a corto plazo entre la concentración de sedimento y la descarga del río. Este proceso causa en los datos una sucesión de curvas de histéresis en sentido horario, como se observa para la estación El Tigre (Figura 3). Para el caso específico de las cuencas en el norte y sur del Perú, lo antes mencionado se agrava considerando que los eventos de descarga críticos, muy frecuentes durante El Niño, removerán y transportarán el sedimento de la ladera de la cuenca y del lecho del río. Las arenas, limos y arcillas transportados por estos eventos intensos causarán la obstrucción de los poros del suelo afectando la permeabilidad del suelo e incrementando la escorrentía en toda la superficie de la cuenca. Otra característica de los El Niño extraordinarios es el incremento del área que participa en la SY, debido a la presencia de fuertes precipitaciones en la cuenca baja (zona árida y semiárida) que llegan a formar lagunas aluviales en la costa norte del Perú. En resumen, las tasas de erosión a lo largo de los Andes se incrementan en mayor orden debido a la alta frecuencia de los eventos de crecida extremos, los cuales, a la vez, activan la remoción del amplio *stock* de sedimentos disponibles en el lecho del río y las laderas.

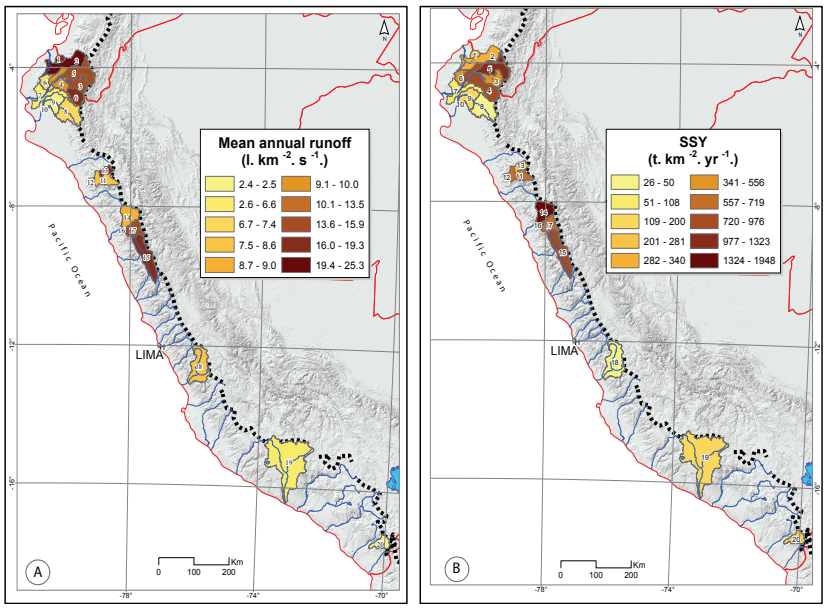


Figura 2. a) Fuerte gradiente latitudinal y longitudinal de la escorrentía en los Andes occidentales. b) Variabilidad espacial los flujos sólidos a lo largo de la costa del Perú; no guarda una clara relación espacial con la escorrentía. Se observa un fuerte gradiente longitudinal, con las mayores tasas de erosión en el norte y centro. Las tasas de erosión más bajas se encuentran en el sur durante años hidrológicos normales.

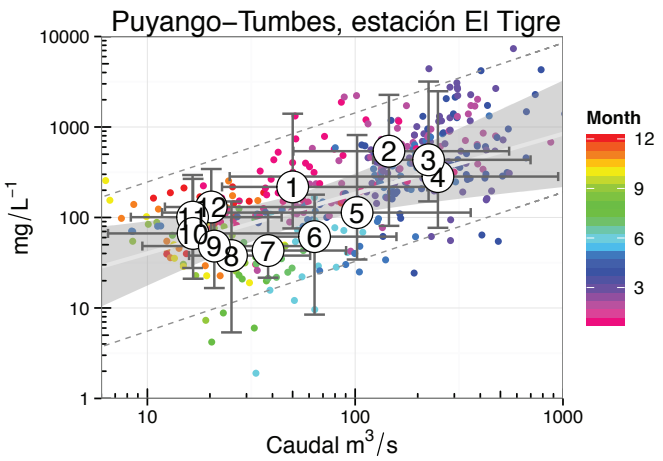
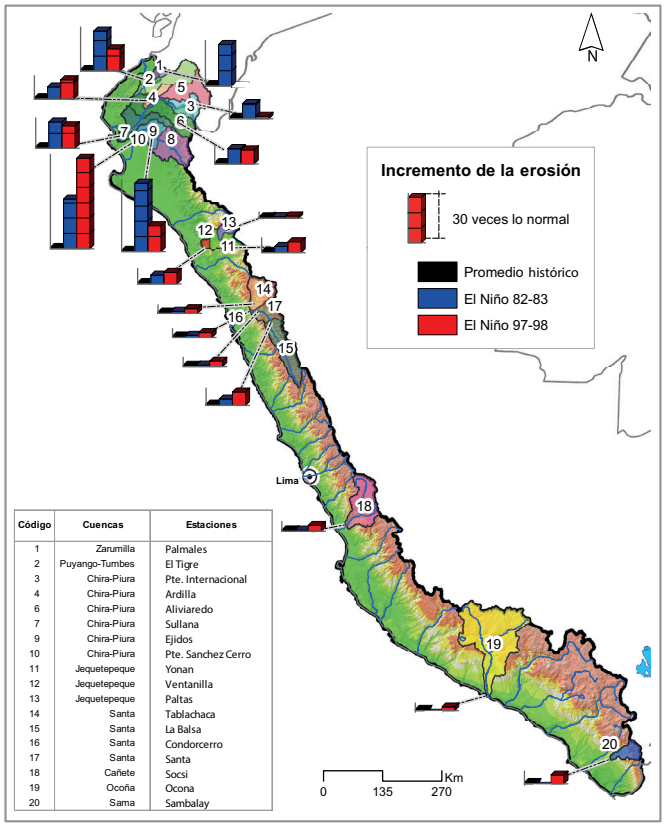


Figura 3. Correlación log-log entre los registros históricos del caudal líquido y la materia en suspensión de la cuenca Puyango-Tumbes a la altura de la estación hidrosedimentológica El Tigre. El color de los puntos indica el mes de registro. La numeración en los círculos blancos representa el promedio mensual de los registros. Las barras de error están calculadas en base al cuantil 5 y 95 de los datos mensuales. La línea central representa la relación entre el caudal y la materia en suspensión para el periodo (2004-2013) y las líneas punteadas representan las tendencias a un 10 y 90 percentil.



Código	Cuencas	Estaciones
1	Zarumilla	Palmales
2	Puyango-Tumbes	El Tigre
3	Chira-Piura	Pte. Internacional
4	Chira-Piura	Ardilla
6	Chira-Piura	Aliviaredo
7	Chira-Piura	Sullana
9	Chira-Piura	Ejidos
10	Chira-Piura	Pte. Sanchez Cerro
11	Jequetepeque	Yonan
12	Jequetepeque	Ventanilla
13	Jequetepeque	Paltas
14	Santa	Tablachaca
15	Santa	La Balsa
16	Santa	Condorcerro
17	Santa	Santa
18	Cañete	Socsi
19	Ocoña	Ocona
20	Sama	Sambalay

Figura 4. Variación espacial de la transferencia de los flujos sólidos normalizada en los Andes occidentales durante años normales y durante El Niño extraordinarios 1982-83 y 1997-98. Para el área en estudio se puede observar un fuerte gradiente longitudinal, con las mayores tasas en el norte y las menores tasas en el sur durante años hidrológicos normales.*

La Figura 4 muestra las tasas de erosión estimadas para el El Niño extraordinario 1982-1983 y 1997-1998 que fueron calculadas a partir de datos observados y estimadas a partir de la curva de gasto sólido. A pesar de la incertidumbre que genera, esta curva da un estimado de las masas de caudal sólido durante dichos eventos. La cuantificación de la producción de sedimentos durante los eventos El Niño extraordinarios muestra que las variaciones temporales son decisivas para el transporte de sedimentos a lo largo de la costa peruana. Las tasas actuales de erosión cambiarían fuertemente de 1 a 65 veces el promedio histórico**, encontrando las mayores tasas en el norte el Perú. Las tasas de erosión observadas en la Figura 4 para este evento marcan cifras críticas a nivel mundial. Finalmente, la variabilidad espacial es mucho más marcada en el norte del Perú.

Nuevo estado del arte de la sedimentología en el Perú

Documentar las tasas de erosión, sus patrones y procesos es crucial para la caracterización de su evolución en una región montañosa. Sin embargo, el principal reto para el estudio de los sedimentos es el registro y la disponibilidad de la información hidro-sedimentológica.

Recientes investigaciones corroboraron la importancia del aporte de las cuencas de montaña en el balance anual global del transporte de sedimentos fluviales (ej: Farnsworth y Milliman, 2003). En América del Sur la mayor producción de sedimentos (SY) proviene de los Andes (Gibbs, 1967; Guyot et al., 2007; Meade, 2007; Laraque et al., 2009), sin embargo, estudios del caudal sólido específico (SSY)*** a lo largo de los Andes muestran un gran vacío en el monitoreo y cuantificación del SSY en cuencas de los Andes occidentales (Figura 1). Por ejemplo, Pepin et al. (2013) cuantificaron los caudales específicos más elevados en los Andes orientales de Bolivia (río Beni) con un promedio de 3000 $t.km^2.año^{-1}$; Restrepo et al. (2006) para Colombia cuantificaron las tasas más elevadas en el río andino de Carare 2200 $t.km^2.año^{-1}$; Pépin et al., (2010) en los Andes chilenos en el río Maipo un máximo de 1780 $t.km^2.año^{-1}$ y Laraque et al. (2009) para el río Napo, en los Andes de Ecuador, 1577 $t.km^2.año^{-1}$; para el Perú, Morera et al. (2011) reportaron 2204 $t.km^2.año^{-1}$ para la cuenca del Tablachaca. Esta última estimación hace de la vertiente del Pacífico una zona interesante para la cuantificación de las tasas de erosión. No obstante dichos avances, en el Perú lo alcanzado en el transporte de sedimentos ha sido limitado en comparación con otras ramas de la hidrología. Recientemente una nueva e inédita base de datos de sedimentos a corto y largo alcance (1948-2012) fue puesta a disposición (Morera, 2014) con registros continuos de los niveles del río, aforos periódicos, registros de turbidez y material en suspensión (MES) horario. El monitoreo del área en estudio se realiza desde veinte estaciones de piedemonte (638-16949 km^2). Los resultados mostraron una alta variación temporal de los flujos de sedimentos donde el MES responde inmediatamente a la escorrentía durante las descargas pico. El análisis estadístico de

**Normalizada en base al promedio histórico del caudal sólido específico.*

***El promedio histórico no incluye los años El Niño 82-83 y 97-98.*

****SSY: el caudal sólido específico es la producción de sedimentos normalizada por el área de la cuenca.*

las series diarias y subdiarias indica un fuerte gradiente latitudinal y longitudinal, cuyos rangos de escorrentía varían de 2.4 a 25.3 $l.km^2.s^{-1}$; mientras que el caudal sólido específico presenta rangos mucho más críticos (26 a 1948 $t.km^2.año^{-1}$). Un análisis inter-anual entre la escorrentía y los caudales específicos sólidos (SSY) muestran un amplio rango de correlación $0<r<0.9$ ($p<0.05$) a lo largo de la vertiente del Pacífico. Por otra parte, la variación temporal y espacial de los flujos sólidos en el Perú se incrementa dramáticamente durante eventos extremos (ej. El Niño 1982-83 y 1997-98). Como consecuencia los caudales específicos sólidos se incrementan de 1 a 65 veces el promedio histórico anual, estas muestran un amplio rango de sensibilidad de erosión frente a eventos extremos a lo largo de los Andes occidentales.

