

*Serie Conservación de la Naturaleza*

N° **24**

— 2018 —



**Fundación Miguel Lillo**

Ministerio de Educación de la Nación  
Ley 12.935 – Tucumán – República Argentina

La Puna Argentina : naturaleza y cultura / Héctor Ricardo Grau ... [et al.]. - 1a ed. -  
Tucumán : Fundación Miguel Lillo, 2018.  
Libro digital, PDF

Archivo Digital: descarga y online  
ISBN 978-950-668-032-9

1. Ciencias Geológicas. 2. Botánica. 3. Zoología. I. Grau, Héctor Ricardo  
CDD 306.4

*Serie Conservación de la Naturaleza*

Nº 24

# La Puna argentina

## Naturaleza y cultura

---

**H. Ricardo Grau**

Instituto de Ecología Regional – CONICET – UNT

**M. Judith Babot**

Fundación Miguel Lillo – CONICET

**Andrea E. Izquierdo**

Instituto de Ecología Regional – CONICET – UNT

**Alfredo Grau**

Instituto de Ecología Regional – CONICET – UNT

— Editores —



**Fundación Miguel Lillo**

Ministerio de Educación de la Nación

Ley 12.935 – Tucumán – República Argentina

---

## 4 ► Variabilidad hidroclimática en el sur del Altiplano: pasado, presente y futuro

Morales, Mariano S.<sup>1</sup>; Duncan A. Christie<sup>2,3</sup>; Raphael Neukom<sup>4,5</sup>; Facundo Rojas<sup>1</sup>; Ricardo Villalba<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Laboratorio de Dendrocronología e Historia Ambiental, Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, IANIGLA-CONICET Mendoza, Argentina.

<sup>2</sup> Laboratorio de Dendrocronología y Cambio Global, Instituto de Conservación Biodiversidad y Territorio, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.

<sup>3</sup> Center for Climate and Resilience Research (CR)<sup>2</sup>, Chile.

<sup>4</sup> Department of Geography, University of Zurich, Winterthurerstrasse 190, CH8057 Zürich, Switzerland.

<sup>5</sup> Oeschger Centre for Climate Change Research and Institute of Geography, University of Bern, Bern, Switzerland.

► **Resumen** — Las sequías en el Altiplano tienen un alto impacto sobre la dinámica de los ecosistemas regionales y las actividades socioeconómicas de las poblaciones locales. Es por esto que identificar los patrones espaciales de distribución de las lluvias, su evolución temporal y sus proyecciones futuras resultan de gran prioridad. Los objetivos del presente estudio son (1) analizar los principales patrones temporales de las variaciones hidroclimáticas en el sur del Altiplano (19°-23°S) durante los últimos 600-700 años y (2) proveer sustento a las proyecciones hidroclimáticas para el siglo XXI. Para ello, utilizamos reconstrucciones hidroclimáticas basadas en anillos de crecimiento de árboles, mediciones instrumentales de la precipitación y los resultados de un ensamble de ocho modelos predictivos de circulación general. El análisis conjunto de estos datos nos permite desarrollar una perspectiva de los cambios hidroclimáticos del siglo XXI en un contexto multicentenal. Los resultados de las reconstrucciones paleoclimáticas desarrolladas para el Altiplano han permitido caracterizar el rango de la variabilidad hidroclimática natural a diferentes escalas temporales durante los últimos 700 años. Estos registros documentan una disminución sostenida de las lluvias durante la segunda mitad del siglo XX, sin precedentes en los últimos 700 años. Los resultados de los modelos de circulación general de la atmósfera señalan una marcada disminución de las lluvias en el Altiplano bajo diferentes escenarios de emisión de gases de efecto invernadero (GEI), consistente con las tendencias observadas en las reconstrucciones y los datos instrumentales durante el siglo XX. Basados en estas proyecciones, el Altiplano experimentará una reducción en la precipitación fuera del rango de variabilidad natural del sistema climático registrado para el último milenio. Estos resultados alertan sobre la necesidad de planificar y aplicar estrategias adaptativas, para reducir los efectos negativos frente a la futura escasez de agua en la región.

**Palabras clave:** Reconstrucciones hidroclimáticas, paleoclima, Altiplano, precipitación, proyecciones climáticas, cambio climático.

► **Abstract** — Socio-economic activities in the Altiplano depend on water availability; in consequence, droughts have severe impacts on local populations. There is a growing interest to characterize the geographic patterns of rainfall distribution, as well as the temporal evolution and future precipitation changes. The aims of this study were (1) to analyze the temporal variations of the main hydroclimatic patterns in the southern Altiplano (19°-23°S) over the past 600-700 years and (2) to validate rainfall projections over the 21st century. To reach these goals, we used tree-ring based hydroclimate reconstructions, instrumental precipitation data, and an ensemble of eight CMIP5-member model simulations. This comprehensive set of data allowed us to put present and future hydroclimatic projections on the context of multi-centennial time scales in the Altiplano. The high-resolution paleoclimate reconstructions for the Altiplano represent unique records to characterize the natural hydroclimate variability at different temporal scales over the past 700 years. These records point out the sustained decline in rainfall since the mid 20th century, representing the most-severe, long-term drought in the region during the last seven centuries. The 21st century precipitation simulations project a sharp decline in rainfall for the different greenhouse gas (GHG) emissions scenarios. These projections are consistent with the observed trends in the reconstructions and in the

instrumental records during the 20th century. Based on these projections, the Altiplano will experience a reduction in precipitation outside the range of natural variability of the climate system. These results highlight the need for planning and implementing adaptive strategies to reduce vulnerability against future water shortages in the region.

**Keywords:** Hydroclimate reconstructions, paleoclimate, Altiplano, precipitation, climate projections, climate change.

## INTRODUCCIÓN

En regiones áridas y semiáridas, las variaciones temporales en la disponibilidad de los recursos hídricos tienen un efecto gravitante sobre la dinámica de los ecosistemas y las actividades socioeconómicas de la población (Binford *et al.*, 1997; Viviroli *et al.*, 2003; Holmgren *et al.*, 2006). Esta es claramente la situación del Altiplano en América del Sur (Figura 1), una meseta de altura ubicada en los Andes Centrales por encima de los 3.200 msnm, donde los eventos de sequías pueden gatillar severos problemas de abastecimiento de agua para su población, la agricultura y la cría de ganado, y por lo tanto, el desarrollo de la economía local altamente dependiente de estas actividades (Tandeter, 1991; García *et al.*, 2003, 2007; Buytaert y De Bièvre, 2012). Así, por ejemplo, durante los años con sequías extremas en la Puna de Jujuy se produjo el agotamiento de los cursos de agua disponibles para el consumo animal que acarrearón la muerte de más del 50% del ganado de camélidos (diario El Perfil, 19 de mayo 1998). La escasez en la disponibilidad de agua a lo largo de esta región tiene impactos ambientales, sociales y económicos más severos que cualquier otro tipo de desastre natural, afectando el funcionamiento de los ecosistemas (Carilla *et al.*, 2013) y amenazando la subsistencia de las poblaciones rurales (Gil Montero y Villalba, 2005). Las condiciones de permanente aridez que han predominado durante las últimas décadas han reducido substancialmente la superficie de las lagunas del Altiplano (Carilla *et al.*, 2013; Morales *et al.*, 2015) e incluso, han hecho desaparecer cuerpos de agua como es el caso del lago Poopó, el segundo lago en extensión en Bolivia después del Titicaca ([http://www.bbc.com/mundo/noticias/2015/12/151223\\_ciencia\\_bolivia\\_lago\\_poopo\\_desaparicion\\_sequia\\_wbm](http://www.bbc.com/mundo/noticias/2015/12/151223_ciencia_bolivia_lago_poopo_desaparicion_sequia_wbm)).

