

# **Análisis de la circulación atmosférica de altura asociada a episodios anuales extremos de precipitación en el sur del Altiplano boliviano**

Diego Araneo<sup>1,2</sup>, Mariano Morales<sup>1</sup> y Ricardo Villalba<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, CONICET, Mendoza, Argentina, daraneo@mendoza-conicet.gob.ar

<sup>2</sup> Instituto de Ciencias Básicas, UNCuyo, Mendoza, Argentina.

## **1. Introducción**

Las variaciones de precipitación en el Altiplano boliviano (fig. 1) tienen impactos humanos y ambientales directos, a menudo asociados con sequías e inundaciones. Los registros meteorológicos instrumentales en los trópicos son a menudo cortos, fragmentarios y heterogéneos.

Anteriores estudios dendrocronológicos han demostrado la gran habilidad del *Polylepis tarapacana* como proxy para la precipitación. El crecimiento radial de esta especie de árbol está fuertemente influenciado por la disponibilidad de humedad, por lo que representa a un excelente proxy para las precipitaciones anuales de la región en que habita.

En el caso de la zona sur del Altiplano boliviano la reconstrucción dendrocronológica de la precipitación basada en *Polylepis tarapacana* captura el 54% de la variación obtenida a partir de datos instrumentales de estaciones meteorológicas cercanas. Adicionalmente, el análisis espectral de la reconstrucción revela importantes picos en escala interanual, decadal e interdecadal, en acuerdo con los principales modos de oscilación presentados en registros instrumentales y los índices “Pacific Decadal Oscillation” (PDO) y “Niño-3.4” (Morales et al., 2010).

Por otra parte, varios estudios han examinado las condiciones locales y sinópticas que fuerzan la variabilidad estival de la precipitación en la región. En este sentido, se ha concluido que el contenido de humedad de la capa límite del Altiplano es el factor clave que determina la aparición de convección generalizada (Garreaud, 1999). Adicionalmente, la variabilidad de la humedad está a su vez asociada con variaciones de los patrones de circulación en los niveles medio y superior de la troposfera (500-200 hPa), que alternadamente actúan para favorecer el transporte de aire húmedo o seco desde tierras bajas al oeste o al este de la región (Garreaud, 1999; Vuille et al, 1998).

En este trabajo se estudian los principales patrones de circulación atmosférica asociados a extremos de precipitación sobre la región sur del Altiplano boliviano, y su posible relación con los eventos cálidos y fríos del ciclo El Niño – Oscilación Sur (ENOS).

## **2. Datos y metodologías**

Se utilizaron datos mensuales de altura geopotencial (HGP, en mgp) y vector viento (V, en m/s) en el nivel de 200 hPa, sobre un reticulado regular de  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  de latitud-longitud; y de función corriente (Psi, en  $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ ) y potencial de velocidad (Chi, en  $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ ) en el nivel  $\sigma = 0.21$  sobre un enrejado global Gaussiano T62 (192 x 94), provenientes del Reanalysis 1 de NCEP / NOAA (Kalnay et al., 1996). Adicionalmente, fueron utilizados datos de la base reconstruida extendida de temperatura superficial del mar (TSM) de la NOAA (ERSST), con cobertura global

regular de 2° x 2° de latitud-longitud. En todos los casos, el período considerado de las bases de datos comprende los años 1948 a 2003.

