

La Niña y sus teleconexiones

Luego de uno de los eventos El Niño más grandes de los últimos 100 años y que finalizó en el invierno austral, el Pacífico parece tender hacia una situación de La Niña. Es decir, hacia el desarrollo de una lengua fría oceánica ecuatorial más intensa que lo normal en el Pacífico central. Al día de hoy parece que La Niña, si termina desarrollándose, no será muy intensa, y se pronostica que la temperatura de superficie del mar (TSM) en la región Niño 3.4 (región 5°S-5°N, 170-120°W) estará con anomalías entre los -0.5 y -1.0° C.

Surge entonces la pregunta sobre cuáles serían las posibles consecuencias climáticas en Sudamérica causadas por este fenómeno. En esta revisión nos centraremos en las temporadas de primavera (Setiembre-Noviembre) y verano (Diciembre-Febrero).

Mecanismos físicos

Los estudios que se vienen realizando desde hace tres décadas han demostrado que las anomalías de la TSM en el océano Pacífico ecuatorial pueden influenciar climas en regiones remotas, particularmente en Sudamérica, a través de dos mecanismos de “teleconexión” atmosférica fundamentales: uno tropical y otro extratropical (Ropelewski y Halpert 1987, 1989; Yulaeva y Wallace 1994; Ambrizzi et al., 2004; Barreiro 2010).

En regiones ecuatoriales la circulación del aire está dominada por celdas en el plano longitudinal-vertical caracterizadas por regiones de ascenso y descenso. En el Pacífico, las intensas lluvias o “convección” en el oeste de la cuenca y sobre el continente marítimo están asociadas a fuertes movimientos ascendentes. En los niveles altos de la tropósfera, este aire diverge y desciende en el resto de la cuenca, principalmente en el Pacífico este. Esta es la llamada celda de Walker. Asimismo, sobre la Amazonía también ocurre ascenso de aire, aunque menos intenso, durante verano asociada a la fuerte actividad convectiva en esta región, lo cual intensifica el descenso o “subsistencia”, así como la convergencia en los niveles altos, sobre el Pacífico este y también sobre el Atlántico tropical. Estas celdas, caracterizadas por divergencia en altura en regiones de convección y convergencia en regiones de subsistencia se pueden observar a través del llamado “potencial de velocidad” en el nivel de presión de 200 hPa (cerca de 12 km de altura) y la componente divergente del viento asociada (Figura 1): donde el potencial de velocidad es negativo existe divergencia en altura y ascenso, donde es positivo existe convergencia en altura y subsistencia. La componente divergente del viento asociada a esta circulación es perpendicular a las isolíneas del potencial de velocidad y se dirige de valores menores a



Ph. D. Marcelo Barreiro
Profesor Titular, Facultad de Ciencias,
Universidad de la República de Uruguay

Ph.D. en Oceanografía de la Texas A&M University, EE.UU. y Físico de la Universidad de la República de Uruguay. Actualmente es profesor titular en la Facultad de Ciencias de la Universidad de la República de Uruguay. Es autor de numerosos artículos publicados en revistas internacionales y recientemente su investigación está enfocada en la dinámica del clima y oceanografía regional.

mayores. En tanto, en la superficie ocurre lo opuesto a lo observado en altura: aire diverge en el Pacífico este y fluye hacia el oeste (los alisios), convergiendo en la región cerca de Indonesia.

Durante La Niña, el enfriamiento anómalo de la superficie del mar en el Pacífico al este de la línea de cambio de fecha, junto con el débil calentamiento anómalo del Pacífico oeste (panel superior figura 2), disminuye las lluvias en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) a lo largo de todo el Pacífico y desplaza la convección más hacia el oeste sobre la región cerca de Indonesia (paneles medios figuras 2 y 3). Esto aparece como un dipolo en anomalías de potencial de velocidad, con valores positivos sobre la línea de cambio de fecha y negativos al oeste (figura 1). Como consecuencia la celda de Walker se intensifica, aumentando los vientos del oeste en altura y los alisios del este en superficie.