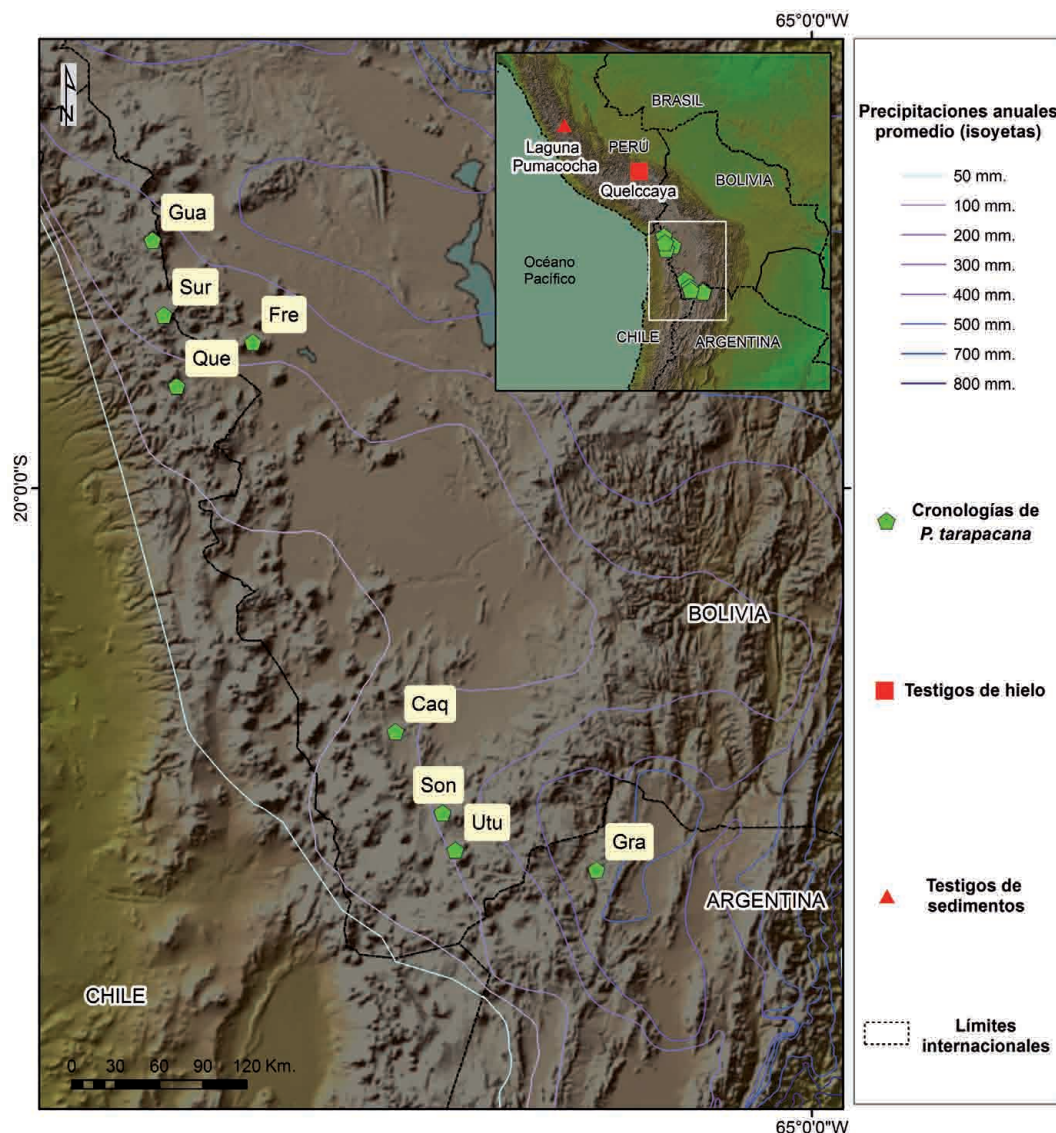
Las proyecciones climáticas, basadas en los modelos de circulación general y regional bajo diferentes escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero (GEI), muestran un calentamiento acentuado para el Altiplano a lo largo del siglo XXI (Bradley *et al.*, 2006; Urrutia y Vuille, 2009; IPCC, 2013) y una disminución en las precipitaciones (Urrutia y Vuille, 2009; Minvielle y Garreaud, 2011; Neukom *et al.*, 2015), restringiendo aún más la disponibilidad de agua en la región.

Debido a la creciente presión de las sociedades modernas sobre los recursos hídricos, existe un interés apremiante para identificar los patrones de distribución geográfica de las lluvias, su evolución temporal y sus proyecciones futuras. Desafortunadamente, debido al corto período de los registros instrumentales (raramente superan los 50 años) y la baja densidad de estaciones pluviométricas en el Altiplano, estos registros impiden tener una visión de largo plazo de la variabilidad climática del sistema, de las tendencias en diferentes escalas temporales y de los períodos de retorno de eventos extremos como las severas sequías. La topografía montañosa de los Andes Centrales introduce a su vez una mayor heterogeneidad espacial en el clima, haciendo más compleja su predictibilidad. Sin embargo, el desarrollo de registros paleoambientales de alta resolución a partir de los anillos de árboles, han permitido caracterizar la evolución hidroclimática en el Altiplano desde escalas decenales hasta multicentenales, información fundamental para comprender la dinámica del sistema y poder elaborar proyecciones futuras del sistema climático regional.

El manejo sostenible de los recursos hídricos, la planificación de la distribución del agua a largo plazo y la adaptación a los cambios climáticos precisa del entendimiento de la variabilidad hidroclimática pasada, pre-

sente y futura a escala local y regional (Lynch, 2012; IPCC, 2014). Por lo tanto, en este capítulo nos planteamos realizar una síntesis acerca de los principales patrones temporales de las variaciones hidroclimáticas en el sur del Altiplano durante los últimos 600-700 años (19°-23°S; noroeste de Jujuy, suroeste de Bolivia y el sector adyacente del norte de Chile), y proveer sustento a sus proyec-

ciones para el siglo XXI. Con el fin de analizar las condiciones hidroclimáticas pasadas, presentes y futuras en el sur del Altiplano, utilizamos los registros paleoclimáticos basados en anillos de árboles, en conjunto con mediciones instrumentales de precipitación y un ensamble de ocho modelos predictivos de circulación general de la atmósfera (GCMs, CMIP5; Taylor *et al.*, 2012).



**Figura 1.** Región del Altiplano Sur mostrando la ubicación de las cronologías de anillos de *Polylepis tarapacana* utilizadas para realizar las reconstrucciones hidroclimáticas (puntos verdes). Los círculos rojos muestran la ubicación geográfica de las estaciones meteorológicas analizadas en este estudio. El tamaño de los círculos es proporcional al total anual (mm) de precipitaciones registrado para cada estación.

## CIRCULACIÓN DE GRAN ESCALA Y PRECIPITACIONES EN EL ALTIPLANO

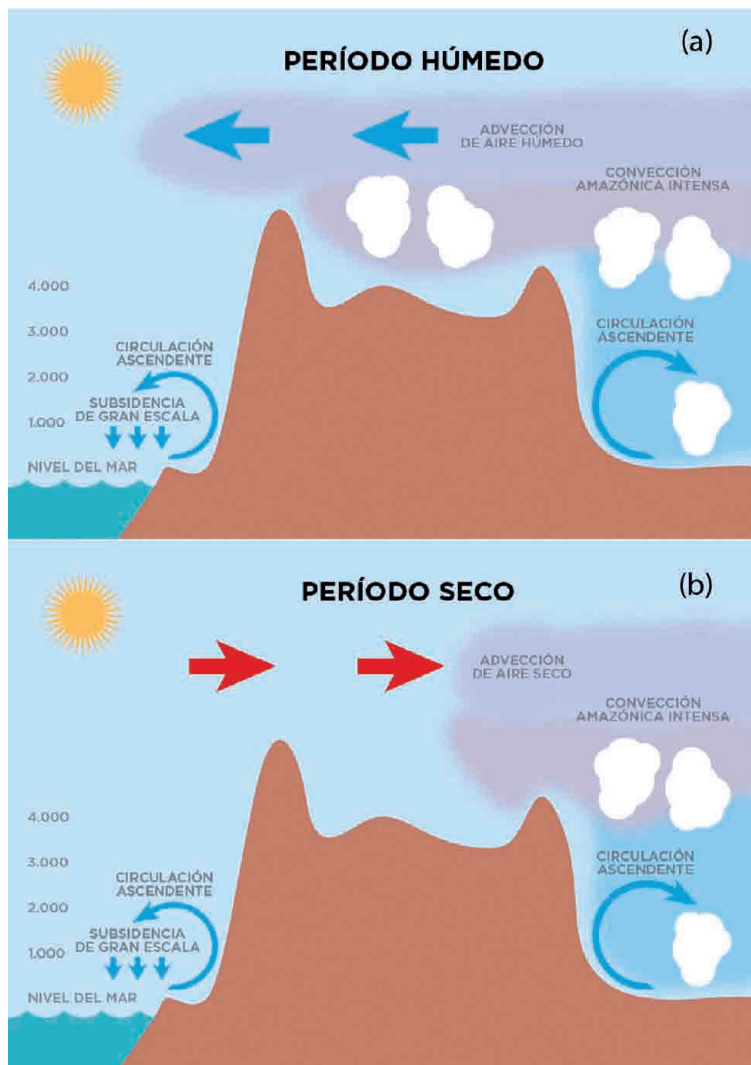
Entre los climas contrastantes del desierto costero de Atacama y los bosques amazónicos húmedos de Bolivia y Brasil, se encuentra el Altiplano de América del Sur, una meseta semiárida ubicada por encima de los 3200 msnm que se extiende por más de 1000km en dirección dominante norte-sur a lo largo de los Andes. Debido a su elevación, el Altiplano representa un verdadero obstáculo para la circulación troposférica sobre el continente (Garreaud *et al.*, 2003). Esta meseta de altura se caracteriza por presentar bajas temperaturas, alta amplitud térmica diaria (más de 15°C de diferencia entre el día y la noche), baja densidad del aire, alta radiación, y un clima semiárido (Aceituno, 1993). El Altiplano es una región extremadamente seca durante la mayor parte del año, con la excepción del verano (noviembre a marzo), cuando ocurren las tormentas convectivas asociadas al sistema del Monzón Sudamericano. Estas lluvias estacionales se producen por una desestabilización de la tropósfera a nivel local, debido al intenso calentamiento de la superficie y el establecimiento de los vientos de altura del este que favorecen el transporte de las masas de aire húmedo provenientes de la cuenca del Amazonas (Figura 2; Garreaud *et al.*, 2003; Vuille *et al.*, 2003; Falvey y Garreaud, 2005). Por otra parte, las precipitaciones provenientes del oeste son extremadamente raras ya que la humedad de origen Pacífico está atrapada verticalmente por la subsidencia anticiclónica de gran escala y la inversión térmica de baja altura muy estable en la costa Pacífica (Figura 2; Aceituno y Montecinos, 1993; Garreaud *et al.*, 2003).