Referencias

Aceituno, P., 1988: On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate, Monthly Weather Review, 116: 505-524, doi: 10.1175/1520-0493(1988)116<0505:OTFOTS>2.0.CO;2.

ANA, 2009: Política y Estrategia Nacional de Recursos Hídricos del Perú, Comisión técnica multisectorial.

de Vente, J., J. Poesen, G. Verstraeten, G. Govers, M. Vanmaercke, A. Van Rompaey, M. Arabkhedri, and C. Boix-Fayos, 2013: Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: Where do we stand?, Earth-Science Reviews, 127 (0): 16-29, doi: 10.1016/j.earscirev.2013.08.014.

Dietrich, W. E., and T. Dunne, 1978: Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain, Zeits, Geomorphology, 29, 191-206.

Farnsworth, K. L., and J. D. Milliman, 2003: Effects of climatic and anthropogenic change on small mountainous rivers: The Salinas River example, Global and Planetary Change, 39, 53-64, doi: 10.1016/S0921-8181(03)00017-1.

Garreaud, R., and P. Aceituno, 2001: Interannual rainfall variability over the South American Altiplano, Journal of Climate, 14, 2779-2789.

Gibbs, R. J., 1967: The geochemistry of the Amazon River system: Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the Suspended Solids, Geological Society of America Bulletin, 78, 1203-1232.

Gupta, A., 2007: Large Rivers Geomorphology and Management, England: John Wiley & Sons, LTd, 659.

Guyot, J. L., J. M. Jouanneau, L. Soares, G. R. Boaventura, N. Maillet, and C. Lagane, 2007: Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin, Catena, 71, 340-356.

Lagos, P., Y. Silva, E. Nickl, and K. Mosquera, 2008: El Niño - related precipitation variability in Peru, Advances in Geosciences, 14, 231-237, doi: 10.5194/adgeo-14-231-2008.

Laraque, A., C. Bernal, L. Bourrel, J. Darrozes, F. Christophoul, E. Armijos, P. Fraizy, R. Pombosa, and J. L. Guyot, 2009: Sediment budget of the Napo River, Amazon basin, Ecuador and Peru, Hydrological Processes, 23, 3509-3524, doi: 10.1002/hyp.7463.

Lavado, W., y J. C. Espinoza, 2014: Entendiendo los impactos de diferentes tipos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú, Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", Vol. 1, N°3, Marzo, Instituto Geofísico del Perú.

Marengo, J. A., J. Tomasella, and C. R. Uvo, 1998: Trends in streamflow and rainfall in tropical South America: Amazonia, eastern Brazil, and northwestern Peru, Journal of Geophysical Research, 103 (D2), 1775-1783, doi: 10.1029/97JD02551.

Meade, R., 2007: Large Rivers Geomorphology and Management, England: John Wiley & Sons, LTd, 45-64.

Meybeck, M., L. Laroche, H. H. Durr, and J.P.M. Syvistski, 2003: Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers, Global and Planetary Change, 39, 65-93.

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

Morera, S. B., 2014: Magnitud, frecuencia y factores que controlan los flujos sedimentarios desde los Andes centrales occidentales hacia el océano Pacífico peruano, Doctoris Philosophiae, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Peru, 176.

Morera, S. B., T. Condom, A. Crave, P. Vauchel, and C. Galvez, 2011: Erosion rates and dynamics flow of sediments over the Santa River Basin in Peru, Revista Peruana geo-atmosférica, Geo-Armosférica, 3, 25-37.

Morera, S. B., T. Condom, P. Vauchel, J. L. Guyot, C. Galvez, and A. Crave, 2013a: Pertinent spatio-temporal scale of observation to understand suspended sediment yield control factors in the Andean Region: the case of the Santa River (Peru), Hydrology and Earth System Sciences, 17, 4641-4657, doi: 10.5194/hess-17-4641-2013.

Morera, S. B., A. Mejia-Marcacuzco, J. L. Guyot, C. Gálvez, F. Salinas, M. Collas, and E. Ingol-Blanco, 2013b: Uncertainty in Suspended Sediment Load Estimates for Mountain Rivers. Case of Study of Central Andes in Peru, Paper presented at the World Environmental and Water Resources Congress, Cincinnati, Ohio. 3216-3225, doi: 10.1061/9780784412947.318.

Pépin, E., S. Carretier, J. L. Guyot, and F. Escobar, 2010: Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation, Hydrological Sciences Journal, 57 (7), 1190-1205.

Pépin, E., J. L. Guyot, E. Armijos, H. Bazan, P. Fraizy, J. S. Moquet, L. Noriega, W. Lavado, R. Pombosa, and P. Vauchel, 2013: Climatic control on eastern Andean denudation rates (Central Cordillera from Ecuador to Bolivia), Journal of South American Earth Sciences, 44, 85-93, doi: j.jsames.2012.12.010.

Raje, D., and P. P. Mujumdar, 2010: Reservoir performance under uncertainty in hydrologic impacts of climate change, Advances in Water Resources, 33, 312-326, doi: 10.1016/j.advwatres.2009.12.008.

Rao, B., C. Santo, and S. Franchito, 2002: A Diagnosis of Rainfall over South America during the 1997/98 El Nino Event. Part I: Validation of NCEP NCAR Reanalysis Rainfall Data, Journal of Climate, 15, 502-511.

Restrepo, J. D., P. Zapata, J. M. Díaz, J. Garzón-Ferreira, and C. García, 2006: Fluvial fluxes into the Caribbean Sea and their impact on coastal ecosystems: The Magdalena River, Colombia, Global and Planetary Change, 50, 33-49, doi: 10.1016/j.gloplacha.2005.09.002.

Soden, B., 2000: The Sensitivity of the Tropical Hydrological Cycle to ENSO, Journal of Climate, 13, 538-549.

Takahashi, K., 2014: Variedades de El Niño, Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", Vol. 1, N°2, Febrero, Instituto Geofísico del Perú.

Thomas, R., and M. Meybeck, 2003: The use of particulate material Water Quality Assessments: A guide to the use of biota, sediments and water in environmental monitoring, London and New York: UNESCO, WHO & UNEP, 626.

Tote, C., G. Govers, S. Van Kerckhoven, I. Filiberto, G. Verstraeten, and H. Eerens, 2011: Effect of ENSO events on sediment production in a large coastal basin in northern Peru, Earth Surface Processes and Landforms, 36, 1776–1788, doi: 10.1002/esp.2200.

Woodman, R., y 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", Vol. 1, N°6, Junio, Instituto Geofísico del Perú.

Entendiendo los impactos de diferentes tipos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú

Ph. D. Waldo S. Lavado Casimiro
Encargado de la Dirección de Hidrología Aplicada del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología

Ph. D. en Hidrología de la Université Paul Sabatier Toulouse III, Toulouse, Francia e Ingeniero Agrícola y M. Sc. en Ingeniería de recursos hídricos de la Universidad Nacional Agraria La Molina (UNALM). Actualmente es encargado de la Dirección de Hidrología Aplicada del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), donde se desempeña como especialista en climatología e hidrología. Forma parte del Observatorio de Investigación en medio ambiente ORE-HYBAM, sobre los grandes ríos amazónicos. Es autor y revisor de diversos artículos científicos de revistas indexadas nacionales e internacionales y recientemente su investigación está enfocada en el modelado hidrológico, estudios hidro-climáticos y en aplicación de herramientas de sensoramiento remoto en hidrología.

Introducción

A nivel internacional, el fenómeno El Niño es considerado como el primer modo de variabilidad climática interanual tanto en los trópicos como a escala global (Ropelewski y Halpert, 1987). Durante las últimas décadas, algunos autores han descrito los impactos de los eventos El Niño sobre las lluvias en el Perú, generalmente enfocándose en regiones específicas y con un número limitado de estaciones pluviométricas. Estos estudios han mostrado que si bien las lluvias en la costa norte están estrechamente relacionadas con la temperatura superficial del mar (TSM) costera (ej. Woodman, 1999; Takahashi, 2004), los comportamientos de las precipitaciones en los Andes presentan correlación inversa, aunque moderada, pero mayormente con la TSM en el Pacífico ecuatorial central (Lagos et al., 2008; Silva et al., 2008; Lavado et al., 2012). Debido a esto, los impactos de El Niño y La Niña en el Perú dependerán del tipo de estos eventos (ver Takahashi et al., 2011 y Takahashi, 2014).

Adicionalmente, recientes trabajos han documentado el rol de La Niña y teleconexiones atmosféricas asociadas en las intensas precipitaciones y elevados caudales en la cuenca amazónica peruana (Espinoza et al., 2012; Espinoza et al., 2013). Los autores muestran que las teleconexiones de las condiciones frías en el Pacífico central asociadas a La Niña generan un incremento del transporte de humedad proveniente del Atlántico tropical norte y del Mar Caribe hacia el oeste de la cuenca amazónica. Estos mecanismos se traducen en un incremento de la convergencia del transporte de humedad en dicha zona, como ocurrió durante noviembre 2011 y abril de 2012, produciendo el caudal más elevado que se tenga registro en el río Amazonas.

En el presente artículo se sintetiza el estado del conocimiento sobre la influencia de los diferentes tipos de El Niño y La Niña en las lluvias en el Perú a la escala anual. En números posteriores de este boletín se profundizará este tema en detalles, como la estacionalidad de los impactos de El Niño/La Niña, sus efectos no-lineales, etc.

Índices de El Niño/La Niña y las lluvias a nivel nacional

En el estudio de Lagos et al. (2008) se utilizaron datos de estaciones pluviométricas en aeropuertos proporcionados por CORPAC y se calcularon correlaciones con los índices de TSM tradicionales, denominados Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 y Niño 4, donde la primera es adyacente a la costa de Perú y las demás corresponden a regiones del Pacífico ecuatorial cada vez más alejadas de la costa. Considerando

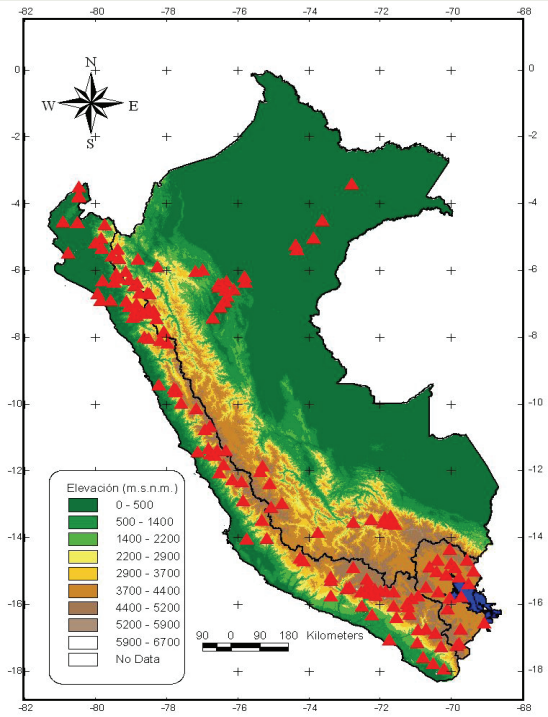


Figura 1. Ubicación de las estaciones pluviométricas utilizadas en el presente estudio (85 estaciones en la vertiente del Pacífico, 49 en la vertiente del río Amazonas y 21 en la vertiente del lago Titicaca). La información es disponible para el periodo 1965-2007.