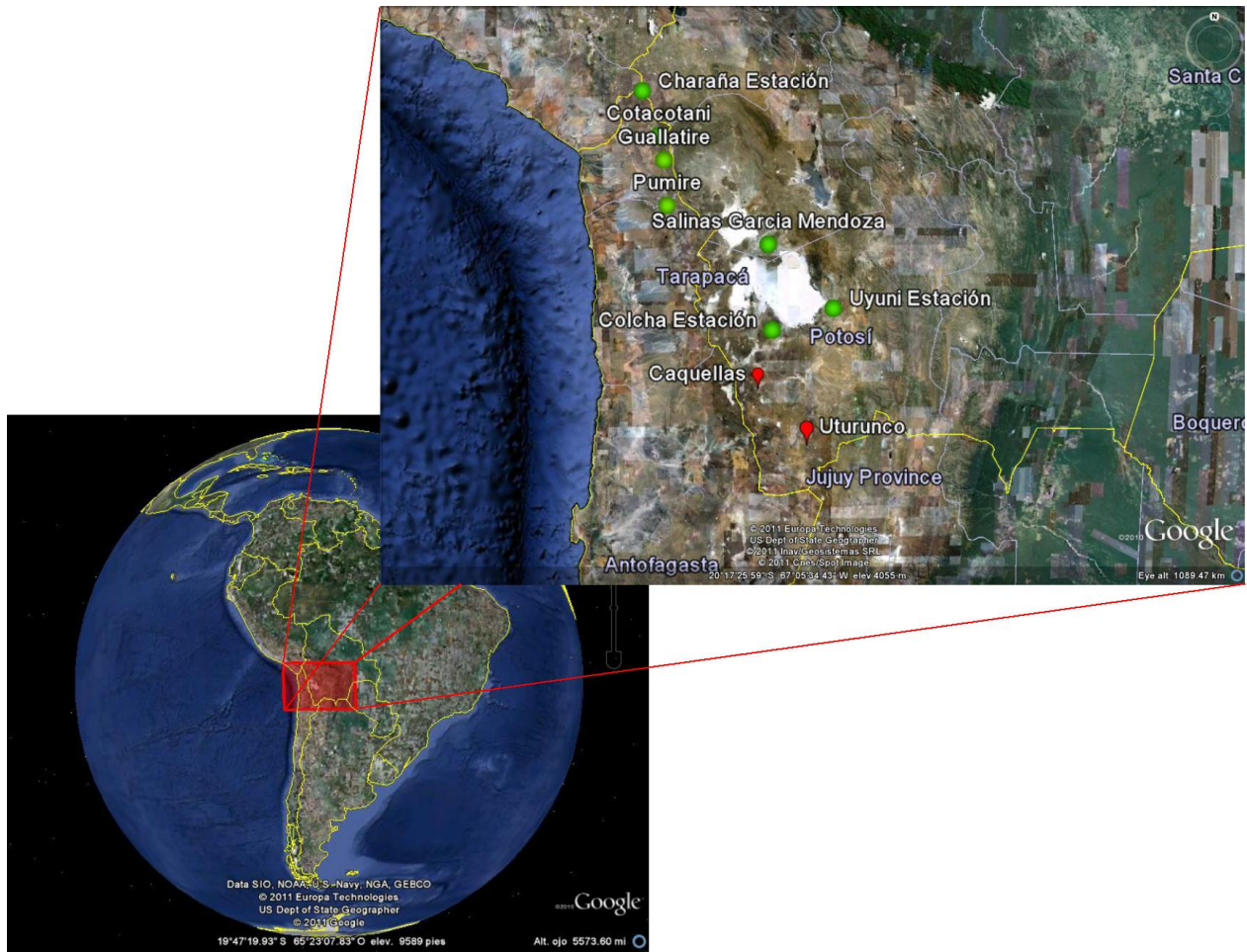


Figura 1. Ubicación geográfica de estaciones meteorológicas de superficie (puntos en verde) y sitios de muestreo dendrocronológico (puntos rojos), utilizados en este trabajo.

Adicionalmente se emplearon datos mensuales de precipitación acumulada provenientes de las estaciones meteorológicas de superficie: Uyuni, Colcha, Salinas García Mendoza, Charaña, Pumire, Guallatire y Kota Kotani; pertenecientes al Servicio Meteorológico de Bolivia (fig. 1), a fin de determinar un índice areal de precipitación para la región. A tal fin, los valores de precipitación fueron estandarizados para cada estación y luego promediados para cada año correspondiente. Dado que las series de cada estación comienzan en años distintos, sólo se consideró el período común que comprendía años con datos en al menos tres de las estaciones. Por otra parte, se emplearon datos de la reconstrucción dendrocronológica de precipitación (utilizando la especie *Polylepis tarapacana*) elaborada a partir de los puntos de muestreo Caquellas y Uturunco (fig. 1) (Morales et al., 2010). La correlación entre el índice de regional de precipitación obtenido a partir de las estaciones meteorológicas y la reconstrucción dendrocronológica, en el período considerado (1948-2003), arrojó un valor de 0.705, por lo que se considera que la reconstrucción captura ~50% de la variabilidad observada en el período.