Consistente con el origen oriental de la fuente de humedad, las precipitaciones decrecen significativamente desde el este al oeste (Figura 1). En nuestra región de estudio (19°-23°S), caen anualmente entre 300 a 600 mm de precipitación en las cercanías de la Cordillera Oriental, y solamente entre 60 y 150 mm en la Cordillera Occidental (Figura 1, Tabla 2). Por su asociación con el sistema

monzónico sudamericano, más del 70% de la precipitación total anual se concentra durante los meses del verano (Garreaud *et al.*, 2003; Falvey y Garreaud, 2005; Vera *et al.*, 2006). La fuerte estacionalidad de las precipitaciones está asociada con el desarrollo de un centro de alta presión en niveles superiores de la atmósfera sobre los Andes Centrales, conocido como el Alta de Bolivia. Este anticiclón se establece como respuesta a la liberación de calor latente y radiativo producido por la convección intensa que ocurre en verano sobre la cuenca amazónica (Lenters y Cook, 1997). La posición geográfica e intensidad del Alta de Bolivia juegan un papel importante en el control de la circulación de altura y por lo tanto de las precipitaciones en el Altiplano (Aceituno y Montecinos, 1993; Vuille *et al.*, 1998; Lenters y Cook, 1999; Vuille, 1999). Intervalos húmedos (secos), están relacionados con una intensificación (debilitamiento) y un desplazamiento pronunciado hacia el sur (norte) del Alta de Bolivia. Este corrimiento permite la expansión, por simple advección horizontal del viento zonal del este (oeste) en la atmósfera superior y la entrada (bloqueo) de humedad sobre el Altiplano (Figura 2; Lenters y Cook, 1997; Falvey y Garreaud, 2005). Este desplazamiento del Alta de Bolivia, también puede ser observado a escala interanual (Vuille, 1999). Por lo tanto, la dinámica del Alta de Bolivia, en conjunto con los vientos zonales en la troposfera superior, juegan un rol clave modulando las precipitaciones sobre el Altiplano (Lenters y Cook, 1997; Vuille, 1999; Garreaud y Aceituno, 2001; Garreaud *et al.*, 2003; Vuille y Keimig, 2004; Falvey y Garreaud, 2005).

Una porción significativa de la variabilidad interanual en la precipitación es atribuida a los cambios en las temperaturas superficiales del Océano Pacífico tropical, las cuales modulan el flujo de viento zonal de altura (Vuille *et al.*, 2000). Los veranos húmedos en el Altiplano están asociados con los enfriamientos del océano Pacífico tropical durante los eventos La Niña, los que al enfriar la tropósfera tropical debilitan el flujo de los vientos oestes sobre el Altiplano en respuesta





**Figura 2.** Representación esquemática de los patrones de circulación atmosférica en una sección vertical longitudinal sobre el Altiplano y regiones aledañas durante un período húmedo (a) y uno seco (b). Las flechas grandes azules (rojas) indican el sentido del viento zonal en la troposfera superior durante el período húmedo (seco). El sombreado representa las masas de aire húmedo generadas por la convección amazónica intensa. Las flechas cortas azules representan la subsidencia de gran escala sobre el SE del Pacífico subtropical. Esquema adaptado de Garreaud *et al.* (2003), Falvey y Garreaud (2005) y Vera *et al.* (2006).

a una reducción en el gradiente térmico meridional en latitudes subtropicales (Garreaud y Aceituno, 2001). Por el contrario, los veranos secos están asociados con eventos El Niño y se caracterizan por el predominio de los vientos del oeste y el bloqueo simultáneo de la penetración de aire húmedo desde el este (Garreaud *et al.*, 2003).

#### VARIACIONES HIDROCLIMÁTICAS PARA EL ÚLTIMO MILENIO

Las reconstrucciones climáticas que cubren los últimos 1000 años han cobrado notable interés ya que proporcionan herramientas importantes para entender la naturaleza de los cambios climáticos recientes en un contexto de largo plazo (Jansen *et al.*,



**Tabla 1.** Listado de las características geográficas de los sitios de muestreo de *Polylepis tarapacana* y de la extensión temporal de las cronologías de ancho de anillos utilizadas para reconstruir las variaciones en la precipitación del Altiplano y el área de las lagunas ubicadas en la región de Vilama-Coruto (NOA-SOB).

Sitios de muestreo	Latitud (S)	Longitud (O)	Rango altitudinal (m)	Período	País
Vº Guallatiri / Gua	18°28'	69°10'	4.450-4.500	1377-2007	Chile
Salar de Surire / Sur	18°56'	69°00'	4.500-4.550	1278-1901	Chile
Frente Sabaya / Fsa	19°06'	68°27'	4.400-4.500	1352-2008	Bolivia
Queñiza / Que	19°22'	68°55'	4.300-4.350	1444-2007	Chile
Caquella / Caq	21°30'	67°34'	4.500-4.700	1226-2009	Bolivia
Soniquera / Son	22°00'	67°17'	4.500-4.600	1431-2003	Bolivia
Uturuncu / Utu	22°18'	67°14'	4.450-4.700	1242-2006	Bolivia
Granada / Gra	22°35'	66°33'	4.500-4.750	1620-2008	Argentina

**Tabla 2.** Características geográficas de las estaciones de precipitación en el Altiplano sur (19°-23°S). El (\*) indica las estaciones que presentaron un factor de carga > 0.70 respecto al CP1, utilizadas para desarrollar la serie regional de lluvias de verano (DEF).

Estación / Código	Latitud (S)	Longitud (O)	Elevación (m)	Período	Factor de carga	Total anual
Lag Pampa Lirima/lpl*	19°49'	68°52'	4.000	1982-2008	-0.94	141
Coyacagua/coy*	20°03'	68°37'	3.990	1961-2008	-0.89	134
Uyuni/uyu*	20°28'	66°48'	3.660	1975-2004	-0.78	187
Lequena/leq*	21°39'	68°39'	3.320	1973-2009	-0.80	63
San Pablo/spa*	21°41'	66°37'	4.165	1979-2003	-0.75	287
Ojo San Pedro/osp*	21°58'	68°18'	3.800	1969-2009	-0.92	67
Inacaliri/ina*	22°01'	68°03'	4.040	1969-2009	-0.84	141
La Quiaca/qui	22°07'	65°36'	3.458	1903-2001	-0.27	361
Linzor/lin*	22°13'	68°01'	4.100	1973-2009	-0.91	162
TucTuca/tuc	22°25'	65°27'	3.950	1982-2012	-0.63	451
Nazareno/naz	22°30'	65°06'	3.050	1983-2012	0.00	658
Iruya/iru	22°47'	65°12'	2.730	1982-2012	-0.60	284

2007). Los anillos de árboles son uno de los mejores indicadores del clima pasado debido a su alta resolución (definición anual), su gran cobertura espacial, y su sensibilidad a las variaciones anuales o estacionales del clima (Jones *et al.*, 1998). Esta fuerte relación con las fluctuaciones climáticas permite su calibración con registros instrumentales y el desarrollo de modelos estadísticos que posibilitan la reconstrucción de la variabilidad climática pasada.