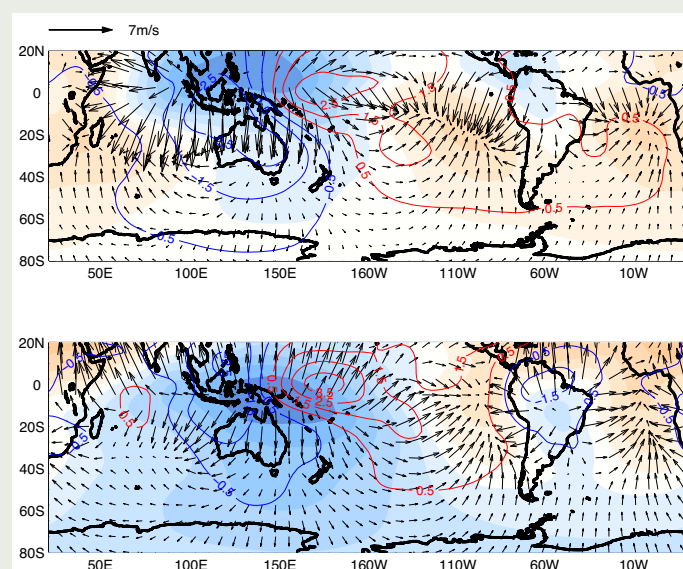


Figura 1. Campo medio de potencial de velocidad (colores: positivo en rojo, negativo en azul) y velocidad divergente en 200 hPa para SON (panel superior) y DEF (panel inferior). En contornos se grafica la anomalía de potencial de velocidad para eventos La Niña fuerte en cada estación.

Al mismo tiempo, la disminución en la liberación de calor latente debido a la disminución de las lluvias en la ZCIT del Pacífico enfría la tropósfera en toda la región tropical, con anomalías de temperatura por debajo de -0.5°C en un evento La Niña intenso como el de 1988-89. Esto ocurre pues la atmósfera tropical, a diferencia de las latitudes más altas donde la fuerza de Coriolis es más dominante, no puede mantener gradientes horizontales de presión y las anomalías de temperatura se distribuyen horizontalmente en forma uniforme en los trópicos en escalas de tiempo cercanas a dos meses. El enfriamiento tropical se puede observar en las anomalías negativas de la altura geopotencial (aproximadamente equivalente a la presión) durante La Niña en los trópicos (paneles inferiores figuras

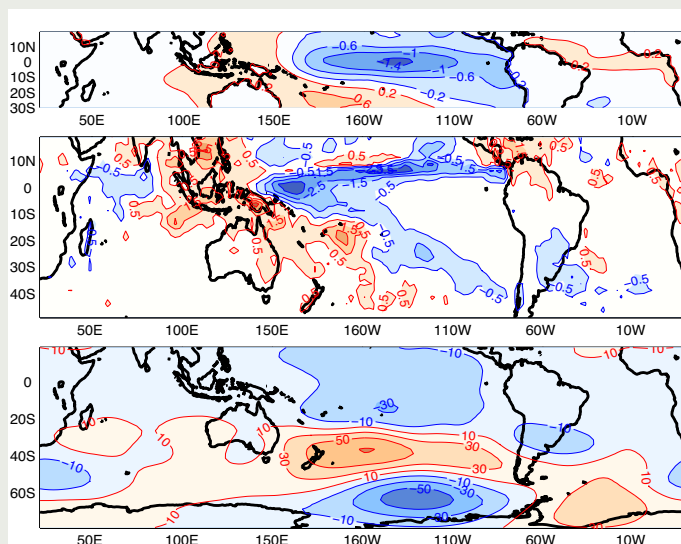


Figura 2. Composite de eventos La Niña fuertes (años 1988; 1998; 1999; 2007; 2010) durante SON. Se grafican anomalías de temperatura de superficie del mar ($^{\circ}\text{C}$, panel superior), anomalías de precipitación (mm/día, panel medio) y anomalías de altura de geopotencial en 200 hPa (m, panel inferior).