Primeramente, a partir de la reconstrucción dendrocronológica de la precipitación se determinaron los años extremos húmedos y secos utilizando como valores críticos los

percentiles 15 y 85 de la distribución. Posteriormente los campos de anomalías correspondientes a las variables meteorológicas y a las TSM (con respecto a los períodos climatológicos 1968-1996 y 1971-2000 respectivamente) fueron compuestos para el período diciembre-marzo (meses en los cuales se produce casi la totalidad de las precipitaciones en la región) de ambos conjuntos de años extremos, a fin de obtener patrones de circulación atmosférica y determinar la configuración media de TSM; en relación con los años extremos establecidos. En todos los casos la prueba de t-Student de diferencia de medias fue también calculada para testear la significancia de las anomalías.

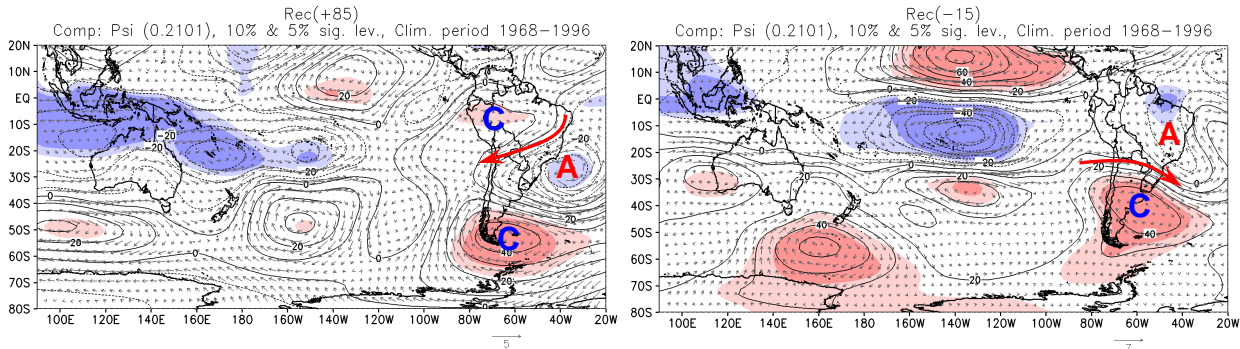


Figura 2: Campos de anomalías de función corriente ( $\Psi$  en  $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ ), para el período diciembre-marzo, compuestos para años húmedos (izquierda) y secos (derecha) (i.e. con valores de reconstrucción dendrocronológica por encima del percentil 85 y por debajo del percentil 15 respectivamente) sobre la región en estudio. Las áreas sombreadas indican valores significativos al 10% y 5% (positivos en rojo y negativos en azul). Los vectores representan la componente rotacional del viento asociada. Las anomalías se calculan respecto del período climatológico 1968-1996. Las flechas rojas indican el sentido de la circulación anómala sobre el área estudiada. Las letras A (en rojo) y C (en azul) señalan la posición de centros de circulación anómala anticiclónica y ciclónica respectivamente.

Complementariamente se estudiaron las fuentes de ondas de Rossby estacionarias y su propagación horizontal. Un diagnóstico típico para el forzante de tales ondas en la troposfera superior puede efectuarse mediante el cálculo de la cantidad:

$$\bar{S} = -\overline{\nabla \cdot [(f + \xi) \mathbf{V}_\chi]}$$

donde  $\bar{(\ )}$  denota el promedio temporal,  $\mathbf{V}_\chi$  es la componente divergente del viento,  $\xi$  es la vorticidad relativa,  $f$  es el parámetro de Coriolis y  $\bar{S}$  es la fuente efectiva de ondas de Rossby derivada de la ecuación de balance de vorticidad temporalmente promediada (Rasmusson and Mo, 1993). Adicionalmente, una herramienta de diagnóstico útil para representar la propagación tridimensional de estas ondas, involucra el cálculo de los vectores de flujo de actividad de ondas definido por Plumb (1985), cuyas componentes zonal y meridional vienen respectivamente dadas por:

$$F_\varphi = \frac{p}{2\alpha^2} \left[ \frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \frac{\partial \psi'}{\partial \varphi} - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda \partial \varphi} \right]$$

$$F_{\lambda} = \frac{p}{2a^2 \cos(\varphi)} \left[ \left( \frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} \right)^2 - \psi' \frac{\partial^2 \psi'}{\partial \lambda^2} \right]$$

donde  $p$  es la presión,  $\varphi$  es la latitud,  $\lambda$  es la longitud,  $a$  es el radio de la Tierra,  $\psi$  es la función corriente, y las primas denotan desviaciones respecto de la media zonal.