A lo largo del Altiplano (16°-23°S) se encuentra *Polylepis tarapacana*, especie arbórea de la familia de las rosáceas conocida localmente con el nombre de queñoa, la cual crece en las laderas de volcanes y montañas entre los 4.000-5.200 msnm. *P. tarapacana* es una especie longeva con in-

dividuos que pueden alcanzar los 700 años de edad, y su desarrollo se encuentra adaptado a condiciones extremas de sequías y bajas temperaturas siendo su crecimiento muy sensible a los cambios hidroclimáticos (Morales *et al.*, 2004; Christie *et al.*, 2009; Soliz *et al.*, 2009). Estas excelentes características dendrocronológicas (sensibilidad climática y longevidad) han posibilitado el desarrollo de una red de más de 25 cronologías de ancho de anillos distribuidas en el Altiplano de Chile, Bolivia y Argentina. El hecho de que esta especie presente un crecimiento altamente sensible a la precipitación y temperatura, permite que exista un patrón común de variación en el crecimiento entre todos los individuos del bosque, posibilitando el desarrollo de cronologías de ancho de

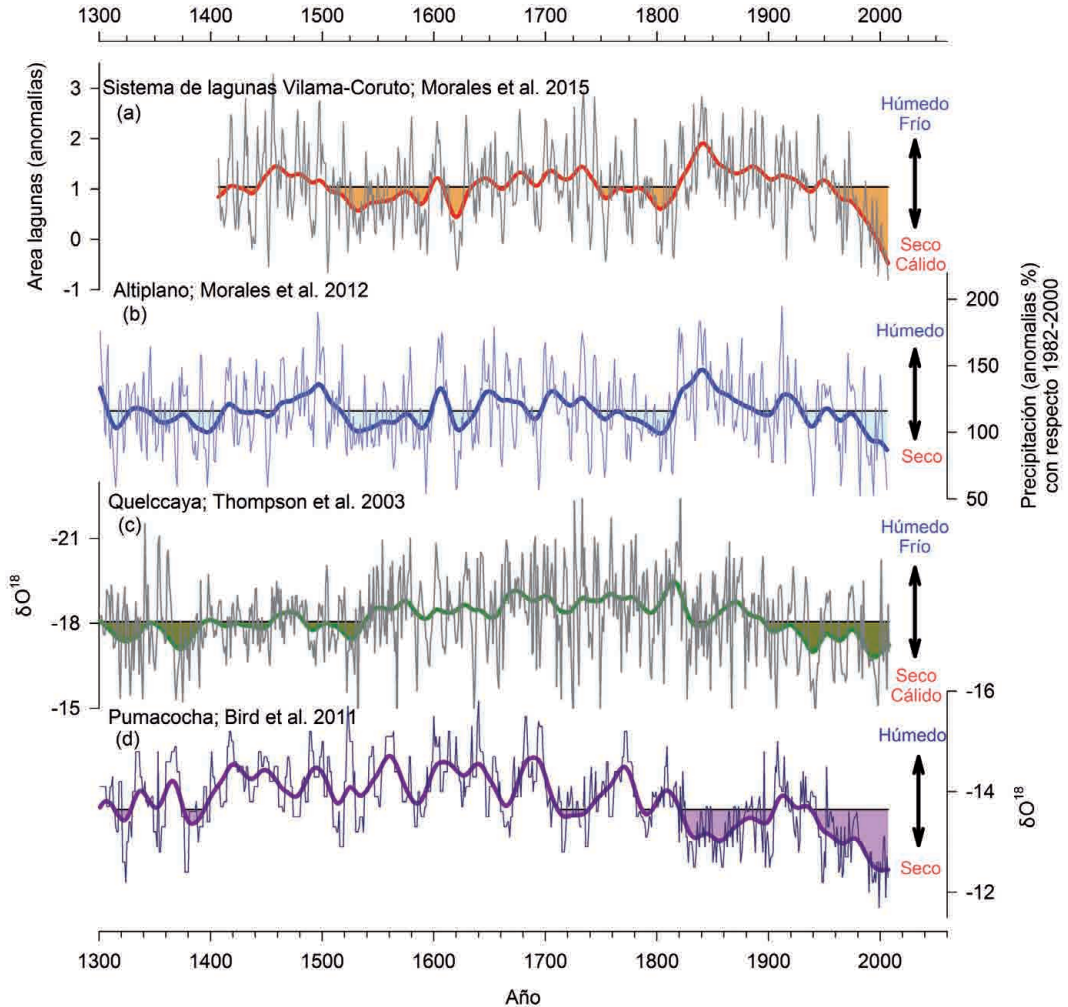
anillos con alta capacidad para capturar las variaciones climáticas. Los métodos dendroclimatológicos aplicados para el desarrollo de cronologías y reconstrucciones hidroclimáticas utilizando la especie *P. tarapacana*, han sido descritos detalladamente en la literatura (Christie *et al.* 2009, Soliz *et al.* 2009, Morales *et al.* 2012, 2015).

En base a esta red de cronologías de *P. tarapacana* (Tabla 1) se han desarrollado dos reconstrucciones de las variaciones hidroclimáticas regionales en el Altiplano (Figura 3a-b). Estas reconstrucciones incluyen un registro de las precipitaciones en el Altiplano cubriendo los últimos 707 años (Morales *et al.*, 2012) y otro de las variaciones de la superficie del sistema de lagunas Vilama-Coruto (noroeste Jujuy – suroeste Bolivia) para los últimos 601 años (Morales *et al.*, 2015). Ambas reconstrucciones presentan un patrón de variación temporal de largo plazo muy coherente. Períodos secos y húmedos prolongados (decenales a multidecenales) se observan en ambas reconstrucciones y coinciden temporalmente con otros registros paleoambientales y arqueológicos desarrollados para los Andes tropicales y subtropicales (Figura 3).

La reconstrucción de la precipitación en el Altiplano indica que las lluvias durante la mayor parte del siglo XIV estuvieron por debajo del promedio histórico de los últimos siete siglos, con un período húmedo breve entre los años 1300 y 1307 d.C. Estas condiciones de sequía persistieron hasta principios del siglo XV (Morales *et al.*, 2012). Se ha propuesto que este largo período con escasas lluvias tuvo un impacto negativo sobre las sociedades agrícolas locales, promoviendo conflictos sociales y guerras en el Altiplano durante los siglos XIV y XV (Nielsen *et al.*, 2002; IAI, 2012). Este largo período seco durante el siglo XIV fue también identificado en el testigo de hielo proveniente del Glaciar Quelccaya, Andes tropicales, Perú (Figura 3c; Thompson *et al.*, 2006) y en una reconstrucción tempo-espacial de aridez desarrollada para la región subtropical de América del Sur basada en múltiples registros ambientales que incluyen principalmente los testigos

de hielo de Quelccaya, Huascarán y Sajama (Boucher *et al.*, 2011).

Otro período con sequías prolongadas ocurrió casi todo a lo largo del siglo XVI (Figura 3a-b). Similarmente, persistentes sequías fueron registradas entre los años 1518 y 1586 d.C. en un testigo de sedimentos proveniente de una vega de altura en el cerro Tuzgle, Salta, Argentina (Schitteck *et al.*, 2016). En contraste con estos resultados, condiciones húmedas durante el siglo XVI, han sido inferidas a partir del testigo de hielo del Glaciar Quelccaya (Figura 3c; Thompson *et al.*, 1985, 1986). Estas sequías prolongadas que prevalecieron durante el siglo XVI fueron interrumpidas por un período notablemente húmedo durante la primera década del siglo XVII. En forma marcada, este evento húmedo fue seguido por una severa sequía centrada en la década de 1620 d.C. Luego de este período seco, mayores precipitaciones y lagunas extendidas prevalecieron en el Altiplano desde 1630s d.C. hasta mediados del siglo XVIII. Consistente con nuestras observaciones, condiciones climáticas frías y húmedas fueron identificadas en otros registros paleoclimáticos de los Andes tropicales de Perú incluyendo los testigos de hielo de Quelccaya (Figura 3c; Thompson *et al.*, 2006) y sedimentarios del lago Pumacocha (Figura 3d; Bird *et al.*, 2011). Sin embargo, las condiciones húmedas y frías en estos registros fueron más pronunciadas y extensas en el tiempo (ca. 300 y 400 años en Quelccaya y Pumacocha, respectivamente). En nuestras reconstrucciones basadas sobre el ancho de anillos se observa que gran parte del siglo XVI y dos períodos del siglo XVII (1615–1637 y 1684–1696) presentaron sequías prolongadas que no coinciden con los registros húmedos y fríos de Quelccaya y Pumacocha. Estas diferencias entre los registros paleoclimáticos podrían estar reflejando condiciones climáticas distintas entre sitios separados por una distancia mayor a 1000 km a través del gradiente de humedad norte-sur de los Andes tropicales. A su vez, la propia naturaleza de los diferentes registros paleoclimáticos (ancho de anillos de árboles,  $\delta O^{18}$  de testigos de hielo y sedimentos)



**Figura 3.** Evolución temporal de indicadores hidroclimáticos en el Altiplano durante los últimos siete siglos (a-b; Morales *et al.*, 2012, 2015) y comparación con los registros de isótopos estables  $\delta O^{18}$  del testigo de hielo de Quelccaya, Perú (c; Thompson *et al.*, 2006) y el sedimento lacustre de Pumacocha, Perú (d; Bird *et al.*, 2011). El ajuste polinómico (líneas gruesas) de 35 años, destaca la variabilidad multi-decenal en los cuatro registros paleoambientales.

podría explicar estas discrepancias. Mientras que el ancho de anillos captura las variaciones climáticas de alta y mediana frecuencia (variaciones interanuales a multidecenales), el  $\delta O^{18}$  de los testigos de hielo y sedimentos captura las variaciones de mediana y baja frecuencia (decenales a centenales), lo cual justamente, demuestra lo complementario que serían entre ellos.