Ph. D. Jhan Carlo Espinoza
Investigador Científico del
Instituto Geofísico del Perú

Ph.D. en Ciencias del Medio Ambiente de la Université Pierre et Marie Curie, París, Francia e Ingiero Agrícola y M.Sc. en Ingeniería de recursos hídricos de la Universidad Nacional Agraria La Molina (UNALM). Actualmente es investigador científico en el Instituto Geofísico del Perú (IGP), donde se desempeña como especialista en clima e hidrología de la cuenca amazónica. Es autor de numerosos artículos científicos y es revisor de revistas internacionales. Desde 2004 forma parte del Observatorio de Investigación en medio ambiente ORE-HYBAM y recientemente su investigación está enfocada en la dinámica del clima y sus impactos en los eventos hidrológicos extremos en la región tropical y en la cuenca del río Amazonas.

los índices Niño 1+2 y 4, se obtuvieron mapas de correlación similares, correlaciones positivas en la costa norte y negativas en el Altiplano, lo cual refleja que estos índices Niño tienen similitudes en sus comportamientos. Sin embargo, las correlaciones son mayores en la costa norte con Niño 1+2 y en el Altiplano con Niño 4, lo cual sugiere que estos impactos son los más directos.

Lavado y Espinoza (2014) revisitaron el problema utilizando una base de datos pluviométrica bastante más extensa constituida de 155 estaciones del Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), para el periodo 1965-2007, distribuidas en las tres vertientes hidrográficas del Perú (Figura 1): 85 sobre la vertiente del Pacífico (VP), 21 sobre la vertiente del Titicaca (VT) y 49 sobre la vertiente Amazónica (VA). Además, con la finalidad de discriminar bien la influencia de diferentes regiones en el Pacífico ecuatorial sobre la variabilidad pluviométrica en el territorio peruano, los autores usaron dos índices oceánicos recientemente definidos que sintetizan la variabilidad del Pacífico ecuatorial central (índice C) y la del Pacífico ecuatorial oriental (índice E) y que son, por construcción, no correlacionados entre sí (Takahashi et al., 2011; datos en http://www.met.igp.gob.pe/datos/EC.txt). Los resultados de Lavado y Espinoza (2014) muestran que existe una correlación directa y significativa al 95% entre el calentamiento costero (índice E) y las lluvias a lo largo de toda la costa peruana, pero también en los Andes occidentales en la parte norte, mas no en el resto de la región andina (Figura 2a). Por otro lado, la correlación es inversa y significativa al 95% entre el calentamiento en el Pacífico central (índice C) y las lluvias en todos los Andes occidentales, así como en algunas estaciones en el Altiplano y los Andes orientales (Figura 2b). Estos resultados indican que El Niño costero (valores positivos del índice E) está asociado a más lluvia de lo normal en toda la región costera y los Andes nor-occidentales, mientras que El Niño en el Pacífico central (índice C positivo) se relaciona con menos lluvia de lo normal en la región andina y amazónica. Los impactos de un evento El Niño costero y un evento El Niño central son opuestos en los Andes nor-occidentales, por lo que el resultado neto de un evento El Niño dependerá del patrón

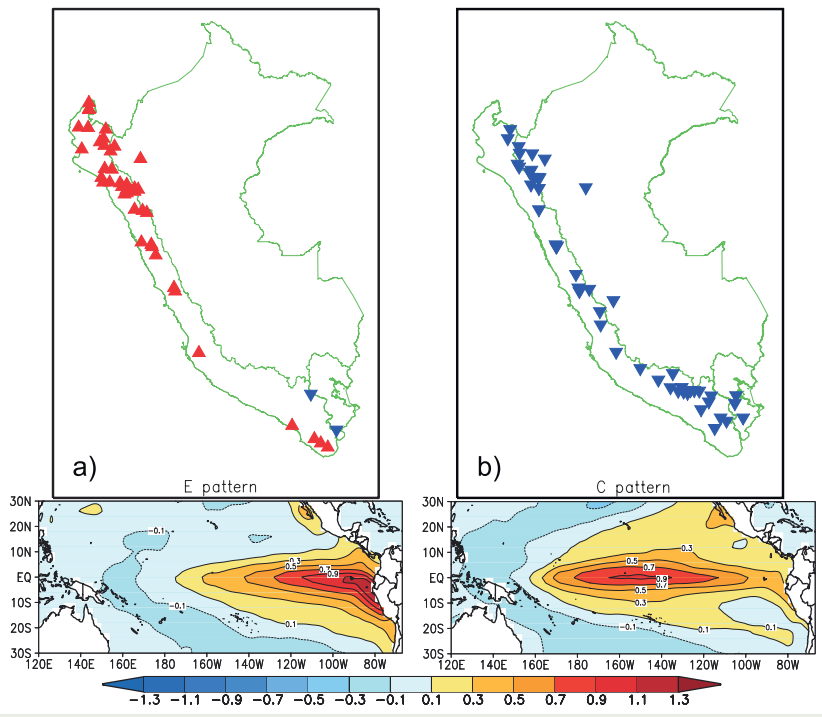


Figura 2. Correlaciones significativas al 95% entre las lluvias anuales y los valores medio anuales de a) índice E y b) índice C. Los triángulos rojos representan correlaciones positivas y los triángulos azules representan correlaciones negativas. Abajo se observan los patrones de anomalía de TSM (˚C) correspondientes a un valor unitario del índice E (izquierda) y C (derecha). Para mayores detalles sobre los índices E y C, ver Takahashi (2014) y Takahashi et al. (2011).

espacial del calentamiento del mar, que es más diverso de lo que antes se pensaba (ver Takahashi, 2014).

Principales modos de variabilidad pluviométrica interanual y anomalías de temperatura superficial del mar

Otro enfoque para entender los patrones espaciales de las variaciones de las lluvias es la técnica de componentes principales (CPs) o funciones ortogonales empíricas (EOF, Dillon and Goldstein, 1984). Lavado y Espinoza (2014) usaron los datos pluviométricos de SENAMHI y aplicaron la técnica de CPs con el objetivo de identificar los principales modos de la variabilidad espacio-temporal de las lluvias en el Perú durante el periodo 1965-2007. Adicionalmente, los autores relacionaron las principales CPs con la variabilidad de la TSM del Pacífico ecuatorial utilizando tanto los índices E y C, como la TSM global y el Índice de Oscilación Sur (IOS). El IOS representa variaciones atmosféricas de gran escala en el Pacífico y normalmente se relaciona con El Niño central.

Lavado y Espinoza (2014) muestran que el principal modo de variabilidad de las lluvias (CP-1, Figura 3a) explica el 37% de la variancia de las precipitaciones y está asociado a las variaciones de la TSM en el Pacífico este (Figura 3c), en particular a las fuertes anomalías positivas ocurridas en los dos eventos El Niño extraordinarios (1983 y 1998), durante los cuales se produjeron:

i) Abundantes lluvias en la costa peruana, especialmente en la costa Norte (Figura 3b). Este fenómeno ha sido tradicionalmente asociado con una alta anomalía positiva de la TSM de la región cercana a la costa norte y un incremento de vientos del oeste de bajo nivel sobre la costa norte del Perú, lo cual favorece la convección en el flanco oeste de los Andes (Takahashi et al., 2004).

ii) Menos precipitación en la cuenca amazónica (Figura 3b) asociada a un debilitamiento de los vientos alisios del noreste y un incremento del Low-Level Jet al este de los Andes (Marengo et al., 2004), lo cual produce una divergencia del flujo de humedad en el oeste de la cuenca amazónica, como mostrado en Espinoza et al. (2011) para el caso de 1998.

Por otro lado, el segundo modo de variabilidad de las precipitaciones (CP-2) explica el 25% de la varianza total de las lluvias en el Perú (Figura 3d). Los valores altos de CP-2 están asociados a condiciones más frías de lo normal en en el Pacífico ecuatorial central (eventos La Niña, Figura 3f).

Estos eventos producen más lluvias de lo normal en los Andes y en la cuenca amazónica (Figura 3e). Además, valores altos del CP-2 corresponden a años de crecidas excepcionales del río Amazonas (1971, 1986, 1989, 1999) como fue documentado en Espinoza et al. (2013). Condiciones frías en el Pacífico ecuatorial central, asociadas a La Niña, influencian las precipitaciones de la cuenca amazónica mediante procesos de teleconexión y generan un tren de ondas en la altura de geopotencial a 850 hPa, con anomalías positivas sobre el sur y norte del Atlántico. Estas anomalías favorecen una mayor entrada de humedad hacia el oeste de la cuenca amazónica y una retención de los vientos húmedos en la Amazonía peruana, generando una mayor convergencia de humedad sobre esta región (Espinoza et al., 2013).

Lavado y Espinoza (2014) muestran también que la correlación entre el IOS y el CP1 resulta relativamente modesta (r=-0.42), mientras que la variación en la TSM del Pacífico este, sintetizada por el índice E, explica considerablemente mejor la variabilidad del CP-1 (r=0.86). Para el caso del CP2, ambos índices IOS y la variación de la TSM del Pacífico central, sintetizada por el índice C, muestran una moderada correlación con la variaciones del CP-2 (r=0.59 y r=-0.53, respectivamente).

En conclusión, las investigaciones previas orientadas a entender los impactos de El Niño/La Niña en las lluvias en el Perú muestran la importancia de considerar al menos estas dos variedades de El Niño (tipo E y tipo C) para comprender los impactos que puede tener este fenómeno en las lluvias a nivel nacional. Asimismo, los índices E y C resultan atractivos para sintetizar la variabilidad de la TSM en el Pacífico y el índice E está bien correlacionado con el principal modo de variabilidad de las precipitaciones en el Perú. Las correlaciones entre la variabilidad de las lluvias en la región andina, la VT y la VA, con el IOS y el índice C no alcanzan valores muy altos, lo cual sugiere que existen otros factores climáticos (no necesariamente en el Pacífico) que podrían explicar la variabilidad pluviométrica en estas regiones.

Recientemente, diversos estudios muestran que existen otros componentes regionales que presentan teleconexiones significativas con las lluvias en el Perú, como por ejemplo la TSM en el Atlántico tropical (Silva et al., 2008; Espinoza et al., 2009, Espinoza et al., 2011 y Lavado et al., 2012), y, en conjunto con la circulación atmosférica, permiten explicar los extremos hidrológicos en la región andina y en la cuenca amazónica peruana. Estos temas serán tratados en detalle en números posteriores del presente boletín.

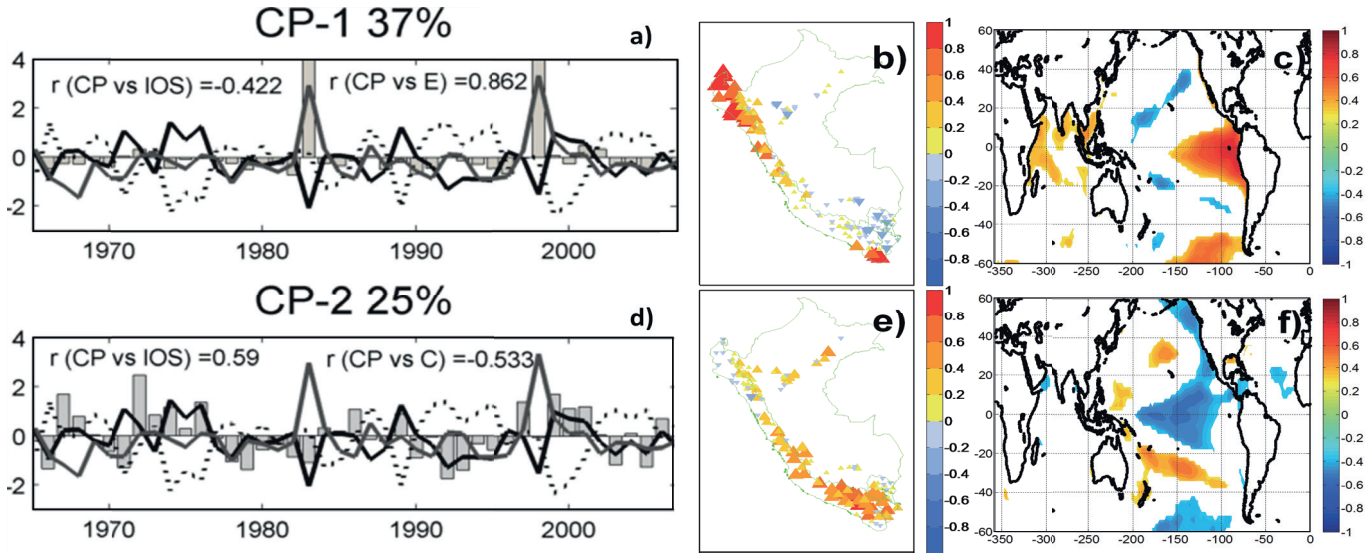


Figura 3. Valores anuales (septiembre a agosto) para el período 1965-2006 de a y d) Componentes principales 1 y 2 (barras grises) versus IOS (línea negra), E (línea gris) y C (línea punteada), solo los r (coeficiente correlación) significativos son mostrados; b y e) muestran "loadings" de los componentes principales en cada estación de precipitación utilizada; c y f) muestran correlaciones significativas entre los componentes principales y la temperatura superficial del mar (TSM).