### 3. Resultados

La Figura 2 muestra los campos de anomalías de función corriente y componente rotacional del viento, compuestos sobre el período diciembre-marzo, para años húmedos (izquierda) y secos (derecha) sobre la región en estudio. Los años húmedos se encuentran asociados a una reducción anómala del flujo de los oestes en capas altas sobre todo el Altiplano, como resultado de un dipolo formado por un centro de anomalías de circulación ciclónica sobre el norte de Perú y otro de circulación anticiclónica frente a la costa sur de Brasil. Sobre el extremo sur de la región patagónica y el pasaje de Drake se observa un segundo centro de circulación ciclónica, que en el caso de años secos se desplaza hacia el norte ocupando la totalidad del extremo sur del continente. Este centro, junto al mencionado centro de circulación anticiclónica, que en el caso de años secos también se desplaza al norte ocupando en este caso la región este de Brasil, forman un dipolo que da origen a una intensificación de los oestes sobre el área analizada, contrariamente a lo observado en el caso anterior.

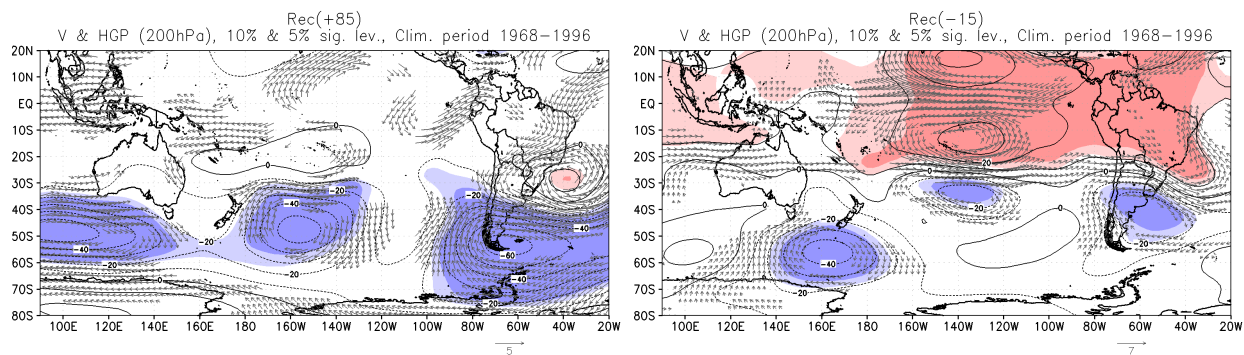


Figura 3. Ídem fig. 2 pero para altura geopotencial y viento (HGP en m/gp y V en m/s). Sólo las anomalías de vector viento con al menos una componente (zonal o meridional) significativa al 5% se encuentran graficadas.

Las anomalías significativas de altura geopotencial y viento sobre la región (fig. 3), confirman la significancia de las circulaciones descritas, exhibiendo sobre todo el Altiplano, anomalías de viento con componente NE en casos húmedos y del O en casos secos.

Análogamente, la Figura 4 muestra los campos de anomalías de potencial de velocidad y componente divergente del viento en la troposfera superior. Tanto en casos húmedos como secos, se observan centros de divergencia de aire sobre el Pacífico ecuatorial que se extienden hacia el sur afectando casi la totalidad del océano. Sin embargo, en el caso de años húmedos el centro se observa desplazado hacia el oeste con respecto al observado para casos secos. Efectivamente, en el primer caso, el núcleo de anomalías negativas de potencial de velocidad se ubica sobre  $\sim 170^\circ$  W, mientras que en el segundo se encuentra sobre  $\sim 100^\circ$  W.

El desplazamiento zonal de los centros de divergencia en altura sobre el Pacífico ecuatorial descrito anteriormente, origina consecuentemente un movimiento similar en las regiones del océano donde se ubican preferentemente las fuentes de ondas cuasi-estacionarias de Rossby. En efecto, la Figura 5 (paneles superiores) muestra que los núcleos de divergencia anómala tienen asociadas regiones forzantes de ondas (en rojo), que se encuentran predominantemente al oeste y al este del meridiano de  $120^{\circ}$  W para casos húmedos y secos respectivamente (áreas encerradas por óvalos). Adicionalmente, los vectores de propagación de ondas (fig. 5, paneles inferiores), muestran que la energía originada en estas regiones fluye hacia el este ayudando a mantener los centros de circulación ciclónica y anticiclónica anteriormente descritos, sobre el continente, en las adyacencias de la región estudiada.