2 y 3). Al enfriarse el aire en altura pero no tanto en la superficie, la columna atmosférica se vuelve más inestable, favoreciendo la convección y el aumento de lluvias en el norte de Sudamérica y la ZCIT del Atlántico durante La Niña, particularmente en verano (figura 1 y panel medio figura 3; Chiang and Sobel 2002). Esto a su vez se traduce en un aumento en la intensidad de la celda ecuatorial del océano Atlántico, lo cual favorece aún más la subsidencia en el Pacífico este, resultando en alisios muy intensos en esta región que a su vez favorecen el afloramiento de aguas frías y el fortalecimiento de La Niña.

El anterior fue el mecanismo de teleconexión tropical. El mecanismo extratropical se origina con la divergencia anómala en altura debido al cambio en la región de convección tropical, lo cual es responsable de generar ondas de Rossby atmosféricas que producen anomalías climáticas fuera de los trópicos. Consideremos una región de disminución de la convección en la línea

ecuatorial. Asimismo, por efecto de la aceleración de Coriolis, el flujo anómalo que converge hacia esa región en altura sufre una desviación hacia la izquierda (derecha) en el hemisferio sur (norte) resultando en un patrón con circulación ciclónica a ambos lados del ecuador (Gill 1980). Estas anomalías subtropicales, se pueden observar claramente en el mapa de altura de geopotencial de 200 hPa cerca de 140°W a latitudes 15°S y 15°N , pues están caracterizadas por divergencia en altura y actúan a su vez como fuentes de ondas de Rossby (a través de la advección de vorticidad por los

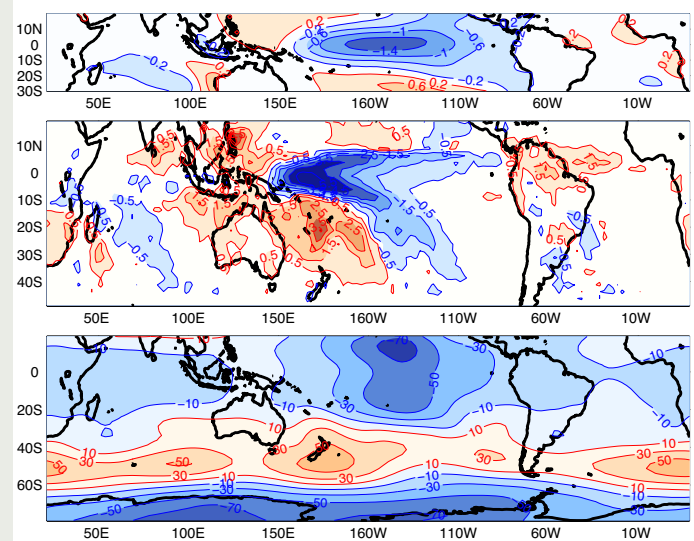


Figura 3. Composite de eventos La Niña fuertes (años 1988; 1998; 1999; 2007; 2010) durante DEF. Mismos campos que en Figura 2.

vientos divergentes anómalos; (Sardesmukh y Hoskins 1988) que continúan su propagación hacia latitudes más altas.

Otra fuente más importante de ondas de Rossby son los cambios en la celda de Hadley durante La Niña. Esta celda meridional está formada por un ascenso ecuatorial en la ZCIT, un flujo hacia los polos en altura, descenso en los subtropicos y flujo hacia el ecuador en superficie (los alisios). Durante La Niña al disminuir la convección en la ZCIT esta circulación se debilita generando menos convergencia en altura en los subtropicos y descenso. Esta divergencia anómala en altura actúa como fuente efectiva de ondas de Rossby (Trenberth et al., 1998).