Referencias

Dillon, W., and M. Goldstein, 1984: Multivariate Analysis. Methods and applications, John Wiley and Sons editors, 157-186.

Espinoza, J. C., J. Ronchail, J. L. Guyot, N. Filizola, L. Noriega, C. W. S. Lavado, R. Pombosa, 2009: Spatio – Temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador), International Journal of Climatology, 29: 1574-1594.

Espinoza, J. C., J. Ronchail, J. L. Guyot, C. Junquas, P. Vauchel, C. W. S. Lavado, G. Drapeau, R. Pombosa, 2011: Climate variability and extremes drought in the upper Solimões River (Western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought, Geophysical Research Letters, 38 L13406, doi:10.1029/2011GL047862.

Espinoza, J. C., J. Ronchail, J. L. Guyot, C. Junquas, P. Vauchel, C. W. S. Lavado, G. Drapeau, R. Pombosa, 2012: From drought to flooding: understanding the abrupt 2010-2011 hydrological annual cycle in the upper Solimões River (Western Amazon basin), Environmental Research Letters, 7 (2): 024008, doi:10.1088/1748-9326/7/2/024008.

Espinoza, J. C., J. Ronchail, F. Frappart, C. W. S. Lavado, W. Santini, J. L. Guyot, 2013: The major floods in the Amazonas River and tributaries (Western Amazon basin) during the 1970 – 2012 period: A focus on the 2012 flood, Journal of Hydrometeorology, doi: 10.1175/JHM-D-12-0100.1.

Lagos, P., Y. Silva, E. Nickl, and K. Mosquera, 2008: El Niño-related precipitation variability in Perú, Adv. Geosci., 14: 231-237.

Lavado, C. W. S., J. Ronchail, D. Labat, J. C. Espinoza, J. L. Guyot, 2012: A basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969-2004) Pacific, Titicaca and Amazonas drainages, Hydrological Sciences Journal, 57(4):1-18, doi:10.1080/02626667.2012.672985.

Lavado, C. W. S., y J.C. Espinoza, 2014: Impactos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú (1965-2007), Revista Brasilera de Meteorologia, aceptado.

Marengo, J. A., W. Soares, C. Saulo, and M. Nicolini, 2004: Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP– NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability, J. Climate, 17, 2261–2280.

Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert, 1987: Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with the El Niño Southern Oscillation, Monthly Weather Review, 115(8): 1606-1626.

Silva, Y., K. Takahashi, R. Chávez, 2008: Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes), Advances In Geosciences, 14: 261–264.

Takahashi, K., 2004: The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997 — 1998 and 2002 El Niño, Annales Geophysicae, 22: 3917–3926.

Takahashi, K., 2014: Variedades de El Niño, Boletín mensual "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", Vol. 1, No. 2, Febrero, Instituto Geofísico del Perú, 4-7.

Takahashi, K., A. Montecinos, K. Goubanova, and B. Dewitte, 2011: ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño, Geophys. Res. Lett., 38, L10704, doi: 10.1029/2011GL047364.

Woodman, R. F., 1999: Modelo estadístico de pronóstico de las precipitaciones en la costa norte del Perú. El Fenómeno El Niño. Investigación para una prognosis, 1er encuentro de Universidades del Pacífico Sur: Memoria, 93–108, Piura-Perú.

La estacionalidad del impacto de El Niño en las lluvias en el Perú

Ph. D. Yamina Silva Vidal
Investigador Científico del Instituto Geofísico del Perú

Ph.D. en Física y Matemática, M. Sc. en Ingeniería e Ingeniera Meteoróloga por el Instituto Estatal de Hidrometeorología de Rusia, San Petersburgo, Rusia. Actualmente es Investigadora Científica en el Instituto Geofísico del Perú (IGP), y se desempeña en el área de Investigación en Variabilidad y Cambio Climático como especialista en clima y microfísica atmosférica en los Andes. Desde el año 2003, su trabajo está concentrado principalmente en estudiar la variabilidad del clima en diferentes escalas de tiempo, desde la variabilidad estacional, intraestacional, interanual, decadal y cambio climático. La zona donde ha desarrollado sus principales estudios y publicaciones es los Andes peruanos. Su interés radica principalmente en entender las causas y origen de las variaciones en el clima del Perú. Además, desde el año 2001 se desempeña como docente en la Sección de Geografía y Medio Ambiente de la Pontificia Universidad Católica del Perú (PUCP) y es miembro del Instituto de Ciencias de la Tierra, Naturaleza y Energías Renovables (INTE) de la PUCP.

Introducción

Las lluvias en el Perú están caracterizadas por una fuerte estacionalidad, principalmente en las zonas andinas, donde estas inician en el mes de setiembre y aumentan paulatinamente hasta alcanzar los valores máximos en los meses de verano (enero-marzo) para descender bruscamente en el mes de abril (IGP, 2005; Lagos et al., 2008; Silva et al., 2008). Los meses de mayo-agosto son meses de escasas lluvias y en algunas zonas no se presentan precipitaciones. Por otro lado, la costa peruana se caracteriza por ser muy seca durante todo el año, a excepción de Tumbes que presenta lluvias en los meses de verano. Sin embargo, durante años El Niño las precipitaciones pueden ser extremas en esta región, mientras que en la selva peruana llueve todo el año, pero siempre más intenso en los meses de verano (Woodman, 1999; Takahashi, 2004; Lagos et al., 2008; Lavado and Espinoza, 2014; Woodman y Takahashi, 2014).

Es ampliamente conocido, que el calentamiento de la superficie del mar frente a la costa norte del Perú (región Niño 1+2) produce precipitaciones extremas en esta región del país (Woodman, 1999; Takahashi, 2004), así como el calentamiento del mar en el Pacífico Ecuatorial Central (por ej., en la región Niño 3.4) inhibe las precipitaciones en la sierra central y sur del Perú (Lagos et al., 2008). Sin embargo es poco discutido el hecho de que el impacto de El Niño/ La Niña en las lluvias en Perú tiene una importante estacionalidad, es decir el impacto en las lluvias dependerá de la estación del año en que ocurra el calentamiento o enfriamiento en el mar. Es por ello, que en el presente documento se hace un breve resumen del impacto de la variabilidad de la temperatura superficial del mar (TSM) en las lluvias en Perú durante el inicio de la temporada de lluvias, (octubre-diciembre) y el pico de la estación de lluvias (enero-marzo), según las estadísticas basadas en datos de estaciones pluviométricas.

El Niño y las precipitaciones en el Perú

La relación entre las variaciones de la TSM y las lluvias en el Perú registradas en las estaciones de CORPAC fue analizada por Lagos et al. (2008) mediante la correlación lineal de estas últimas con los índices El Niño en las regiones Niño 1+2, Niño 3, Niño 3.4 y Niño 4. Los resultados indicaron que la relación entre la TSM y las lluvias en el Perú presentan alta variabilidad temporal, a lo largo del año, así como espacial, debido a la compleja geografía del territorio peruano, en la que se identifican claramente tres subregiones: costa norte, sierra central y sierra sur. Las correlaciones más altas se obtienen principalmente en los meses de verano. La fracción de la variabilidad (varianza) interanual de las lluvias explicada por El Niño/La Niña para la costa norte (Tumbes) alcanza hasta alrededor de 80%, mientras que en la sierra, en el mejor de los casos, es apenas del orden del 36%. Similarmente, Lavado y Espinoza (2014), utilizando el Índice de Oscilación del Sur (IOS), encuentran una señal del El Niño/La Niña sólo en la costa norte y la vertiente del Titicaca (sierra sur). Estos autores también utilizaron otros índices oceánicos, el índice C que describe la

variabilidad del Pacífico Ecuatorial Central y el índice E para el Pacífico Ecuatorial Oriental (Takahashi et al., 2011), que en principio separan mejor los efectos de las diferentes regiones del Pacífico, pero limitan el análisis al acumulado anual de precipitaciones. Sin embargo, sus resultados fueron consistentes con los de Lagos et al. (2008), que se describirán a continuación.

Precipitaciones en el inicio de la temporada

Para el mes de octubre, las correlaciones entre la TSM en las tres regiones El Niño y las lluvias en el Perú no muestran valores significativos. Similarmente se ha encontrado para la cuenca del Mantaro: no hay relación entre El Niño y las lluvias durante el inicio de la temporada, es decir los meses de octubre a diciembre (Silva et al., 2008). Si se considera solo los años cálidos (El Niño) no hay correlación, sin embargo para los años fríos (La Niña) existe una ligera correlación inversa para Cajamarca y Huaraz (Lagos el at., 2008).

Como se mencionó líneas arriba, en noviembre resalta la correlación positiva tanto en la costa norte como en la sierra central y sur. Aunque los valores de la correlación no son significativos, es importante resaltar el patrón: calentamiento/enfriamiento en el Pacífico Oriental (región Niño 1+2) se asocia a más/menos precipitaciones en la costa norte; calentamiento/enfriamiento en el Pacífico Occidental (región Niño 4) se asocia a más/menos precipitaciones en la sierra sur (Altiplano), como se puede apreciar en la Figura 1. En este mes, al igual que para octubre, las correlaciones son significativas en la sierra y selva norte, si se consideran solo los años fríos (Lagos et al., 2008). Para el mes de diciembre, ya entrando el verano, las correlaciones (directas) entre la TSM de la región Niño 1+2 y las lluvias en la costa y sierra norte se hacen más significativas.

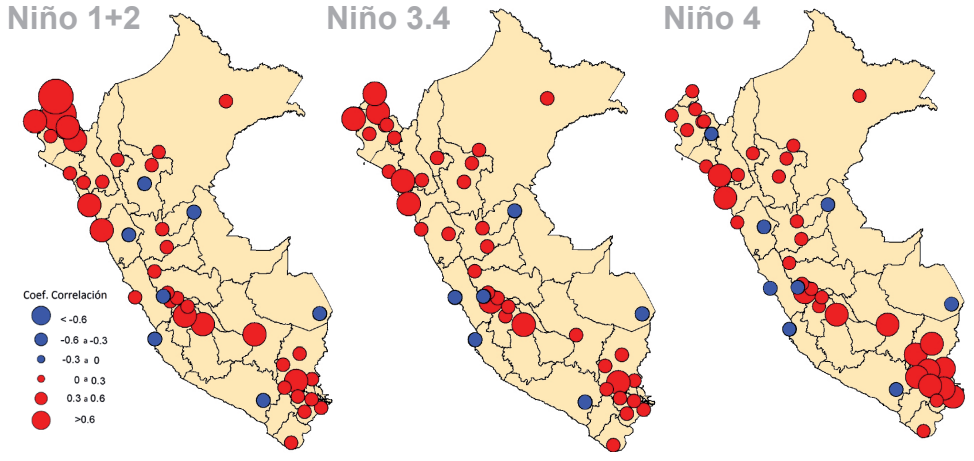


Figura 1. Correlación entre las lluvias y la TSM en la región del Pacifico Oriental (Niño 1+2), Central (Niño 3.4) y Occidental (Niño 4) para el mes de noviembre. Adaptado de Lagos et al. (2008).