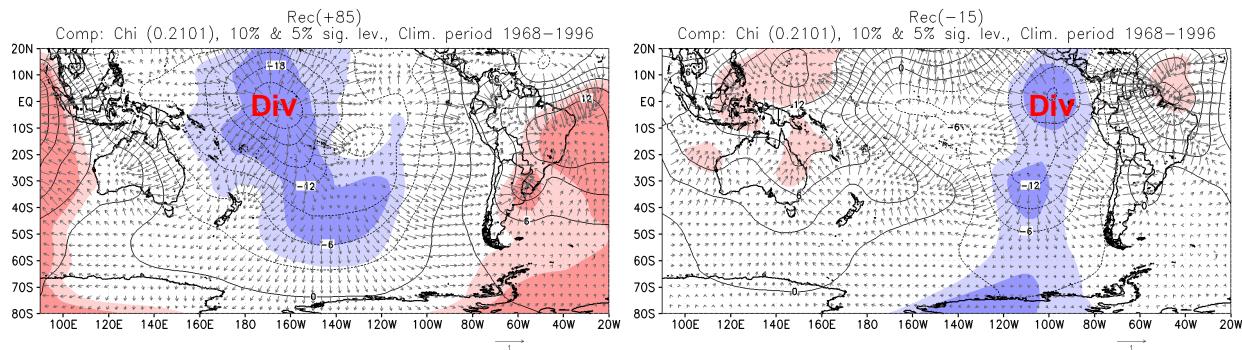


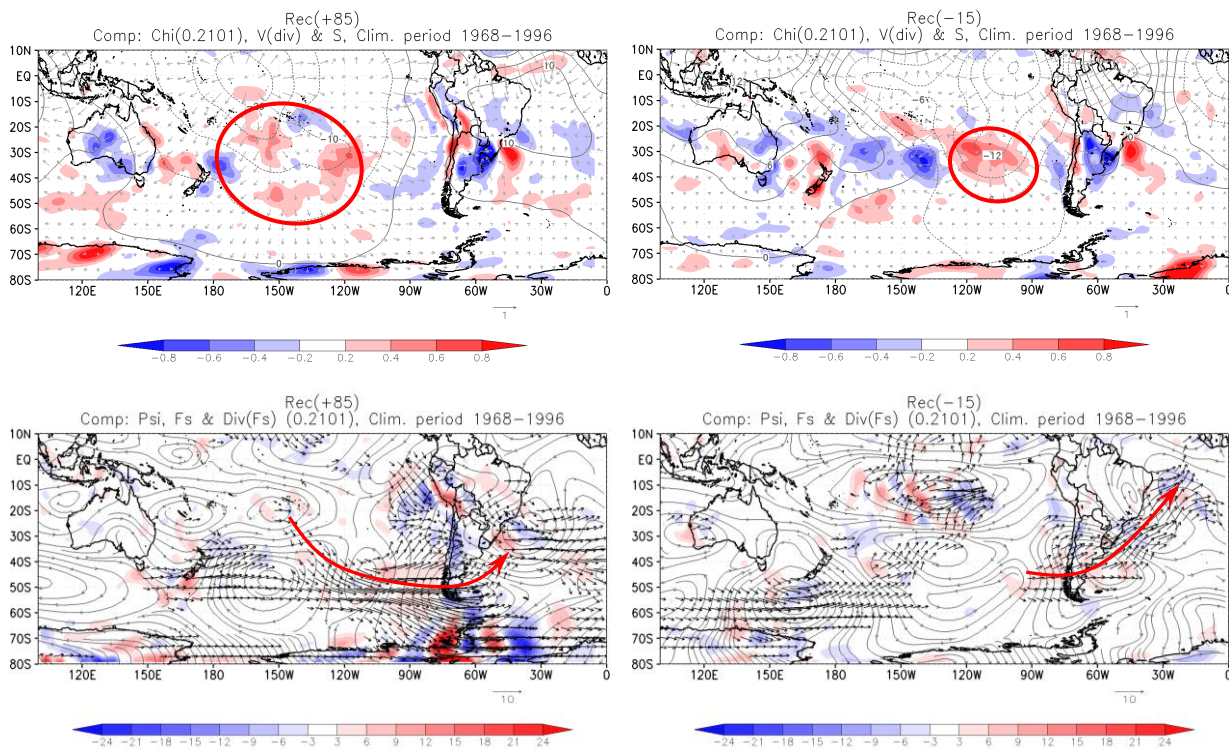
Figura 4: Ídem fig. 2 pero para potencial de velocidad ( $Chi$  en  $10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ ). Los vectores representan la componente divergente del viento asociada.