Como resultado de lo anterior, se establecerán en los extratropicos trenes de ondas estacionarios con trayectorias en forma de arco desde los subtropicos hacia latitudes más altas, donde se refractan y vuelven hacia los trópicos hasta ser absorbidos en la latitud, la cual el flujo medio es nulo. La trayectoria específica de los trenes de onda depende de la estructura latitudinal del flujo medio y la longitud de la onda y se puede describir en una primera aproximación a través de la dispersión de ondas de Rossby de acuerdo a la teoría

de WKB (Hoskins y Karoly 1981). Estos trenes de onda se establecen en una escala de tiempo de dos semanas.

Los procesos físicos descritos dependen de la estación del año, ya que la ubicación promedio de la convección tropical y los vientos extratropicales en altura cambian a lo largo del año. Por ejemplo, variaciones longitudinales de las “corrientes en chorro” (flujos intensos del oeste en altura) modifican la propagación y refractan las perturbaciones hacia regiones preferenciales. Las teleconexiones extratropicales serán más intensas en invierno, pues la propagación de las ondas es favorecida por una corriente en chorro subtropical intensa y más cercana a la región tropical (Hoskins and Ambrizzi 1993).

Asimismo, la magnitud y estructura espacial de las anomalías de la TSM asociadas a La Niña, al generar diferentes respuestas en la convección y, por ende, en la liberación de calor latente, tendrán diferentes impactos tropicales y extratropicales. En particular, serán importantes los factores que determinan las anomalías en la divergencia/convergencia subtropical asociada a los cambios en la celda de Hadley. Por otro lado, se ha encontrado que los trenes de onda generados por los trópicos pueden extraer energía de las variaciones longitudinales del flujo medio extratropical, haciéndolas más intensas y menos sensibles a los cambios en las fuentes de calor tropicales. Una revisión detallada de los procesos de teleconexión se encuentra en Trenberth et al (1998).

La Niña fuerte vs La Niña débil

Un factor importante en la generación de teleconexiones desde el Pacífico ecuatorial es la intensidad de la anomalía de TSM de la región Niño 3.4 en el Pacífico central (Silvestri 2004). Las figuras 2 y 4 comparan las anomalías promedio en eventos La Niña fuerte y débil de TSM, lluvias y altura de geopotencial en 200 hPa durante la primavera austral. Aquí, La Niña débil se define como aquella para la cual las anomalías de Niño 3.4 están entre -0.5 y -1.0 °C, mientras que La Niña fuerte es aquella que tiene valores menores a -1.0 °C. Como resultado, se observa que el “composite”¹ de anomalías de TSM muestra patrones espaciales similares con máximos cerca de 140°W pero con magnitudes cercanas al doble para el caso de La Niña fuerte (figura 2). Las anomalías de lluvia asociadas también son un factor de dos mayores en el caso de La Niña fuerte en la zona tropical. Al norte de Sudamérica el aumento en las lluvias es similar.

Los patrones de teleconexión extratropicales en la primavera son muy diferentes según la intensidad del evento. En el caso de La Niña fuerte se observan dos trenes de onda en el sector del Pacífico sur y Atlántico (panel inferior figura 2). Un tren de ondas

se propaga desde el Pacífico central hacia el sur y luego hacia el Atlántico, caracterizado por anomalías de altura geopotencial con una escala espacial cercana a los 50° de longitud. Este patrón debilita la corriente en chorro subtropical pero intensifica la corriente en chorro cerca de 50°S en el Pacífico, lo cual produce el corrimiento hacia el sur del corredor de tormentas (o “storm track”) aumentando la actividad en esa región. Asimismo, existe un tren de ondas de Rossby de longitud más corta que se propaga desde el Pacífico este hasta las latitudes de la corriente en chorro subtropical, donde se refracta y se propaga nuevamente hacia el noreste (Grimm y Ambrizzi 2009). Este tren de ondas está caracterizado por una anomalía ciclónica sobre el sudeste de Sudamérica y es tal que favorece la advección de vorticidad anticiclónica sobre los subtrópicos de América del Sur. Al mismo tiempo al tener una estructura vertical barotrópica equivalente², disminuye los vientos en capas bajas que vienen desde el norte y proveen humedad a la región. Ambos procesos favorecen una disminución de las lluvias en el sudeste de Sudamérica (sur de Brasil, Paraguay, norte de Argentina y Uruguay). En el caso de La Niña