El siglo XIX se caracterizó por presentar el período húmedo más importante identificado en las reconstrucciones de precipitación

y del tamaño de lagunas en el Altiplano sur durante los últimos 700 años (Morales *et al.*, 2012, 2015). De igual manera, el testigo de sedimentos en el cerro Tuzgle (Schitteck *et al.*, 2016) y los registros ambientales derivados de los depósitos de restos vegetales de roedores en la precordillera andina del norte del Desierto de Atacama en Chile (Mujica *et al.*, 2015), resaltan la ocurrencia del período húmedo del siglo XIX. Este máximo pluvial coincide con un aumento poblacional significativo de la cultura Aymara en la región de

Tarapacá del Altiplano chileno (Lima *et al.*, 2016), lo cual habría sido gatillado por una mayor productividad en su sistema agropastoril producto de condiciones favorables de humedad.

Desde la década de 1930 hasta el presente, las reconstrucciones basadas sobre anillos de árboles registran tendencias negativas persistentes en las precipitaciones y en el tamaño de las lagunas (Figura 3a-b). En particular, a partir de mediados de la década de 1970 las condiciones de sequías se han acentuado, coincidentes con los valores más bajos de precipitación y los tamaños más reducidos de lagunas. Estos resultados son consistentes con las condiciones más secas que muestra la reconstrucción de aridez para la región (Boucher *et al.*, 2011) y el rápido retroceso de los glaciares de los Andes tropicales durante la segunda mitad del siglo XX (Ramírez *et al.*, 2001; Francou *et al.*, 2003; Vuille *et al.*, 2008; Jomelli *et al.*, 2009). Por otro lado, este cambio abrupto hacia condiciones más áridas fue registrado también a partir de la década de 1970 en el testigo de hielo de Quelccaya (Figura 3c; Thompson *et al.*, 2006) y en el sedimento de Pumacocha (Figura 3d; Bird *et al.*, 2011). En ambos registros, este período de sequía generalizada tampoco tuvo precedentes en el contexto de los últimos 600 años. Es importante destacar la gran coherencia que muestran todos los registros analizados del Altiplano y Andes tropicales respecto al incremento de aridez desde comienzos del siglo XX. Este nivel de sincronía espacial de períodos prolongados de sequías severas prácticamente no se observa en siglos previos.

## VARIACIONES CLIMÁTICAS DURANTE EL SIGLO XX

### TEMPERATURA

El análisis de registros instrumentales de temperatura proveniente de 279 estaciones meteorológicas distribuidas en los Andes tropicales (1°N-23°S) muestra un aumento significativo de la misma durante el período 1939-2006 (Vuille *et al.*, 2008). El calentamiento estimado para los Andes tropicales

basado sobre estos resultados oscila entre 0,10-0,15°C/década (Vuille y Bradley, 2000; Vuille *et al.*, 2003; Vuille *et al.*, 2008). Sin embargo, el aumento de la temperatura se intensificó a partir de mediados de la década de 1970 con una tasa de calentamiento de 0,34 °C/década (Vuille y Bradley, 2000). De igual manera, estudios más acotados espacialmente para el Altiplano, muestran un aumento significativo de la temperatura a partir de mediados de la década de 1970 (Vuille *et al.*, 2000). Toumi *et al.* (1999) analizaron los registros de temperatura de la estación de La Quiaca durante el período 1954-1987, donde también se evidencia una tasa de calentamiento de 0,20 °C/década. Asociado con aumento de la temperatura, Carrasco *et al.* (2008) registraron en el sector chileno del Altiplano un aumento significativo en la altura de la isoterma de 0°C con una tasa de 68 ± 12 m/década durante el período 1962-2003. Este aumento de la temperatura registrado para la región del Altiplano, es consistente con el calentamiento registrado a escala global (Jones *et al.*, 1999).

### PRECIPITACIÓN

Los cambios en los registros instrumentales de precipitación no son tan homogéneos y consistentes como los registrados para la temperatura, debido, entre otras variables, a la heterogeneidad espacial de las lluvias sobre el Altiplano (Vuille *et al.*, 2008). Asimismo, la falta de registros largos y de buena calidad dificulta el análisis de las tendencias de largo plazo de las precipitaciones en el Altiplano. Dado estas limitaciones, las tendencias de las lluvias durante el siglo XX han sido evaluadas a través de los registros de OLR (Outgoing Longwave Radiation; Vuille *et al.*, 2008). OLR es un indicador de la precipitación convectiva ya que mide la cantidad y altura de las nubes en un momento y sobre una región determinada. Estos registros, muestran que durante el siglo XX, se han identificado cambios significativos en el patrón de lluvias en los Andes tropicales y subtropicales de América del Sur. El análisis de la circulación atmosférica durante el

período 1950-1998 de una transecta norte-sur centrada sobre los 65° O cubriendo la regiones tropicales y subtropicales en América del Sur, muestra un incremento significativo en la precipitación y la nubosidad en la región tropical más próxima al ecuador, que contrasta con menores precipitaciones y nubosidad en el sector sur más externo de los trópicos y en la región subtropical (Vuille *et al.*, 2008). Estos autores asocian los cambios en la precipitación y la nubosidad con la intensificación de la circulación de Hadley en este sector del continente, caracterizada por un fortalecimiento de los ascensos verticales en los trópicos con mayor actividad convectiva, que induce un aumento de la subsidencia y menor nubosidad en los subtropicos (Vuille *et al.*, 2008). Sin embargo, trabajos más recientes (Neukom *et al.*, 2015; ver sección 5 sobre Proyecciones climáticas durante el siglo XXI) han asociado, además, la reducción de la precipitación en el Altiplano a una marcada intensificación de los vientos zonales sobre la región. La expansión e intensificación de la Celda de Hadley en el Hemisferio Sur ha sido reportada recientemente por varios autores (Lucas *et al.*, 2014 para una revisión del tema). Si bien la rama subtropical descendente de la Celda de Hadley podría haber aumentado la presión y reducido la humedad del aire sobre el Altiplano contribuyendo a la disminución de las precipitaciones, es posible que esta expansión favorezca la persistencia de vientos de altura del oeste asociados a menores precipitaciones sobre el Altiplano. Así, por ejemplo, la mega-sequía en Chile Central durante el período 2010-2014 ha sido asociada a cambios regionales de la circulación, los que a escala hemisférica están asociados, entre otros forzantes, a la expansión de la Celda de Hadley (Boisier *et al.*, 2016).

#### PROYECCIONES DE LAS PRECIPITACIONES PARA EL SIGLO XXI

Resulta difícil establecer con claridad las tendencias actuales de las precipitaciones en los Andes Centrales. Las principales razones son la complejidad topográfica de la región,

la enorme variabilidad espacial de las lluvias convectivas y la baja densidad y calidad de los datos meteorológicos existentes. Dada esta complejidad, las proyecciones futuras de la precipitación en el Altiplano presentan grandes incertidumbres que se acrecientan por la limitada capacidad de los modelos climáticos para simular procesos a escalas menores que la global (Vuille *et al.*, 2008; Neukom *et al.*, 2015). Si bien las aproximaciones numéricas y estadísticas han mejorado sustancialmente las predicciones regionales, aún hoy sigue siendo difícil simular las condiciones futuras de lluvias, en particular en las regiones montañosas (Buytaert *et al.*, 2010; Deser *et al.*, 2012). En este contexto, las simulaciones del flujo del viento zonal de la tropósfera media y alta proveen una herramienta más confiable para predecir los cambios futuros de la precipitación en los Andes Centrales (Minvielle y Garreaud, 2011; Thibeault *et al.*, 2012). La cantidad de masas de aire húmedo que ingresan al Altiplano desde el este están fuertemente moduladas por el flujo de los vientos zonales y la dinámica del Alta de Bolivia en la tropósfera superior (Lenters y Cook, 1997; Vuille, 1999; Garreaud y Aceituno, 2001; Garreaud *et al.*, 2003; Vuille y Keimig, 2004). Esta relación entre los vientos zonales de altura y la precipitación en el Altiplano ha sido confirmada por numerosos estudios que han utilizado un amplio espectro de datos, provenientes de registros instrumentales, reanálisis y modelos climáticos (Vuille, 1999; Garreaud y Aceituno, 2001; Garreaud *et al.*, 2003; Vuille y Keimig, 2004; Minvielle y Garreaud, 2011, Thibeault *et al.*, 2012).