A fin de estudiar la posible vinculación de las anomalías de gran escala señaladas, con los fenómenos originados a partir de las fases cálida y fría del ciclo ENOS, se calcularon campos de anomalías de TSM análogos a los descritos anteriormente (fig. 6). Para el caso de años secos, la configuración observada sobre el Pacífico ecuatorial se asemeja a la típicamente exhibida durante los eventos El Niño, lo cual sugiere cierta relación entre años con escasa precipitación en el Altiplano y la ocurrencia de estos episodios del ENOS. Efectivamente, esta idea está además apoyada por las circulaciones ciclónica y anticiclónica mostradas respectivamente al norte y al sur del ecuador en la Figura 2 (con la consecuente intensificación de la corriente del este en altura sobre el Pacífico ecuatorial), y la divergencia exhibida sobre el Pacífico ecuatorial oriental en la Figura 4; características especialmente observadas durante la fase cálida del ENOS. Sin embargo, la configuración de anomalías de TSM en el caso de años húmedos no resulta similar a ninguna de las observadas durante eventos El Niño-La Niña. Si bien sobre el Pacífico ecuatorial se observan anomalías positivas de TSM sobre  $\sim 160^{\circ}$  W y negativas al este, las mismas no resultan estadísticamente significativas, lo cual desalienta la idea de que puedan ser el origen del desplazamiento hacia el oeste de la divergencia en altura observada para estos casos (fig. 4).

#### 4. Conclusiones

Los resultados revelan que altos valores de precipitación se encuentran asociados a una reducción anómala de los oestes en niveles altos, debido a un dipolo formado por un centro anómalo de circulación anticiclónica frente a la costa SE de Brasil y otro de circulación ciclónica sobre Perú. Un segundo centro ciclónico se ubica al Sur de la Patagonia, el cual, en el caso de bajos valores de precipitación, se traslada hacia el Norte ubicándose sobre el centro de Argentina, desplazando el centro anticiclónico anterior e incrementando la circulación del oeste

sobre la región en estudio. La causa del corrimiento meridional de estos sistemas en uno y otro caso, podría tener su origen en el corrimiento zonal de un centro de divergencia anómala sobre el Pacífico tropical, que en el caso de altos (bajos) valores de precipitación se ubica en el flanco occidental (oriental) del mismo. Esta divergencia es fuente de ondas de Rossby que posteriormente se propagan meridionalmente, ayudando a mantener los sistemas mencionados en las posiciones descritas. La relación entre esta divergencia y el calentamiento-enfriamiento de la superficie del mar en el Pacífico ecuatorial, podría explicar la vinculación entre la variabilidad de las precipitaciones en el sur de Bolivia y las oscilaciones del ciclo ENOS, sobre todo en el caso de años secos, para los cuales la señal El Niño resultaría más evidente, tanto respecto de la TSM como de la circulación de altura.



*Figura 5. Arriba: Fuentes (rojo) y sumideros (azul) de Ondas de Rossby cuasi-estacionarias (en  $10^{10} \text{ s}^{-2}$ ), junto a las anomalías de potencial de velocidad (contornos) y componente divergente del viento asociada (vectores), en el nivel  $\sigma = 0.21$ , compuestos sobre los períodos diciembre-marzo correspondientes a años húmedos (izquierda) y secos (derecha) (i.e. con valores de reconstrucción dendrocronológica por encima del percentil 85 y por debajo del percentil 15 respectivamente) sobre la región en estudio. Abajo: Ídem anterior pero para los vectores de propagación de energía de Ondas de Rossby cuasi-estacionarias (magnitud de referencia  $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) y su divergencia (sombreado), junto a las líneas de corriente. En todos los casos las anomalías se calculan respecto del período climatológico 1968-1996.*

Patrones esencialmente iguales a los mostrados en este informe se obtuvieron siguiendo los mismos procedimientos empleados aquí pero utilizando el índice de precipitación derivado de las observaciones instrumentales de las estaciones meteorológicas nombradas en la sección 2. Esto valida la utilidad de la reconstrucción dendrocronológica empleada como indicador para la determinación de años extremos húmedos y secos en la región.