Precipitaciones en el pico de la temporada

Los meses de verano, que son el pico de las lluvias en todo el Perú, presentan una correlación positiva entre la TSM de la región Niño 1+2 y las lluvias en la costa norte, siendo esta más significativa en el mes de febrero (ver Woodman y Takahashi, 2014). Sin embargo, la correlación es menor cuando se considera la región Niño 3.4 y casi nula en el caso de la región Niño 4. Por otro lado, para la sierra central y sur, la correlación es inversa y se hace más significativa a medida que se consideran el Pacífico Central y Occidental, esto ocurre principalmente en febrero (Figura 2).

Lagos et al. (2008) concluye que el patrón para el verano, principalmente en febrero, es el siguiente: un calentamiento en el Pacífico Oriental (región Niño 1+2) genera precipitaciones en la costa norte de Perú; un calentamiento en el Pacífico Central y Occidental, principalmente este último, genera déficit de presiones en la sierra central y sur, tal como indican las correlaciones negativas en la Figura 2.

Para el mes de marzo, las correlaciones disminuyen ligeramente en magnitud, manteniendo el mismo patrón que febrero, pero con valores inferiores.

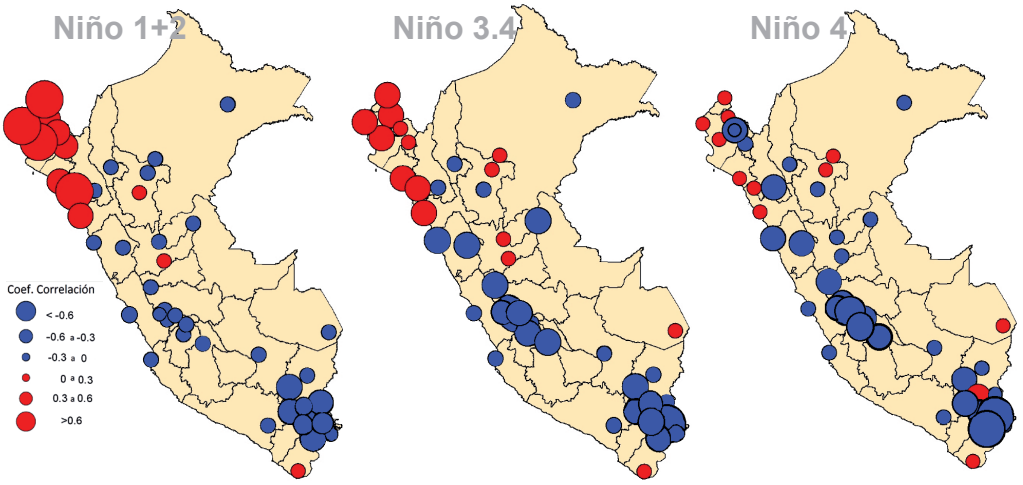


Figura 2. Similar a la Figura 1, pero para el mes de febrero. Adaptado de Lagos et al. (2008).

Efectos del Atlántico

En Silva et al. (2008) se analiza la relación entre las variaciones de la TSM en el Pacífico Central y Occidental (regiones Niño 3 y Niño 4) y el Atlántico Norte y Sur con la precipitación mensual en la cuenca del Mantaro, encontrándose una relación significativa sólo en el mes de febrero con el Niño 4 y para el mes de marzo con la TSM del Atlántico Tropical Sur, con mayor grado con el gradiente entre el Atlántico Norte y Sur (STA-NTA), según se observa en la Figura 3. Estos resultados, similarmente a lo descrito por Lagos et al. (2008), hacen referencia a que sólo las lluvias de verano (principalmente febrero) están relacionadas a la variabilidad de la TSM en el océano Pacífico y Atlántico. El periodo de inicio de la temporada de lluvias en la sierra peruana en general y en la cuenca del Mantaro en particular, entre octubre-diciembre, no tiene relación ni con el Pacífico ni con el Atlántico.

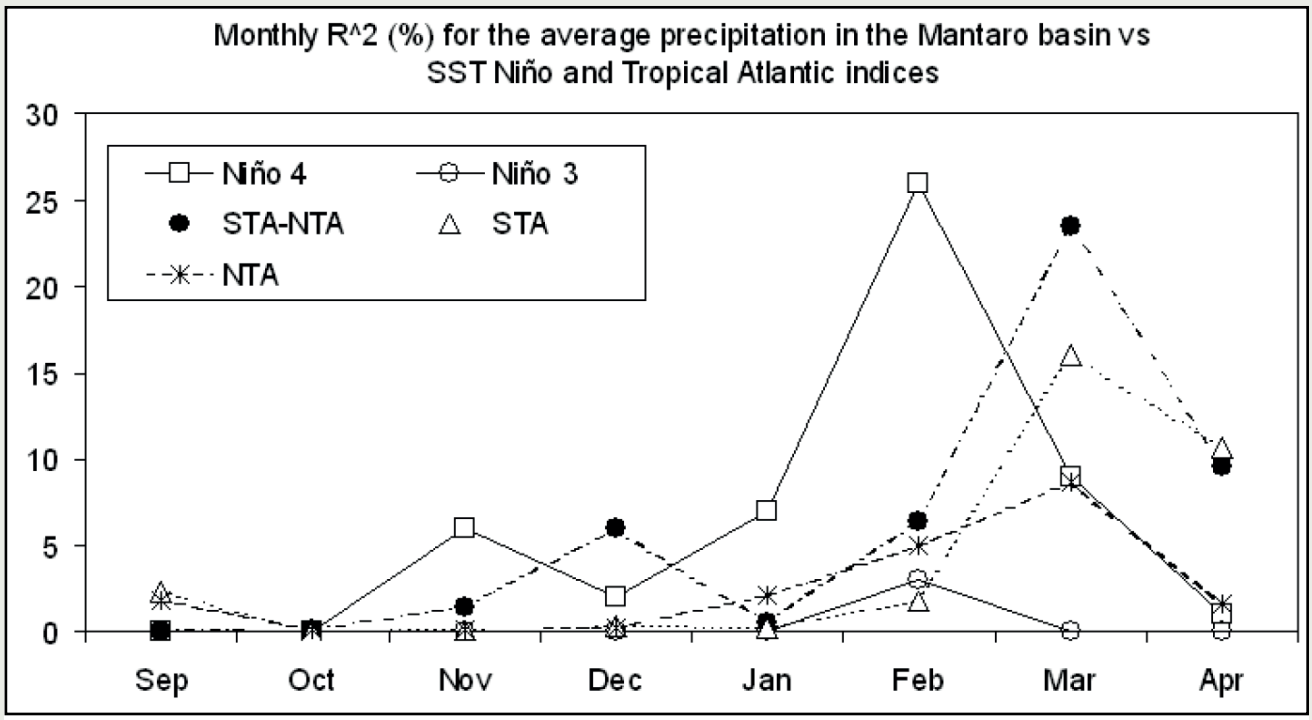


Figura 3. Porcentaje de varianza de la precipitación mensual en la cuenca del Mantaro, explicada por las variaciones en el Pacífico (región Niño 3 y Niño 4) y el Atlántico (STA- Atlántico Tropical Sur, NTA-Atlántico Tropical Norte, y STA-NTA gradiente entre ambos), Silva et al. (2008).

El rol del Atlántico en las lluvias en la Amazonía ha sido descrito por Espinoza (2014), donde las sequías extremas están asociadas a condiciones anómalamente cálidas en el océano Atlántico Tropical Norte durante el otoño e invierno, mientras que los eventos El Niño en el Pacífico Central tienden a reducir las precipitaciones en la Amazonía peruana. Se indica que la mayor sequía registrada desde 1970 (septiembre 2010) fue producida por la influencia combinada de ambos océanos: El Niño durante el verano y anomalías cálidas en el Atlántico Tropical Norte durante el otoño e invierno. Por otro lado, las inundaciones, están asociadas a condiciones frías en el Pacífico Tropical Central (La Niña) y a condiciones más frías de lo normal en el océano Atlántico Tropical Norte durante los meses de verano.

Conclusiones y recomendaciones

Los datos históricos nos indican que existe una alta correlación entre las lluvias de la costa norte (principalmente en Tumbes y Piura) y la TSM frente a la costa norte de Perú (región Niño 1+2) durante los meses de verano. Esta relación es directa y significativa para los años cálidos. Dicho modelo es usado actualmente para predecir las lluvias en esta región con cierta certeza.

Para la sierra sur y central, si bien existe una correlación inversa entre la TSM en la región Niño 3.4 y las lluvias de verano en esta zona del Perú, es importante mencionar que las mejores correlaciones se obtienen con el Pacífico Occidental (región Niño 4), por lo que se recomienda monitorear esta región del Pacífico a fin de estimar los posibles impactos en las lluvias.

El mes de noviembre presenta un patrón distinto al de los meses de verano. Si bien muestra una correlación positiva entre la TSM en la región Niño 1+2 y las lluvias en la costa norte, en el caso de la sierra central y sur es positiva en lugar de negativa. Es necesario un estudio a mayor detalle a fin de explicar la dinámica de la circulación atmosférica que sería causante del cambio estacional del signo de esta correlación.

Es importante resaltar que, para fines de pronóstico en los Andes, las correlaciones significativas se concentran en el mes de febrero y el efecto de El Niño/La Niña es relativamente bajo el resto del año.

Referencias

IGP, 2005: Vulnerabilidad y adaptación al cambio climático en la cuenca del río Mantaro, Fondo Editorial CONAM, Lima, Perú.

Espinoza, J. C., 2014: Influencia de la variabilidad de los océanos Atlántico y Pacífico en la hidrología de la cuenca amazónica peruana, Boletín Técnico "Generación de modelos climáticos para el pronóstico de la ocurrencia del Fenómeno El Niño", Vol. 1, N°9, Setiembre, Instituto Geofísico del Perú, Setiembre.

Lagos, P., Y. Silva, E. Nickl, and K. Mosquera, 2008: El Niño-related precipitation variability in Perú, Advances in Geosciences, 14, 231-237.

Lavado, W., and J. C. Espinoza, 2014: Impact of El Niño and La Niña events on Rainfall in Peru, Revista Brasileira de Meteorologia, 29, 171-182.

Reynolds, R. W., and T. M. Smith, 1994: Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, Journal of Climate, 7, 929–948.

Silva, Y., K. Takahashi, R. Chávez, 2008: Dry and wet rainy seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes), Advances in Geosciences, 14, 261–264.

Takahashi, K., 2004: The atmospheric circulation associated with extreme rainfall events in Piura, Peru, during the 1997 — 1998 and 2002 El Niño, Annales Geophysicae,22, 3917–3926.

Woodman, R. F., 1999: Modelo estadístico de pronóstico de las precipitaciones en la costa norte del Perú. El Fenómeno El Niño. Investigación para una prognosis, 1er encuentro de Universidades del Pacífico Sur: Memoria, 93–108.

Woodman, R. F., y 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", Vol. 1, N°6, Junio, Instituto Geofísico del Perú.

Influencia de la variabilidad de los océanos Atlántico y Pacífico en la hidrología de la cuenca amazónica peruana*

Ph. D. Jhan Carlo Espinoza
Investigador Científico del Instituto Geofísico del Perú

Ph.D. en Ciencias del Medio Ambiente de la Université Pierre et Marie Curie, París, Francia e Ingiero Agrícola y M.Sc. en Ingeniería de Recursos Hídricos de la Universidad Nacional Agraria La Molina (UNALM). Es investigador científico en el Instituto Geofísico del Perú (IGP), donde se desempeña como especialista en clima e hidrología de la cuenca amazónica. Es autor de numerosos artículos científicos y revisor de revistas internacionales. Desde 2004 forma parte del Observatorio de Investigación en medio ambiente ORE-HYBAM. Su investigación está enfocada en la dinámica del clima y sus impactos en los eventos hidrológicos extremos en la región tropical y en la cuenca del río Amazonas.