Las simulaciones provenientes de los modelos climáticos globales y regionales indican que el aumento de las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI), van a ir exacerbando las condiciones de aridez en los Andes Centrales a lo largo del siglo XXI. La mayoría de los modelos climáticos predicen un aumento en el flujo de los vientos del oeste sobre los Andes Centrales, los que inducirían una disminución en el transporte de masas de aire húmedo desde el este sobre el Altiplano. Los modelos climáticos estiman

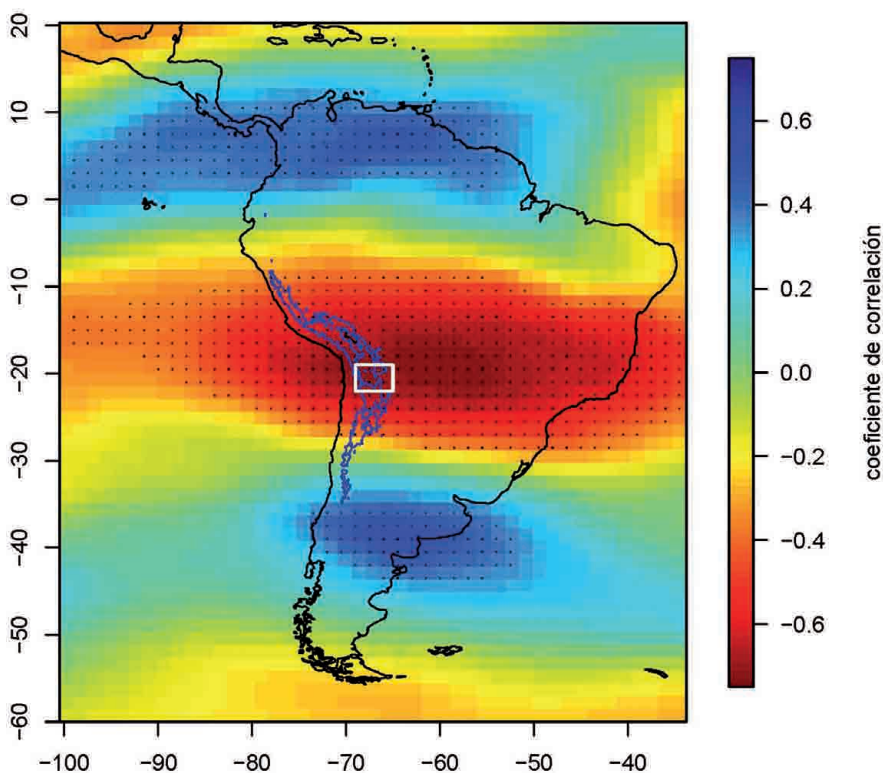


una reducción de la precipitación para el Altiplano que varía entre el 10 y el 30% para fines del siglo XXI (Urrutia y Vuille, 2009; Minvielle y Garreaud, 2011; Neukom *et al.*, 2015). Estas simulaciones sugieren que las tendencias futuras de la precipitación son consistentes con las observadas en los datos instrumentales y en las reconstrucciones hidroclimáticas (precipitación y área de lagunas) desarrolladas para el Altiplano (Morales *et al.*, 2012, 2015).

La Figura 4 muestra el campo espacial de correlación entre los vientos zonales de verano (DEF) a 200 hPa tomados del reanálisis ERA-40 y un índice regional de la precipitación instrumental de verano (DEF) proveniente de estaciones ubicadas a más de 2500 m de altitud, distribuidas entre los 19° y 23°S (Tabla 2), para el período común

1983-2003. Correlaciones estadísticamente significativas entre el índice regional de la precipitación instrumental y el viento zonal sobre el Altiplano y una región más extensa en América del Sur, son consistentes con los resultados de los estudios previos. Entre los 12°-23° S y 58°-78° O, las correlaciones fueron negativas y altamente significativas ( $r < -0,6$ ;  $p < 0,05$ ). La correlación entre el promedio de viento zonal para toda el área seleccionada en el recuadro blanco de la Figura 4 y el índice regional de precipitación es de  $r = -0,71$  ( $p < 0,05$ ). Esto indica que el viento zonal estaría explicando aproximadamente el 50% ( $r^2 = 0,504$ ) de la variación de las precipitaciones en el Altiplano.

Considerando que el viento zonal de altura es un buen predictor de la precipitación en el sur del Altiplano, evaluamos la capaci-



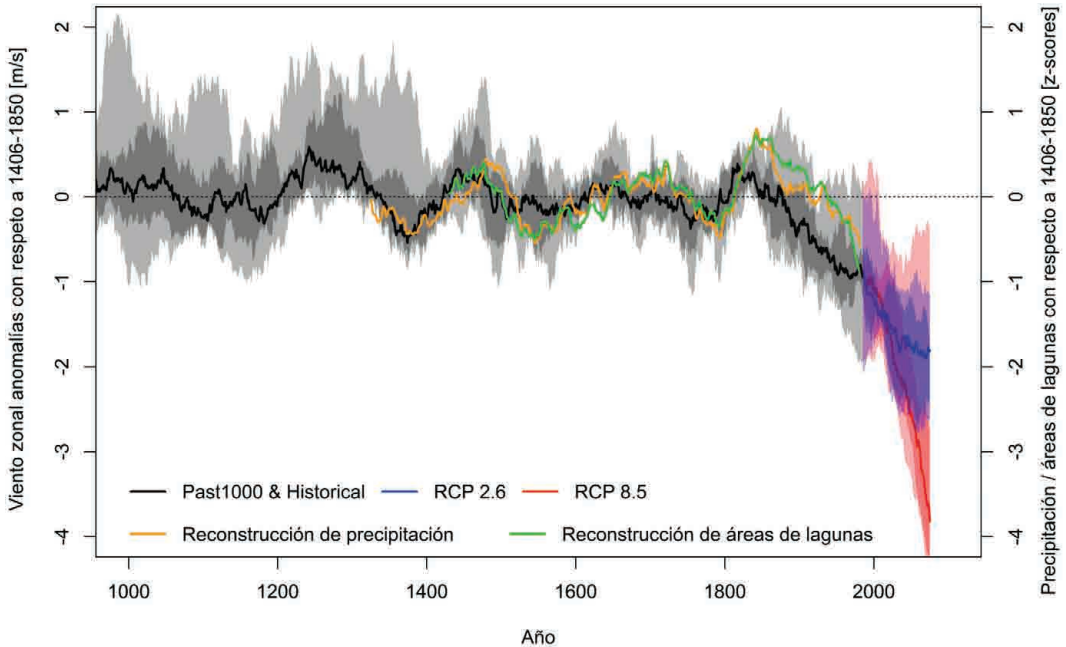
**Figura 4.** Patrón espacial de correlación entre la precipitación del sur del Altiplano (19°-23°S) y el viento zonal de verano (DEF) a 200 hPa (ERA-40; Uppala *et al.*, 2005) durante el período 1969-2008. Las áreas con relaciones significativas están indicadas con puntos negros. El recuadro blanco delimita el área en la cual los datos promedio de viento zonal fueron comparados con la precipitación y las reconstrucciones basadas en anillos de árboles. Las líneas azules encierran el área montañosa por encima de los 4000 msnm.

dad de los modelos para simular las condiciones hidroclimáticas pasadas y establecer su confiabilidad para proyectar los cambios en la precipitación durante el siglo XXI. Para ello, junto con los registros paleo-ambientales utilizamos los resultados de un ensamble de ocho modelos predictivos de circulación general de la atmósfera (GCMsCMIP5; Taylor *et al.*, 2012). Seleccionamos todas las simulaciones con datos completos de viento zonal para los siguientes experimentos: past1000, historical y los escenarios futuros RCP2.6 (2006-2100) y RCP8.5 (2006-2100). RCP2.6 (RCP8.5) es el escenario más optimista (pesimista) de emisión de gases de efecto invernadero (GEI) usado por el IPCC en su informe AR5 (IPCC, 2013).

La Figura 5 muestra las variaciones de la precipitación y el área de las lagunas reconstruidas a partir de anillos de árboles, las simulaciones numéricas de las variacio-

nes en el viento zonal durante los últimos 1000 años y sus proyecciones para el siglo XXI. Se observan oscilaciones de baja frecuencia similares entre las reconstrucciones y las simulaciones del viento zonal para el período común (1300-2006). Esto sugiere que las simulaciones basadas en el ensamble de ocho modelos predictivos son confiables y con capacidad de capturar los cambios de las condiciones climáticas del pasado. Las simulaciones para el siglo XXI muestran que las lluvias estarán por debajo de sus valores medios, respecto al período preindustrial (1300-1850), tanto para el escenario de menor (RCP2.6) como el de mayor (RCP8.5) emisión de GEI.