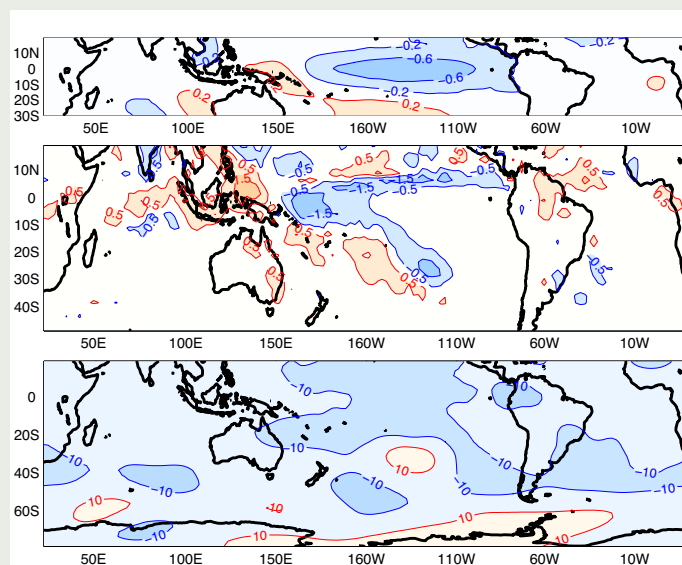


Figura 4. Composite de eventos La Niña débiles (años 1984; 1995; 2000; 2011) durante SON. Mismos campos que en Figura 2.

débil no se observan trenes de onda bien definidos y las anomalías negativas de lluvia son mucho menores (figura 4).

En verano, los patrones de teleconexión son diferentes a los de la primavera, pues la respuesta al enfriamiento

¹El “composite” o compuesto es un método de análisis que consiste en promediar aquellos casos que presentan las mismas características (ej. eventos La Niña débil) para su tipificación.

²Estructura de los sistemas atmosféricos en la que el patrón de circulación horizontal no varía mucho con la altitud.

oceánico es más intensa y ocupa toda la banda tropical, observándose el máximo en el Pacífico central (panel inferior figura 3). Las circulaciones ciclónicas en ambos lados de la línea ecuatorial no son simétricas, sino que la anomalía al norte es mayor que la del sur, independientemente de la magnitud de La Niña. Por otro lado, las teleconexiones extratropicales son significativamente más intensas para los casos de evento Niña fuerte. A diferencia de la respuesta durante la primavera, el verano y la señal extratropical tiene una estructura zonal (este-oeste) con alternancia latitudinal de anomalías positivas y negativas en altura, de forma que favorecen un debilitamiento de la corriente en chorro subtropical y una intensificación de la corriente en chorro polar y, por lo tanto, de la actividad sinóptica. En los casos de La Niña débil, la estructura espacial de las anomalías en el Pacífico sur es parecida, pero con una magnitud mucho menor, mientras que en el Atlántico son diferentes. A pesar de ello el impacto sobre las lluvias del sudeste de Sudamérica es similar, con una disminución sobre Uruguay y la Zona de Convergencia del Atlántico Sur. Por el contrario, en los

Sur. Para verano (Dic-Feb) se esperan leves sesgos negativos en Uruguay y la Zona de Convergencia del Atlántico Sur y por encima de lo normal en la región Amazónica ecuatorial.

Referencias

Ambrizzi T, E.B. de Souza, R.S. Pulwarty (2004): The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on South American seasonal rainfall. In *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*, Diaz HF, Bradley RS (eds). Springer: Dordrecht, The Netherlands, 203–235.

Barreiro M. (2010): Influence of ENSO and South Atlantic Ocean on climate predictability over southeastern South America. *Clim. Dyn.* 35, 1493–1508, doi: 10.1007/s00382-00666-9.

Chiang J. and A. Sobel (2002): Tropical tropospheric temperature variations caused by ENSO and their influence on the remote tropical climate, *J. Climate*, 15, 2616-2631.

Gill, A.E. (1980) Some simple solutions for heat induced tropical circulation, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 106, 447-462.

Grimm, A. M. and T. Ambrizzi (2009): Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene*. Vimeux, F., F. Sylvestre, and M. Khodri, Eds., Springer Chapter 7, pp 159-193.

Hoskins, B.J., and D.J. Karoly (1981): The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *J. Atmos. Sci.*, 38, 1179-1196.

Hoskins, B. J., and T. Ambrizzi (1993): Rossby wave propagation in a realistic longitudinally varying flow, *J. Atmos. Sci.* 50, 1661-1671.

Ropelewski, C. H., and S. Halpert (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño-Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1606-1626. 219 Ropelewski, C. H., and S. Halpert (1989). Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation, *J. Clim.*, 2, 268-284.

Sardeshmukh, P.D., and B.J. Hoskins (1988): The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence, *J. Atmos. Sci.*, 5, 1228-1251.

Silvestri G.E. (2004): El Niño signal variability in the precipitation over southeastern South America during austral summer, *Geophys. Res. Lett.*, 31, doi:10.1029/2004GL020590.

Trenberth K.E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N.-C. Lau, and C. Ropelewski (1998): Progress during TOGA in understanding and modelling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.* 103, C7, 14291-14324.

Yulaeva E. and J. M. Wallace (1994): The signature of the ENSO in global temperature precipitation fields derived from the Microwave Sounding Unit. *J. Climate* 7, 1719–1736.

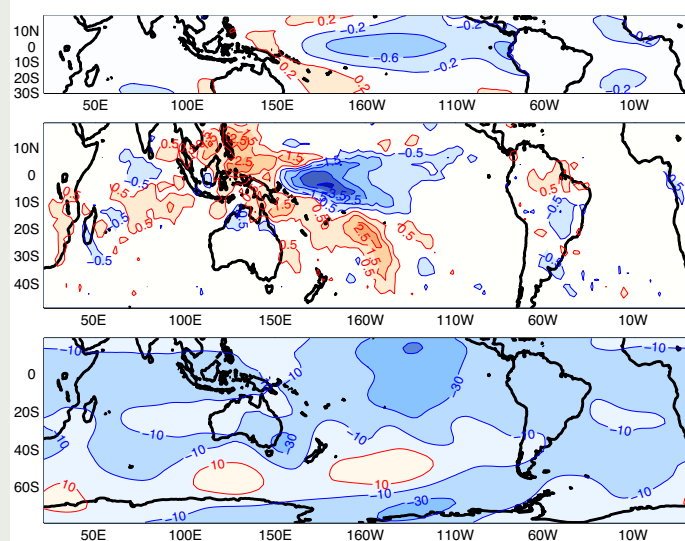


Figura 5. Composite de eventos La Niña débiles (años 1984; 1995; 2000; 2011) durante DEF. Mismos campos que en Figura 2.

trópicos solo La Niña fuerte induce grandes anomalías de lluvia en las costas de Perú y Ecuador, el norte de América del Sur y la ZCIT del Atlántico (panel medio figuras 3 y 5).

En base a estos resultados y si se cumple de que en los próximos meses se desarrolla un evento La Niña débil (por ejemplo de acuerdo al sitio del IRI <http://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/forecasts/enso/current/>) se puede realizar una predicción estacional. La misma diría que durante la primavera 2016 (Sep-Nov) hay una leve tendencia a lluvias por debajo de lo normal en el norte de Uruguay y sur de Brasil y lluvias por encima de lo normal en el norte de América del