Influencia de las condiciones oceánicas en la variabilidad hidroclimática en la cuenca amazónica

Diferentes investigaciones científicas han mostrado la relación entre el fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO) y la variabilidad hidroclimática en la cuenca amazónica brasileña (e.g. Marengo et al., 1998; Uvo et al., 1998; Ronchail et al., 2002; Williams et al., 2005). En general, los autores muestran que en esta región las lluvias y caudales tienden a ser superiores (inferiores) a lo normal durante eventos La Niña (El Niño). Por otro lado, diferentes estudios han puesto en evidencia la influencia de las variaciones de la temperatura superficial del océano Atlántico Tropical en las precipitaciones de la cuenca amazónica (e.g. Marengo, 1992; Uvo et al., 2000, Zeng et al., 2008; Espinoza et al., 2009a; 2009b; Yoon y Zeng, 2010). Estos estudios muestran que condiciones más cálidas (frías) de lo normal en el Atlántico Tropical Norte generalmente producen una reducción (incremento) de lluvias y caudales en la cuenca amazónica.

Recientemente, diferentes investigaciones se han enfocado en mejorar la comprensión de la influencia de ambos océanos en la hidrología de la cuenca amazónica. Si bien usando índices oceánicos para el Pacífico y Atlántico se puede explicar en proporciones similares la variabilidad de las lluvias promediada sobre la cuenca amazónica completa (Zeng et al., 2008), recientes trabajos concuerdan en que las variaciones en el Atlántico Tropical serían el factor más importante para la región oeste de dicha cuenca (incluyendo la Amazonía peruana) (Espinoza et al., 2009a; 2009b; Yoon y Zeng, 2010; Fernandes et al., 2011; Lavado et al., 2012). En efecto, temperaturas más elevadas en el Atlántico Tropical producen un desplazamiento anormal hacia el norte de la banda lluviosa conocida como "zona de convergencia intertropical" (ITCZ en inglés) y una disminución del ingreso de aire húmedo del Atlántico que es la principal fuente de agua para la cuenca amazónica (e.g. Yoon y Zeng, 2010; Marengo, et al., 2011; Espinoza et al., 2011). Por lo contrario, cuando el Atlántico Tropical Norte está más frío de lo normal, la ITCZ sufre un desplazamiento hacia el sur, lo cual favorece el ingreso de humedad hacia el continente sudamericano y mayores precipitaciones son observadas en la cuenca amazónica (Marengo et al., 2011b).

Evolución reciente de los eventos hidrológicos extremos

Analizando información de trece estaciones hidrométricas de las principales sub-cuencas del Amazonas entre los años 1974 y 2004, Espinoza et al. (2009b) muestran que la poca tendencia observada en el caudal medio en el curso principal del Amazonas en Brasil (Callède et al., 2004) se debe a la compensación entre las tendencias regionales opuestas, que involucran principalmente a ríos de los países andinos. Este estudio confirma un incremento del caudal durante aguas altas en las regiones del noroeste (Colombia, Ecuador y norte de la Amazonía peruana) y una significativa disminución de caudales en el período de estiaje, particularmente importante en las regiones del suroeste de la cuenca amazónica (Perú y Bolivia). La Figura 1 resume la evolución regional en los caudales durante los últimos 40 años. Asimismo, recientes estudios han confirmado una intensificación del ciclo hidrológico (estiajes más secos y crecientes mayores) en la cuenca amazónica durante las últimas décadas (Gloor et al., 2013).

En continuidad con estas tendencias, en los últimos años se han registrado eventos hidrológicos extremos en la cuenca del Amazonas, los cuales han dado lugar a severas inundaciones, como en 1999, 2009 y 2012 (Ronchail et al., 2006; Chen et al., 2010; Marengo et al., 2011b; Espinoza et al., 2013), y periodos de fuertes sequías, como en 1998, 2005 y 2010 (Marengo et al., 2008; Espinoza et al., 2011). Estos eventos resultaron muy perjudiciales para los pobladores de esta región, así como para la agricultura y los ecosistemas amazónicos (e.g. Asner y Alencar, 2010; Xu et al., 2011; Fernandes et al., 2011).

Las investigaciones realizadas por el Instituto Geofísico del Perú (IGP) sobre la hidrología amazónica se enmarcan en las actividades del observatorio HYBAM (www.ore-hybam.org) y en el proyecto de investigación "Extremos hidrometeorológicos, procesos geodinámicos superficiales y sus impactos en el Perú" que conducen desde 2011 el IGP y el Institut de Recherche pour le Développement (IRD) de Francia.

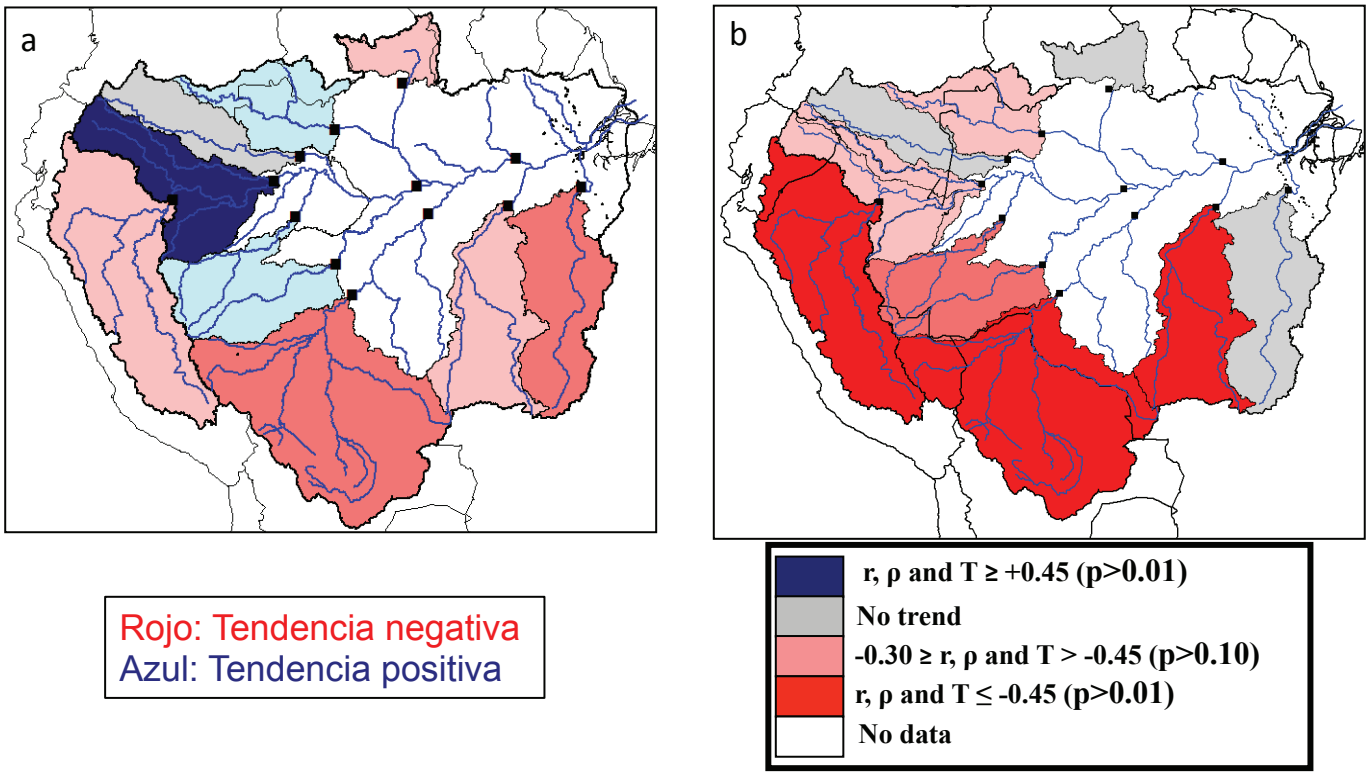


Figura 1. Coeficientes de correlación de Pearson (r), Spearman (p) y Kendall (T) entre la escorrentía y el tiempo (1974-2004) en las subcuencas amazónicas para (a) los valores máximos anuales y (b) los valores mínimos. Los valores por encima de 0.30 son significativos al nivel de 90%, aquellos por encima de 0.45 son significativos al nivel de 99%. Los colores indican la señal y la fuerza de la tendencia: rojo (tendencia negativa) y azul (tendencia positiva). Adaptado de Espinoza et al., 2009b.

Sequías en la cuenca amazónica peruana

La estación hidrométrica de Tamshiyacu sobre el río Amazonas cerca de Iquitos, en Perú, tiene un área de drenaje de 750000 km^2 (Figura 2a) y un caudal medio de 32000 m^3/s, aproximadamente el 16% del caudal en la desembocadura del Amazonas en el Atlántico (Espinoza et al., 2006; 2009b). La precipitación media anual en la cuenca que drena por esta estación ha registrado una tendencia negativa que es consistente con la tendencia en el caudal de estiaje sobre el período 1970-2010 (Figura 1b; 2b). Un calentamiento de la temperatura superficial del Atlántico Tropical Norte desde finales de los años ochenta sería el responsable de la disminución de lluvias y caudales durante la época de estiaje (Marengo et al., 2008; Cox et al., 2008; Espinoza et al., 2009b; Yoon y Zeng, 2010; Marengo et al., 2011a; Espinoza et al., 2011; Lavado et al., 2012). En consecuencia, fuertes sequías han sido observadas durante las últimas dos décadas (Figura 2b), entre ellas, la sequía del 2010 fue particularmente severa y llevó a las autoridades a declarar estado de emergencia público en la Amazonía peruana, debido a problemas en el transporte fluvial y el abastecimiento de alimentos a la población (SENAMHI Perú comunicado de prensa N° 076-2010).

Espinoza et al., (2011) han realizado una tipología de las sequías extremas registradas en la Amazonía peruana (1995, 1998, 2005 y 2010). En dicha zona, las sequías han sido asociadas con anomalías positivas de la temperatura superficial en el Atlántico Tropical Norte y vientos alisios débiles, así como con un débil transporte de vapor de agua hacia la cuenca amazónica peruana que, en asociación con el aumento del movimiento descendente ("subsidencia") atmosférico sobre el centro y sur de la Amazonía, explican la escasez de lluvias y los bajos caudales. Sin embargo, hacia el final del evento El Niño 1997-1998, la sequía estuvo más relacionada con una fuerte divergencia del transporte atmosférico de humedad en el oeste de la cuenca amazónica, característico de un evento El Niño. Durante la primavera e invierno austral del 2010, se registró la sequía más severa en la cuenca amazónica desde los años 1970 (Figura 2b y 3). Su mayor intensidad y duración en comparación con la sequía del 2005 puede ser explicada por la adición del fenómeno El Niño en el Pacífico Ecuatorial Central durante el verano (Figura 2c) seguido por un episodio muy cálido en el océano Atlántico Tropical Norte (Figura 2d). Este evento confirma el rol combinado de ambos océanos sobre la hidrología del Amazonas. Para mayores detalles sobre la sequía excepcional del 2010 ver Lewis et al., 2011; Marengo et al., 2011a; y Espinoza et al., 2011.