En el escenario RCP2.6, la disminución es muy severa después del final del período observado (2006), estabilizándose cerca del año 2050. Por el contrario, el escenario RCP8.5 muestra que las precipitaciones dis-



**Figura 5.** Comparación entre la simulación de viento zonal basada en el ensamble de ocho modelos (línea gruesa negra), con la reconstrucción de precipitación (línea gruesa naranja) y de área de lagunas (línea gruesa verde), durante el período 1000–2100 d.C. A las tres series se les aplicó un ajuste polinómico de 51 años para resaltar las variaciones multidecenales. La línea negra representa la mediana del ensamble de los modelos de viento zonal. La línea azul gruesa corresponde al escenario RCP2.6 y la línea roja gruesa al RCP8.5. El área sombreada gris clara representa el rango mínimo-máximo y el área gris oscura el rango percentil 15-85%.



minuirán de manera sostenida durante todo el siglo XXI, alcanzando condiciones de sequías extremas sin precedentes y totalmente fuera del rango de la variabilidad natural del sistema climático en la región. Según las proyecciones generadas por cada uno de los ocho modelos ensamblados indican que las lluvias entre las condiciones presentes (1971-2000) y futuras (2071-2100) disminuirán en un rango entre 18 y 31% (mediana 26%) para el escenario RCP2.6, y entre 49 y 86% (mediana 71%) para el escenario RCP8.5 (Figura 5).

### CONCLUSIONES

En este capítulo documentamos los cambios en las condiciones hidroclimáticas de la región sur del Altiplano (19°-23°S) desde un contexto multientenal, el que nos permite colocar las condiciones presentes en el contexto del último milenio y sus proyecciones futuras durante el siglo XXI. Las reconstrucciones de alta resolución temporal de la precipitación y el área de lagunas recientemente desarrolladas para la región del Altiplano, nos han permitido caracterizar el rango de la variabilidad hidroclimática natural a diferentes escalas temporales durante los últimos 700 años. Ambas reconstrucciones comparten variaciones comunes (interanual a multidecenal) en la disponibilidad hídrica regional. Aun cuando períodos extensos caracterizados por condiciones secas se registran en ambas reconstrucciones durante el pasado, estos registros destacan la disminución sostenida de las lluvias durante la segunda mitad del siglo XX. En particular, a partir de mediados de la década de 1970 se registró en la región la peor sequía de largo plazo de los últimos 700 años.

El análisis de los datos instrumentales de precipitación en la región del Altiplano se puede abordar sólo para los últimos 50 años, lo que impide detectar tendencias de largo plazo (Vuille *et al.*, 2003). La perspectiva temporal provista por las reconstrucciones hidroclimáticas, nos permite encuadrar el período de registros instrumentales en un contexto multientenal, y por lo tanto establecer, que

los registros instrumentales no son totalmente representativos de las variaciones naturales de la precipitación en la región.

En relación a las simulaciones de la precipitación futura en la región durante el siglo XXI, el ensamble de ocho modelos del CMIP5 proyecta una abrupta disminución de las lluvias bajo diferentes escenarios de emisión de GEI. Estas proyecciones son consistentes con las tendencias observadas en las reconstrucciones y los datos instrumentales durante el siglo XX. Bajo el supuesto de una relación estable entre la precipitación y el viento zonal en el Altiplano, se proyecta una disminución de la precipitación del 26% (71%) para el 2071-2100 para el escenario RCP2.6 (RCP8.5), relativo a las condiciones actuales. Incluso en el escenario más conservador (RCP2.6), se espera que el Altiplano experimente condiciones de sequías nunca antes registradas durante el último milenio.

Las sequías son componentes de la variabilidad climática de especial relevancia para esta región semiárida de los Andes. En el contexto del calentamiento global que experimenta el planeta (IPCC, 2013), el recurso hídrico del Altiplano es fundamental para la conservación de la biodiversidad y las actividades socioeconómicas tales como el pastoreo, la minería y el turismo. La disponibilidad de agua ha sido históricamente crítica en esta región, incluso se hipotetiza que sequías prolongadas como la ocurrida a comienzos del siglo XIV, desestabilizaron la economía local basada en la agricultura de secano y el pastoreo, provocando un período de luchas entre comunidades vecinas por el acceso a los recursos y la consecuente necesidad de la construcción de fortalezas defensivas (Nielsen, 2002). La disminución de lluvias proyectada para el siglo XXI junto con la creciente demanda por agua, incrementarán la presión sobre los recursos hídricos del Altiplano y deberán ser consideradas prioritarias por los tomadores de decisión para evitar conflictos sociales tanto a nivel local como regional. Bajo este escenario, es sumamente relevante anticipar la posible ocurrencia de estos cambios hidroclimáticos a los administradores de los recursos hídricos

con el fin de planificar y aplicar estrategias adaptativas para reducir estas vulnerabilidades de manera de garantizar un suministro suficiente y equitativo de agua ante su futura escasez.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue desarrollado gracias a los financiamientos provistos por las siguientes instituciones y proyectos: ANP-CyT (PICT 2013-1880), CONICET, PIP 11220130100584, FONDECYT 1161381, FONDAP 15110009, Swiss NSF (PZ00P2\_154802) y el Programa de Adaptación al Cambio Climático (PACC) de COSUDE. Agradecemos a Claudio Latorre y a los editores por sus valiosos comentarios y correcciones, que han ayudado a mejorar la calidad de este manuscrito.

#### LITERATURA CITADA

- Aceituno P. 1993. Elementos del clima en el altiplano sudamericano. *Revista Geofísica*, 44: 37-55.
- Aceituno P., Montecinos A. 1993. Circulation anomalies associated with dry and wet periods in the South American Altiplano. 4th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Actas: 330-331, Hobart, Australia.
- Binford M. W., Kolata L., Brenner M., Janusek J., Seddon M. T., Abbott M. B., Curtis J. H. 1997. Climate variation and the rise and fall of an Andean civilization. *Quaternary Research*, 47: 235-248.
- Bird W. B., Abbott M. B., Vuille M., Rodbell D. T., Stansella N. D., Rosenmeier M. F. 2011. A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. *Proceedings of the National Academy of Science*, 108: 8583-8588.
- Boisier J. P., Rondanelli R., Garreaud R. D., Muñoz F. 2016. Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophysical Research Letters*, 43: doi:10.1002/2015GL067265.
- Boucher E., Guiot J., Chapron E. 2011. A millennial multi-proxy reconstruction of summer PDSI for Southern South America. *Climate of the Past*, 7: 957-974.
- Bradley R. S., Vuille M., Diaz H. F., Vergara W. 2006. Threats to water supplies in the tropical Andes. *Science*, 312: 1755-1756.
- Buytaert W., De Bièvre B. 2012. Water for cities: The impact of climate change and demographic growth in the tropical Andes. *Water Resources Research*, 48: 1-13.
- Buytaert W., Vuille M., Dewulf A., Urrutia R., Karmalkar A., Céleri R. 2010. Uncertainties in climate change projections and regional downscaling in the tropical Andes: implications for water resources management. *Hydrology and Earth System Science*, 14: 1247-1258.
- Carilla J., Grau H. R., Paolini L., Morales M. S. 2013. Lake fluctuations, plant productivity, and long-term variability in high elevation tropical andean ecosystems. *Arctic Antarctic and Alpine Research*, 45: 179-189.
- Carrasco J. F., Osorio R., Casassa G. 2008. Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, 54: 538-550.
- Christie D. A., Lara A., Barichivich J., Villalba R., Morales M. S., Cuq E. 2009. El Niño-Southern Oscillation signal in the world's high-elevation tree-ring chronologies from the Altiplano, Central Andes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281: 309-319.
- Deser C., Knutti R., Solomon S., Phillips A. S. 2012. Communication of the role of natural variability in future North American climate. *Nature Climate Change*, 2: 775-779.
- Falvey M., Garreaud R. D. 2005. Moisture variability over the South American Altiplano during the South American low level jet experiment (SALLJEX) observing season. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 110: D22105.
- Francou B., Vuille M., Wagnon P., Mendoza J., Sicart J. E. 2003. Tropical climate change recorded by glacier in the central Andes during the last decades of the twentieth century: Chacaltaya, Bolivia, 16° S. *Journal Geophysical Research*, 108: 4154, doi:10.1029/2002JD002959.
- García M., Raes D., Jacobsen S. E. 2003. Reference evapotranspiration and crop coefficient of quinoa (*Chenopodium quinoa* Willd) in the Bolivian Altiplano. *Agricultural Water Management*, 60: 119-134.