En concordancia con los resultados mostrados en este trabajo, Garreaud (1999), basándose en simulaciones numéricas, mostró que durante eventos húmedos el flujo descendente de momento producido por vientos del este en altura, tiende a acelerar las brisas ladera arriba durante el día sobre el flanco oriental del Altiplano, resultando en un transporte de humedad desde tierras bajas continentales hacia la región. Por su parte, Falvey y Garreaud (2005) caracterizaron los perfiles verticales de viento zonal sobre la región durante episodios diarios húmedos y secos a lo largo de 93 días de observación, mostrando una predominancia de flujos del este y oeste respectivamente para cada caso. Adicionalmente, Lenters y Cook (1999) mostraron que las anomalías de circulación en esta región subtropical son, en última instancia, dominadas por las perturbaciones transientes extratropicales en el hemisferio sur.

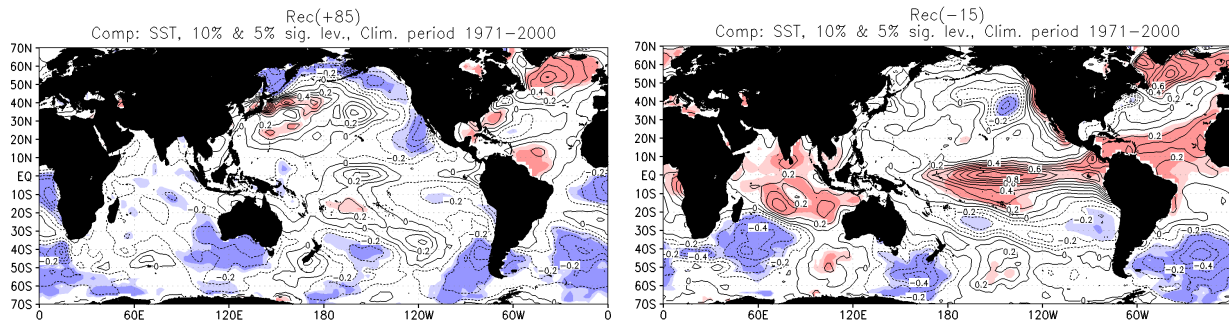


Figura 6. Ídem fig. 2 pero para la temperatura superficial del mar (SST en °C). Las anomalías se calculan respecto del período climatológico 1971-2000.

A pesar de esto, cabe aclarar que, al menos en escala interanual, recientes estudios climatológicos indican que el Altiplano presenta distintas zonas de variabilidad que en gran medida no están correlacionadas (Vuille, 1999; Vuille and Keimig, 2004), lo que implica que los procesos de precipitación pueden variar considerablemente a lo largo del mismo.

## 5. Referencias

Garreaud, R. D. (1999), Multi-scale analysis of the summertime precipitation over the central Andes, *Mon. Weather Rev.*, 127, 901– 921.

Lenters, J. D., and K. H. Cook (1999), Summertime precipitation variability over South America: Role of the large-scale circulation, *Mon. eather Rev.*, 125, 279– 291.

Morales M., Christie D., Villalba R., Araneo D., Prieto M.R., Alvarez C., Silva J. y Gioda A. (2010): “Precipitation variability in the Altiplano during the past 700 years: integrating instrumental, tree-ring and historical records”. II International Symposium: “Reconstructing Climate Variations in South America and the Antarctic Peninsula over the last 2000 years”. 27 al 30 de Octubre, Valdivia, Chile.

Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, 42, 217–229.

Rasmusson, E. M., and K. Mo, 1993: Linkages between 200-mb tropical and extratropical circulation anomalies during the 1986–1989 ENSO cycle. *J. Climate*, 6, 595–616.

Vuille, M. (1999), Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern oscillation, *Int. J. Climatol.*, 19, 1579–1600.

Vuille, M., and F. Keimig (2004), Interannual variability of summertime convective cloudiness and precipitation in the central Andes derived from ISCCP-B3 data, *J. Clim.*, 17, 3334–3348.

Vuille, M., D. R. Hardy, C. Braun, F. Keimig, and R. S. Bradley (1998), Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/1997 summer precipitation events on Sajama ice cap, Bolivia, *J. Geophys. Res.*, 103, 11,191–11,204.

### **Agradecimientos**

Este trabajo contó con el apoyo de fondos provenientes del proyecto PIP 2009-439 de CONICET.