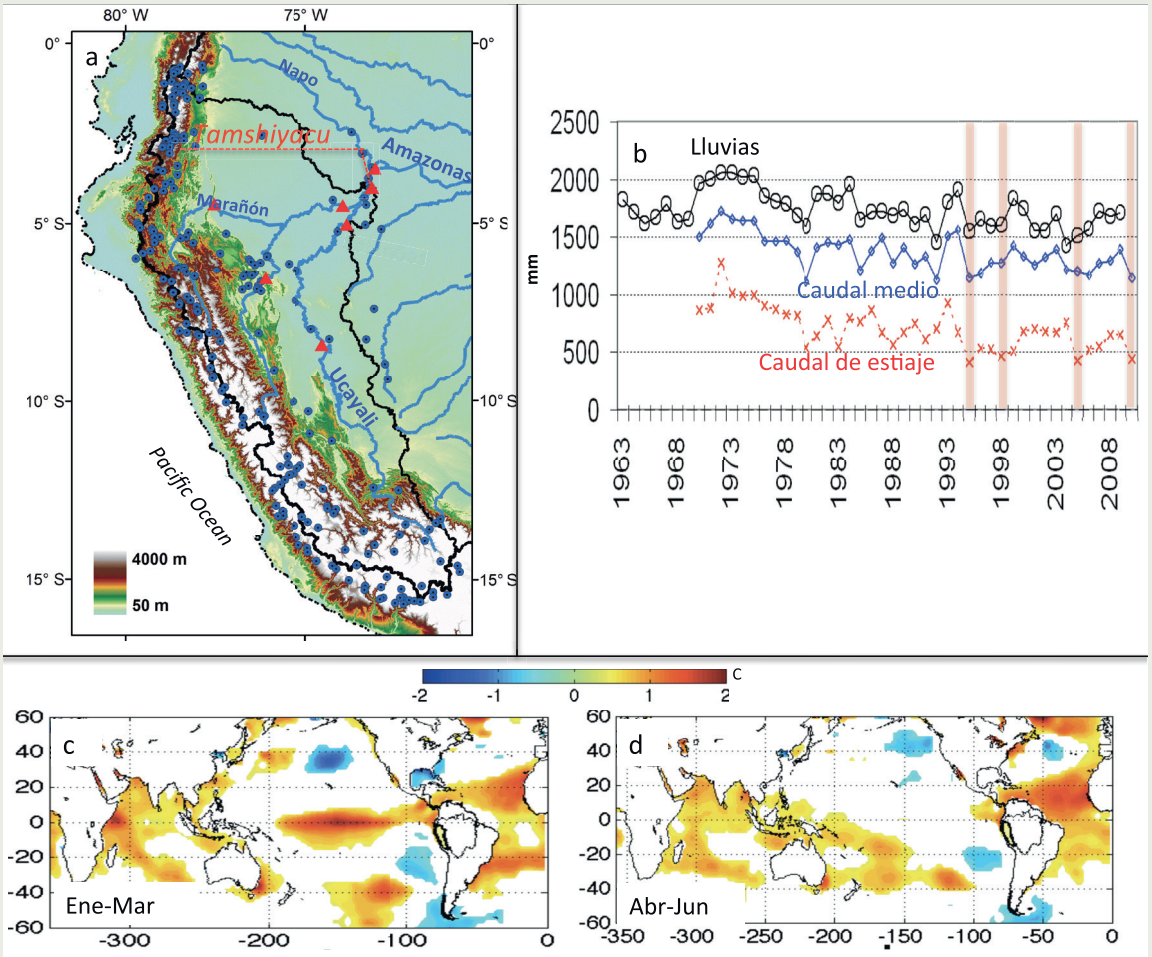


Figura 2. a) Estaciones hidrológicas (triángulos rojos) y pluviométricas (círculos azules) en la cuenca de Tamshiyacu. Los nombres de los ríos (azul) y de la estación hidrométrica de Tamshiyacu (rojo) son indicados. b) Variabilidad interanual (1963-2010) de la lluvia anual (línea negra), de la escorrentía media (línea azul) y de la escorrentía de estiaje (línea roja) en la estación de Tamshiyacu. Las barras verticales indican las cuatro principales sequías registradas. En c) y d) se muestran anomalías de la temperatura superficial del mar durante c) enero – marzo y d) abril-junio de 2010 (expresado en ˚C). Solamente los valores más altos que dos veces la Desviación Standard son graficados. Adaptado de Espinoza et al., 2011.

Recientes inundaciones severas

Durante el año hidrológico 2010-2011, se observó en la estación de Tamshiyacu una fuerte diferencia entre los caudales de estiaje (8300 m^3/s en septiembre 2010) y los caudales de crecida (49500 m^3/s en mayo de 2011). En general, los caudales de crecida son tres veces más elevados que los caudales durante las aguas bajas. No obstante, durante el año hidrológico 2010-2011, el caudal medio de crecida fue seis veces más alto que el caudal de estiaje (Espinoza et al., 2012). Esta transición sin precedentes originó además un record en la cantidad de material sedimentario transportado por el río Amazonas, medido en la estación Tamshiyacu en Perú (Espinoza et al., 2012).

Un año más tarde, en abril de 2012, durante el siguiente periodo de aguas altas, el río Amazonas experimentó el caudal más elevado (registrándose 55400 m^3/s), sólo 20 meses después de la sequía de septiembre de 2010 y ejemplificando la intensificación de los eventos hidrológicos extremos en la cuenca amazónica (Figura 3a). Recientemente, Espinoza et al. (2013) han mostrado que los años de fuertes crecidas están caracterizados por anomalías negativas de la temperatura superficial del mar en el Pacífico Ecuatorial Central (La Niña; Figura 3b). Esto origina un tren de ondas atmosféricas sobre el Pacífico Subtropical y Sureste de Sudamérica, con anomalías negativas de presión sobre el sur de la cuenca amazónica y el sureste de la zona de convergencia del Atlántico Sur (ZCAS). Como consecuencia de ello, el flujo de humedad es retenido y una fuerte convergencia de dicho transporte ocurre en el oeste de la cuenca amazónica, favoreciendo fuertes lluvias y caudales. Estas características climáticas también fueron observadas durante el verano de 2012, con un mayor ingreso de humedad atmosférica desde el mar Caribe sobre el noroeste de la cuenca amazónica (Figura 3c), produciendo abundantes lluvias y un temprano desborde del río Marañón.

Influencia de la variabilidad de los océanos Atlántico y Pacífico en la hidrología de la cuenca amazónica peruana

Espinoza J.C.

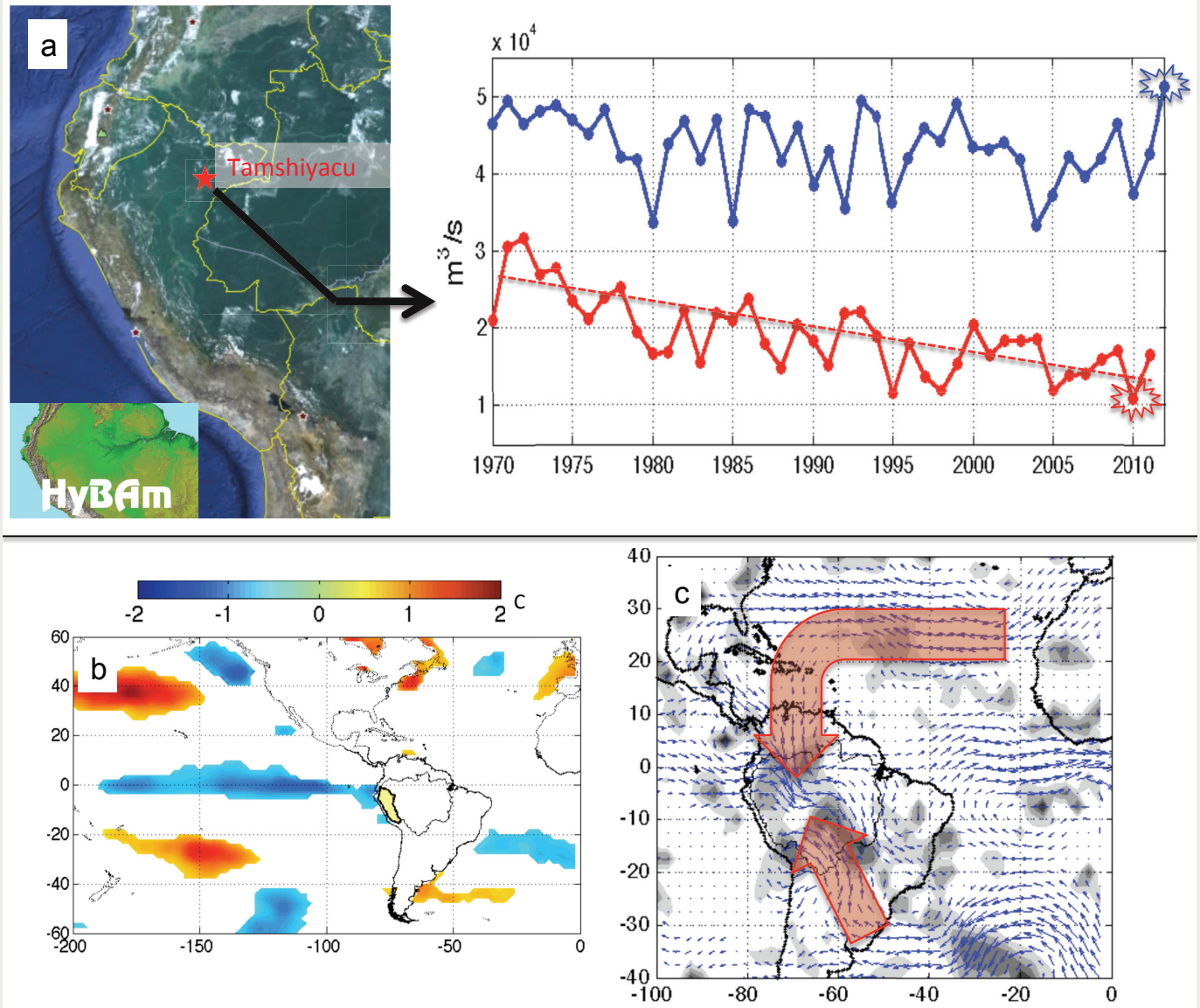


Figura 3. a) Evolución de los caudales en el río Amazonas en la estación hidrométrica de Tamshiyacu (40 km aguas arriba de Iquitos) durante el periodo 1970-2012. Línea azul: caudales durante el periodo de aguas altas (marzo-mayo). Línea roja, caudales durante el periodo de estiaje (agosto-octubre). Nótese que en el eje Y los valores se expresan en decenas de miles de m³/s. Se muestran los valores extremos históricos: el más bajo ocurrido en septiembre 2010 y el más alto en abril 2012. b) Anomalías de la temperatura superficial del mar durante noviembre 2011 – febrero 2012 (expresado en °C). Solamente los valores más altos que dos veces la Desviación Estandard son graficados. c) Anomalías del transporte de humedad (vectores) integrado verticalmente (de 1000 a 300 hPa) y su convergencia (sombreado). (Fuente: Espinoza et al., 2013).

El rol combinado del Pacífico y Atlántico

De acuerdo a las recientes publicaciones científicas, la temperatura de los océanos Pacífico y Atlántico tendría un rol diferenciado sobre los eventos hidrológicos extremos en la Amazonía peruana (Figura 4). Las sequías extremas están principalmente asociadas a condiciones anómalamente cálidas en el océano Atlántico Tropical Norte durante el otoño e invierno, mientras que los eventos El Niño en el Pacífico Central tienden a reducir las precipitaciones sobre la Amazonía peruana (Espinoza et al., 2011; Marengo et al., 2011a; Lavado et al., 2012). De hecho, la mayor sequía que se haya registrado (septiembre 2010) fue producida por la influencia combinada de ambos océanos: El Niño durante el verano y anomalías cálidas en el Atlántico Tropical Norte durante el otoño e invierno (Espinoza et al., 2011; Marengo et al., 2011a). Por otro lado, las fuertes inundaciones son asociadas a eventos La Niña y a condiciones más frías de lo normal en el océano Atlántico Tropical Norte durante los meses de verano (Espinoza et al., 2012; 2013; Marengo et al., 2011b; Lavado y Espinoza, 2014). El esquema propuesto en la Figura 4 ejemplifica el rol combinado de ambos océanos en los eventos hidrológicos extremos en la Amazonía peruana.