- García, M., Raes, D., Jacobsen, S. E., Michel, T. 2007. Agroclimatic constraints for rainfed agriculture in the Bolivian Altiplano. *Journal of Arid Environment*, 71: 109-121.
- Garreaud R., Aceituno P. 2001. Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 14: 2779-2789.
- Garreaud R., Vuille M., Clement C. 2003. The climate of the Altiplano: Observed current conditions and mechanisms of past changes, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 194: 5-22.
- Gil Montero R., Villalba R. 2005. Tree rings as a surrogate for economic stress – an example from the Puna of Jujuy, Argentina in the 19th century. *Dendrochronologia*, 22: 141-147.
- Holmgren M., Stapp P., Dickman C. R., Gracia C., Graham S., Gutiérrez J. R., Hice C., Jaksic F., Kelt D., Letnic M., Lima M., López B., Meserve P., Mylstead W., Polys G., Previtali M., Richter M., Sabate S., Squeo F. A. 2006. Extreme climatic events shape arid and semiarid ecosystems. *Frontiers in Ecology and Environment*, 4: 87-95.
- IAI. 2012. Tree rings point to drought as the trigger of social conflict. *Science Snapshots* 11. <http://www.iai.int/snapshots>.
- IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 1535 pp.
- IPCC. 2014. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability: A Global and Sectoral Aspects Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, 1820 pp.
- Jansen E., Overpeck J., Briffa K. R., Duplessy J. C., Joos F., Masson-Delmotte V., Olago D., Otto-Bliesner B., Peltier W. R., Rahmstorf S., Ramesh R., Raynaud D., Rind D., Solomina O., Villalba R., Zhang D. 2007. *Palaeoclimate*. En: S. Solomon, *et al.* (eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 433-497.
- Jomelli V., Favier V., Rabatel A., Brunstein D., Hoffmann G., Francou B. 2009. Fluctuations of glaciers in the tropical Andes over the last millennium and palaeoclimatic implications: A review *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 281: 269-282.
- Jones P. D., Briffa K. R., Barnett T. P., Tett S. F. B. 1998. High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *The Holocene*, 4: 455-471.
- Jones P. D., New M., Parker D. E., Martin S., Rigor I. G. 1999. Surface air temperature and its changes over the past 150 years. *Reviews of Geophysics*, 37: 173-199.
- Lenters J. D., Cook K. H. 1997. On the origin of the Bolivian High and related circulation features of the South American climate. *Journal of Atmospheres Science*, 54: 656-677.
- Lenters J. D., Cook K. H. 1999. Summer-time Precipitation Variability over South America: Role of the Large-Scale Circulation. *Monthly Weather Review*, 127: 409-431.
- Lima L., Christie D. A., Calogero Santoro M., Latorre C. 2016. Coupled socio environmental changes triggered indigenous Aymara depopulation of the semi-arid Andes of Tarapacá-Chile during the late 19th-20th centuries. *PLoS ONE*, 11: e0160580. doi:10.1371/journal.pone.0160580.
- Lucas C., Timbal B., Nguyen H. 2014. The expanding tropics: a critical assessment of the observational and modeling studies. *WIREs Climate Change*, 5: 89-112.
- Lynch B. D. 2012. Vulnerabilities, competition and rights in a context of climate change toward equitable water governance in Peru's Rio Santa Valley. *Global Environmental Change*, 22: 364-373.
- Minvielle M., Garreaud R. 2011. Projecting rainfall changes over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 24: 4577-4583.
- Morales M. S., Villalba R., Grau H. R., Paolini L. 2004. Rainfall controlled tree growth in high elevation subtropical treelines. *Ecology*, 85: 3080-3089.
- Morales M. S., Christie D. A., Villalba R., Argollo J., Pacajes J., Silva J. S., Alvarez C. A., Llanabure J. C., Soliz Gamboa C. C. 2012. Precipitation changes in the South American Altiplano since 1300 AD reconstructed by tree-rings. *Climate of the Past*, 8: 653-666.

- Morales M. S., Carilla J., Grau H. R., Villalba R. 2015. Multi-century lake area changes in the Andean high-elevation ecosystems of the Southern Altiplano. *Climate of the Past*, 11: 1139-1152.
- Mujica M. I., Latorre C., Maldonado A., González-Silvestre L., Pinto R., de Pol-Holz R., Santoro C. M. 2015. Late Quaternary climate change, relict populations and present-day refugia in the northern Atacama Desert: A case study from Quebrada La Higuera (18°S). *Journal of Biogeography*, 42: 76-88.
- Neukom R., Rohrer M., Calanca P., Salzmann N., Huggel C., Acuña D., Christie D. A., Morales, M. S. 2015. Facing unprecedented drying of the Central Andes? Precipitation variability over the period AD 1000-2100. *Environmental Research Letters*, 10: 084017.
- Nielsen A. E. 2002. Asentamientos, conflicto y cambio social en el Altiplano de Lípez (Potosí, Bolivia). *Revista Española de Antropología Americana*, 32: 179-205.
- Ramírez E., Francou B., Ribstein P., Desclotres M., Guerin R., Mendoza J., Galbraire R., Pouyaud B., Jordan E. 2001. Small glaciers disappearing in the tropical Andes. A case study in Bolivia: Glacier Chacaltaya (16° S). *Journal of Glaciology*, 47: 187-194.
- Schitteck K., Kock S. T., Lücke A., Hensen J., Ohlendorf C., Kulemeyer J. J., Lupo L.C., Schäbitz F. 2016. A high-altitude peatland record of environmental changes in the NW Argentine Andes (24°S) over the last 2100 years. *Climate of the Past*, 12: 1165-1180.
- Soliz C., Villalba R., Argollo J., Morales M. S., Christie D. A., Moya J., Pacajes J. 2009. Spatio-temporal variations in *Polylepis tarapacana* radial growth across the Bolivian Altiplano during the 20th century. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281: 296-330.
- Tandeter E. 1991. Crisis in Upper Peru, 1800-1805, *Hispanic American Historical Review*, 71: 35-71.
- Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl G. A. 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93: 485-98.
- Thibeault J., Seth A., Wang G. 2012. Mechanisms of summertime precipitation variability in the Bolivian Altiplano: present and future. *International Journal of Climatology*, 32: 2033-2041.
- Thompson L., Mosley-Thompson E., Bolzan J. F., Koci B. R. 1985. A 1500-Year Record of Tropical Precipitation in Ice Cores from the Quelccaya Ice Cap, Peru. *Science*, 229: 971-973.
- Thompson L., Mosley-Thompson E., Dansgaard W., Grootes P. M. 1986. The Little Ice Age as Recorded in the Stratigraphy of the Tropical Quelccaya Ice Cap. *Science*, 234: 361-364.
- Thompson L. G., Mosley-Thompson E., Brecher H., Davis M., León B., Les D., Lin P. N., Mashiotta T., Mountain K. 2006. Abrupt tropical climate change: Past and present. *Proceedings of the National Academy of Science*, 103: 10536-10543.
- Toumi R., Hartell N., Bignell K. 1999. Mountain station pressure as an indicator of climate change. *Geophysical Research Letters*, 12: 1751-1754.
- Uppala S. M., Kållberg P. W., Simmons A. J., Andrae U., Bechtold V. D. C., Fiorino M., Gibson J. K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G. A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R. P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M. A., Beljaars A. C. M., Berg L. V. D., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B. J., Isaksen I., Janssen P. A. E. M., Jenne R., McNally A. P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N. A., Saunders R. W., Simon P., Sterl A., Trenberth K. E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P., Woollen J. 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*, 131: 2961-3012.
- Urrutia R., Vuille M. 2009. Climate change projections for the tropical Andes using a regional climate model: Temperature and precipitation simulations for the end of the 21st century. *Journal of Geophysics Research*, 114: D02108.
- Vera C., Higgins W., Amador J., Ambrizzi T., Garreaud R., Gochis D., Gutzler D., Lettenmaier D., Marengo J., Mechoso C., Noguez-Paegle J., Silva Diaz P. L., Zhang C. 2006. Towards a unified view of the American Monsoon System. *Journal of Climate*, 19: 4977-5000.
- Viviroli, D., Weingartner, R., Messerli, B. 2003. Assessing the hydrological significance of the world's mountains. *Mountain Research and Development*, 23: 32-40.
- Vuille, M. 1999. Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extreme phases of the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 19: 1579-1600.

- Vuille M., Bradley R. 2000. Mean annual temperature trends and their vertical structure in the tropical Andes. *Geophysical Research Letters*, 27: 3885-3888.
- Vuille M., Keimig F. 2004. Interannual variability of summertime convective cloudiness and precipitation in the central Andes derived from ISCCP-B3 data. *Journal of Climate*, 17: 3334-3348.
- Vuille M., Hardy D. R., Braun C., Keimig F., Bradley R. S. 1998. Atmospheric circulation anomalies associated with 1996/97 summer precipitation events on Sajama Ice Cap, Bolivia. *Journal of Geophysical Research*, 10:11191-11204.
- Vuille M., Bradley R. S., Keimig F. 2000. Interannual climate variability in the Central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysics Research*, 105: 12447-12460.
- Vuille M., Bradley R., Werner M., Keimig F. 2003. 20th century climate change in the tropical Andes: observations and model results. *Climatic Change*, 59: 75-99.
- Vuille M., Francou B., Wagnon P., Juen I., Kaser G., Mark B., Bradley R. 2008. Climate change and tropical Andean glaciers: Past, present and future. *Earth Science Review*, 89: 79-96.