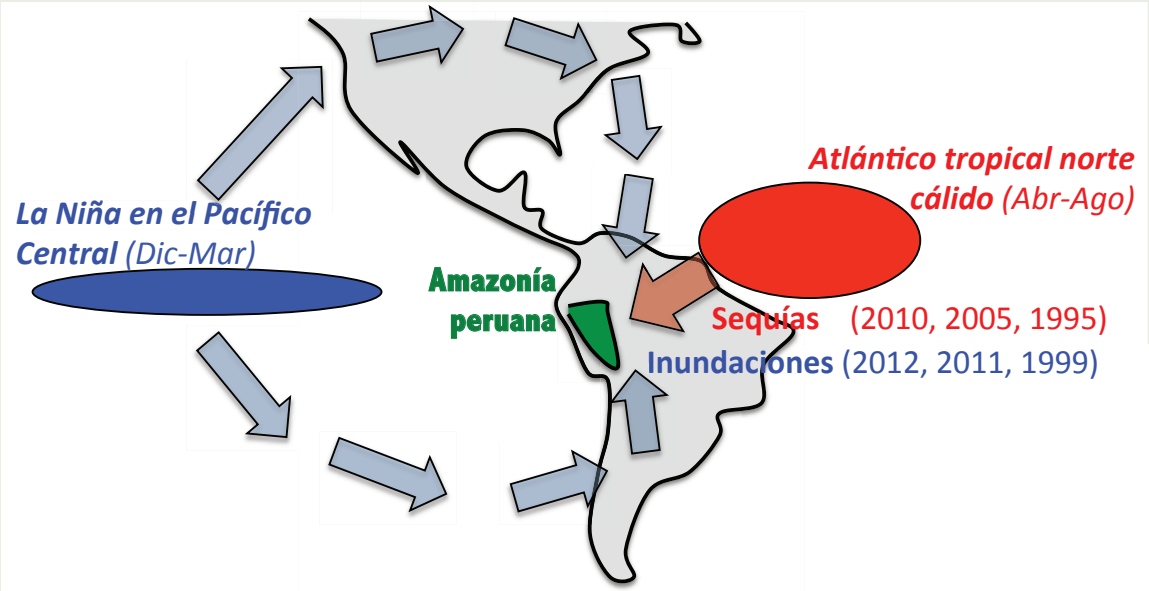


Figura 4. Esquema ejemplificativo del rol de la temperatura superficial del mar de los océanos Atlántico y Pacífico sobre los eventos hidrológicos extremos en la cuenca amazónica peruana.

Referencias

Asner, G. P., N. Alencar, 2010: "Drought impacts on the Amazon forest: The remote sensing perspective", New Phytologist, 187, 569–578, doi:10.1111/j.1469-8137.2010.03310.x.

Callède, J., J.-L. Guyot, J. Ronchail, Y. L. Hote, H. Niel, E. de Oliveira, 2004: "Evolution du débit de l'Amazone à Obidos de 1903 à 1999", Hydrological Sciences Journal, 49, 85–98, 11177.

Chen, J. L., C. R. Wilson, D. B. Tapley, 2010: "The 2009 exceptional Amazon flood and interannual terrestrial water storage change observed by GRACE", Water Resources, 46, 1-10, doi:10.1029/2010WR009383.

Cox P. M., P. P. Harris, C. Huntingford, R. A. Betts, M. Collins, et al., 2008: "Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution", Nature 453, U212–U217.

Espinoza, J. C., P. Fraizy, J.-L. Guyot, J. Ordoñez, R. Pombosa, J. Ronchail, 2006: "La variabilité des débits du rio Amazonas au Pérou. Climate Variability and Change-Hydrological impacts", IAHS Publ, 308, 424–429.

Espinoza, J. C., J. Ronchail, J.-L. Guyot, G. Cocheneau, N. Filizola, et al., 2009a: "Spatio-Temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador)", International Journal of Climatology 29, 1574–1594.

Espinoza, J. C., J.-L. Guyot, J. Ronchail, G. Cochonneau, N. Filizola, et al., 2009b: "Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974-2004)", Journal of Hydrology, 375, 297–311.

Espinoza, J. C., J. Ronchail, J.-L. Guyot, C. Junquas, P. Vauchel, et al., 2011: "Climate variability and extreme drought in the upper Solimões River (western Amazon Basin): Understanding the exceptional 2010 drought", Geophysical Research Letters, 38(13), 1-6, doi:10.1029/2011GL047862.

Espinoza J. C., J. Ronchail, F. Frappart, W. Lavado, W. Santini, J.-L. Guyot, 2013: "The major floods in the Amazonas River and tributaries (Western Amazon basin) during the 1970 – 2012 period: A focus on the 2012 flood", Journal of Hydrometeorology, doi: 10.1175/JHM-D-12-0100.1.

Fernandes, K., W. Baethgen, S. Bernardes, R. DeFries, D. G. Hewitt, et al., 2011: "North Tropical Atlantic influence on western Amazon fire season variability", Geophysical Research Letters, 38(12), 1-5, doi:10.1029/2011GL047392.

Gloor M., R. J. W. Brienen, D. Galbraith, T. R. Feldpausch, J. Schöngart, J.-L. Guyot, J. C. Espinoza, J. Lloyd, and O. L. Phillips, 2013: "Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades", Geophysical Research Letters, 40, 1-5, doi: 10.1002/grl.50377.

Lavado, W., J. Ronchail, D. Labat, J. C. Espinoza, J.-L. Guyot, 2012: "Basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969-2004): Pacific, Titicaca and Amazonas drainages", Hydrological Sciences Journal, doi: 10.1080/02626667.2012.672985.

Lavado, W., and Espinoza J. C., 2014: Impact of El Niño and La Niña events on Rainfall in Peru, Revista Brasileira de Meteorologia, 29, 171 – 182.

Lewis, S. L., P. M. Brando, O. L. Phillips, G. M. F. van der Heijden, and D. Nepstad 2011: "The 2010 Amazon drought", Science, 331(6017), 554, doi:10.1126/science.1200807.

Marengo, J., 1992: "Interannual variability of surface climate in the Amazon basin", International Journal of Climatology, 12:853–863.

Marengo, J., J. Tomasella, C. Uvo, 1998: "Long–term stream flow and rainfall fluctuation in tropical South America: Amazonia, eastern Brazil, and northwest Peru", Journal of Geophysical Research, 103, 1775–1783.

Marengo, J., C. Nobre, J. Tomasella, M. Oyama, G. de Oliveira, et al., 2008: "The drought in Amazonia in 2005", Journal of Climate, 21, 495–516.

Marengo, J. A., J. Tomasella, L. M. Alves, W. R. Soares, D. A. Rodriguez, 2011a: "The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region", Geophysical Research Letters, 38(13), doi:10.1029/2011GL047436.

Marengo, J. A., J. Tomasella, W.R. Soares, L. M. Alves, C. Nobre, 2011b: "Extreme climatic events in the Amazon basin", Theoretical and Applied Climatology, doi:10.1007/s00704-011-0465-1.

Ronchail, J., G. Cochonneau, M. Molinier, J.-L. Guyot, A. Goretti de Miranda Chaves, et al., 2002: "Rainfall variability in the Amazon Basin and SSTs in the tropical Pacific and Atlantic oceans", International Journal of Climatology, 22, 1663-1686.

Ronchail, J., J.-L. Guyot, J. C. Espinoza, P. Fraizy, G. Cochonneau, et al., 2006: "Impact of the Amazon tributaries on major floods at Óbidos. 5th FRIEND World Conference - Climate variability and change, Hydrological impacts", IAHS, 11/2006, 220-225.

Uvo, C., C. Repelli, S. Zebiak, Y. Kushnir, 1998: "The relationship between tropical pacific and atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation", Journal of Climate, 11, 551–562.

Uvo, C., U. Tolle, R. Berndtsson, 2000: "Forecasting discharge in Amazon using artificial neural networks", International Journal of Climatology, 20, 1495–1507.

Williams, E., A. Dall'Antonia, V. Dall'Antonia, J. de Almeida, F. Suarez, et al., 2005: "The drought of the century in the Amazon basin: An analysis of the regional variation of rainfall in South America in 1926", Acta Amazonica, 35 (2), 231–238.

Xu, L., A. Samanta, M. Costa, S. Ganguly, R. Nemani, R. Myneni, 2011: "Widespread decline in greenness of Amazonian vegetation due to the 2010 drought", Geophysical Research Letters, 38, L07402, doi:10.1029/2011GL046824.

Yoon, J. H., H. Zeng, 2010: "An Atlantic influence on Amazon rainfall", Climate Dynamics, 34, 249-264.

Zeng, N., J. Yoon, J. Marengo, A. Subramaniam, C. Nobre, A. Mariotti, A., and J. Neelin, 2008: "Causes and impact of the 2005 Amazon drought", Environmental Research Letters, 3, 99.

Índice

03 Prefacio
Woodman, R.

Física de El Niño

04 Variedades de El Niño
Takahashi, K., 2014, Boletín Técnico El Niño, Vol. 1 N°2, pp. 4-7.

08 Ondas Kelvin oceánicas y un modelo oceánico simple para su diagnóstico y pronóstico
Mosquera, K., 2014, Boletín Técnico El Niño, Vol. 1 N°1, pp. 4-7.

12 Actividad de las ondas ecuatoriales y su impacto en la Temperatura Superficial del Mar en el Fenómeno El Niño 2002/2003
Mosquera, K., B. Dewitte, S. Illig, K. Takahashi, G. Garric, 2014, Boletín Técnico El Niño, Vol. 1 N°10, pp. 4-7.

16 La circulación del Pacífico tropical este y su conexión con el Perú
Montes., I., 2014, Boletín Técnico El Niño, Vol. 1 N°4, pp. 4-7.

20 Teorías simples de El Niño-Oscilación Sur: más allá del oscilador carga-descarga
Dewitte, B., K. Takahashi, K. Mosquera, 2014, Boletín Técnico El Niño, Vol. 1 N°8, pp. 4-8.

25 El Niño y el cambio climático
Takahashi, K., 2014, Boletín Técnico El Niño, Vol. 1 N°5, pp. 4-7.

29 ¿Por qué no llueve en la costa del Perú (salvo durante El Niño)?
Woodman, R. y Takahashi, K., 2014, Boletín Técnico El Niño, Vol. 1 N°6, pp. 4-7.

Impactos de El Niño

33 Impactos económicos de El Niño costero en el sector vivienda a causa de inundaciones en la costa norte del Perú
Machuca, R., K. Takahashi y A. G. Martínez, 2014, Boletín Técnico El Niño, Vol. 1 N°12, pp. 4-8.

38 Erosión y transporte de sedimentos durante eventos El Niño a lo largo de los Andes occidentales
Morera, S., 2014, Boletín Técnico El Niño, Vol. 1 N°7, pp. 4-7.

42 Entendiendo los impactos de diferentes tipos de El Niño y La Niña en las lluvias del Perú
Lavado, W. S. y Espinoza, J. C., 2014, Boletín Técnico El Niño, Vol. 1 N°3, pp. 4-7.

46 La estacionalidad del impacto de El Niño en las lluvias en el Perú
Silva, Y., 2014, Boletín Técnico El Niño, Vol. 1 N°11, pp. 4-7.

50 Influencia de la variabilidad de los océanos Atlántico y Pacífico en la hidrología de la cuenca amazónica peruana
Espinoza, J. C., 2014, Boletín Técnico El Niño, Vol. 1 N°9, pp. 4-8.

© 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

En el marco del: