Forzantes climáticos y predicción estadística de la precipitación de primavera en la subcuenca superior del río Bermejo

Sabrina Ayala¹, Maximiliano Vita Sánchez¹ y Marcela González^{1, 2}

¹ Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos. FCEyN - UBA

² Centro de Investigaciones del Mar y de la Atmósfera – CONICET/UBA; UMI – IFAECI/CNRS

E-mail: snayala55@gmail.com

RESUMEN: La variabilidad interanual de la precipitación afecta significativamente los aspectos ambiental, social y económico en la cuenca del río Bermejo. El objetivo del presente estudio es hallar los posibles forzantes de dicha variabilidad para el trimestre septiembre-octubre-noviembre (SON) en la subcuenca superior (BS), y construir modelos de regresión lineal múltiple que permitan estimar la precipitación de primavera en la región. A partir de datos de precipitación mensual en 1981-2010 se obtuvo la serie de anomalías de precipitación areal de SON en BS y utilizando los datos del reanálisis del NCEP/NCAR se construyeron mapas de correlación lineal simultánea entre dicha serie y diversas variables meteorológicas, con la finalidad de establecer patrones de circulación que afecten la lluvia. La intensidad de la alta subtropical y de la baja subpolar sobre el Pacífico, la temperatura superficial del mar en el Índico oriental y en el Pacífico tropical, el flujo meridional y el contenido de humedad cercano a BS surgieron como algunos de los factores que favorecen anomalías positivas o negativas de precipitación en la región. Para determinar si las señales estuvieron presentes previamente a la lluvia, se calcularon los campos de correlación desfasada entre la precipitación en SON y las variables en agosto, a partir de los cuales se crearon sets de predictores y se diseñaron modelos estadísticos de predicción de las anomalías de precipitación en BS empleando el método backward stepwise. Estos destacan la importancia de los trenes de onda de latitudes medias y la TSM sobre el océano Pacífico (asociada al fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur) y del flujo de humedad hacia BS en agosto como fuentes de predictabilidad de la lluvia de primavera en BS. El buen desempeño de los modelos alienta a continuar el análisis en años fuera del período de estudio y para otros trimestres del año.

INTRODUCCIÓN

La cuenca del río Bermejo se encuentra situada en el noroeste argentino y comprende parte de las provincias de Jujuy, Salta, Formosa y Chaco. Se pueden encontrar diferentes tipos de ecosistemas tales como el montañoso de la cordillera de los Andes o la llanura chaqueña, lo cual genera una amplia diversidad en la flora

y la fauna. El clima es semiárido y subtropical con un ciclo anual de precipitación media que presenta un máximo en la estación cálida y un mínimo en invierno que se intensifica hacia el noroeste (Reboita et al., 2010). La Cordillera de los Andes, ubicada al oeste de la Argentina, actúa como barrera topográfica del flujo e inhibe el ingreso de humedad desde océano Pacifico debido a la altura de las cadenas montañosas. El viento predominante es del norte y del oeste debido a la influencia del anticiclón del Atlántico Sur y un sistema de baja presión localizado en el noroeste argentino (Ferreira, 2008) denominado baja térmica del Noroeste Argentino (intermitente y presente preferentemente en primavera y verano). En el aspecto hidrológico la cuenca, según COREBE (www.corebe.org.ar), se subdivide teniendo en cuenta las características geomorfológicas en Alta cuenca y Baja cuenca. La estacionalidad e intensidad de las precipitaciones (900mm anuales) en la Alta cuenca, que se concentran en verano, influyen sobre el grado de erosión en especial donde los suelos desprovistos de vegetación quedan expuestos a la escorrentía. La economía del área estudiada se basa principalmente en la agricultura y ganadería, junto a una producción industrial primaria, es decir que se dedican al procesamiento de materias primas obtenidas. Además, se localizan dos grandes núcleos demográficos y económicos separados por una extensa planicie (en Salta y en Chaco, respectivamente). Existen indicadores de la predictabilidad de la lluvia en esta región, como por ejemplo las anomalías de temperatura de la superficie del mar en la región del ENSO (El Niño-Oscilación Sur) y del Indico, las del Atlántico cercano, y otros indicadores dinámicos como la Oscilación Antártica y los patrones de circulación hemisférico y regional estudiados anteriormente (González y Flores 2010, González et al, 2012a; González y Murgida, 2012). Además, la relación de la lluvia con los aspectos socio-económicos y de uso de suelo en la región ha sido objeto de análisis previamente (Murgida et al, 2014; González et al, 2012b). El impacto que la variabilidad interanual de la precipitación ejerce sobre estas actividades, hace útil y necesaria la elaboración de pronósticos estacionales de lluvia que permitan un manejo más eficiente de los recursos. Es por ello que los objetivos de este trabajo son encontrar los forzantes climáticos que influencian la variabilidad de la precipitación para el trimestre septiembre-octubre-noviembre (SON), y a partir de los predictores hallados en el agosto previo diseñar un conjunto de modelos estadísticos de predicción. Este trabajo se enfoca particularmente en la Alta cuenca del río Bermejo, donde se presenta una severa erosión del suelo (COREBE).

DATOS Y METODOLOGÍA

Se emplearon datos de precipitación acumulada mensual para el período 1981-2010 de estaciones meteorológicas provenientes de diversas fuentes: el Servicio Meteorológico Nacional (SMN), la Subsecretaría de Recursos Hídricos de la Nación (SRH), la Comisión Regional del río Bermejo (COREBE) y la Administración provincial del agua de Chaco (APA) (Figura 1). Se realizó un control de calidad de los datos considerando únicamente las estaciones que presentaran menos del 10% de datos faltantes en el período de estudio, los cuales fueron completados con la precipitación acumulada mensual media de la estación.



Figura 1.- Región donde se localiza la cuenca del río Bermejo (izquierda) y estaciones de medición ubicadas en la región (derecha). En contorno rojo se indican los límites de las subcuencas superior (BS), media (BM) e inferior (BI), y los puntos azules, naranjas y verdes representan las estaciones en BS, BM y BI respectivamente.

La cuenca fue dividida en las subcuencas superior (BS), media (BM) e inferior (BI). Como en este trabajo el enfoque está puesto sobre BS, se construyó una serie de precipitación media areal de primavera que representa a dicha subcuenca. Esta serie fue obtenida promediando la precipitación de septiembre, de octubre y de noviembre (SON) de las estaciones ubicadas en BS y sumando los promedios resultantes en cada año para obtener el acumulado trimestral medio areal. La media climatológica del período de estudio fue removida para obtener las series anomalías de precipitación de primavera. Se calculó la tendencia lineal de la misma mediante un ajuste por cuadrados mínimos, y se testeó la significancia estadística usando un test normal con 5% de significancia.

Con el objetivo de encontrar los patrones de circulación troposférica y de temperatura superficial del mar (TSM) que podrían influenciar en la precipitación de SON se construyeron campos de correlación lineal simultánea entre las series de anomalías de precipitación en primavera de BS y diversas variables obtenidas a partir del reanálisis del NCEP-NCAR (Kalnay et *al.*, 1996): TSM, altura geopotencial en varios niveles de presión (GEO), la componente zonal del flujo en 250 hPa, la radiación de onda larga saliente (OLR) y el agua precipitable. La correlación con valor absoluto mayor a 0.37 fue considerada estadísticamente significativa con 95% de confianza usando un test normal. Con la finalidad de analizar la predictabilidad de la precipitación se elaboraron campos de correlación lineal desfasada entre las series de anomalías en SON de BS y las variables de reanálisis en el agosto previo. Para ambos tipos de correlación los coeficientes con valor absoluto mayor a 0.37 fueron considerados estadísticamente significativos al 95% de confianza (test normal).

A partir de la significancia estadística y de la relación física entre las variables de circulación y la precipitación en primavera se construyeron diferentes sets de predictores para el desarrollo de modelos de predicción estadística de la lluvia en SON para BS. Los predictores de cada set fueron agrupados según el método backward stepwise, obteniendo así múltiples modelos por set. Para cada ecuación obtenida se calcularon el

coeficiente de determinación ajustado (1) y la diferencia entre la serie observada y estimada a través de la cross-validation (CV)

$$Adj R^{2} = 1 - (1 - R^{2}) \frac{N-1}{N-k-1}$$
(1)

donde R^2 es el coeficiente de determinación usual, *N* es la cantidad de datos y *k* es la cantidad de predictores del modelo (Hyndman y Athanasopoulos, 2013). Dentro de cada set de predictores, se seleccionó el modelo que explicara más del 45% de la variabilidad de las observaciones (es decir, $Adj R^2 \ge 0.45$) y tuviera el mínimo valor de CV. Por último, se calcularon distintos parámetros de skill de los modelos elegidos: la probabilidad de detección (POD), como el cociente entre la cantidad de veces que un evento fue pronosticado (acertadamente) y la cantidad de veces que efectivamente ocurrió, y la relación de falsa alarma (FAR), como la cantidad de veces que un evento fue pronosticado (erróneamente) y la cantidad de veces que efectivamente no ocurrió. El modelo ideal presenta POD igual a 1 y FAR nulo (Wilks, 2011).

RESULTADOS

Características generales de la precipitación

Los regímenes típicos de la precipitación en la cuenca fueron analizados a partir de los ciclos anuales de la precipitación media areal en BS, BM y BI. En la Figura 2 se presentan las marchas anuales de precipitación en el período de estudio para las tres subcuencas. El ciclo medio anual de BS presenta una marcada onda anual, con máximos entre enero y marzo, y la presencia de una estación seca entre junio y agosto. En BM y en BI el rango anual es menor que en BS. Para el primer caso los máximos se encuentran entre enero y marzo, mientras que para BI se ubican en abril y noviembre, indicando que BI presenta la mínima duración de estación seca en la cuenca. Debido a que en toda la cuenca (y en particular en BS) la primavera indica el inicio de la estación húmeda, se focalizó la búsqueda de predictores y desarrollo de los modelos estadísticos de predicción para el trimestre SON.



Figura 2.- Marchas medias anuales de precipitación para BS (azul), BM (naranja) y BI (verde).

Influencia de la circulación troposférica y de la TSM sobre la precipitación de BS

Se construyeron los campos de correlación simultánea entre la serie de anomalías de precipitación en BS y la altura geopotencial en varios niveles de presión de la atmósfera. En la Figura 3a se indica el caso particular de 500 hPa. El patrón de correlación indica que el debilitamiento (fortalecimiento) de la alta subtropical y de la baja subpolar en el océano Pacífico en primavera se asocian a precipitación por encima (debajo) de lo normal en BS. Este dipolo norte-sur, similar al patrón del Modo Anular del Sur posicionado sobre el Pacífico, indicaría que los acumulados trimestrales en la subcuenca se ven favorecidos por un mayor transporte meridional de energía entre latitudes, mientras que lo opuesto ocurre cuando los sistemas se encuentran intensificados. Este patrón se observó también en los niveles de 1000 hPa, 700 hPa y 250 hPa (no se muestran). Además, en niveles medios y altos se destaca la presencia de una anomalía anticiclónica (ciclónica) sobre el centro-norte de Argentina, Uruguay y sur de Brasil asociada a primaveras más lluviosas (secas) en BS.



Figura 3.- Campos de correlación simultánea entre las anomalías de precipitación en BS a) versus la altura geopotencial en 500 hPa, y b) versus la TSM.

El océano Pacífico tropical constituye una zona de gran intercambio de energía con la atmósfera, lo que implica que una anomalía de TSM en la región modifica la interacción mar – atmósfera y puede actuar como un forzante remoto de la precipitación sobre la cuenca. El campo de correlación simultáneo entre las anomalías de precipitación en BS y la TSM (Figura 3b) muestra que el calentamiento (enfriamiento) de la superficie del océano vinculado a la fase cálida (fría) de El Niño – Oscilación del Sur (ENOS) está vinculado con mayores (menores) acumulados trimestrales en la subcuenca. La relación directa entre las variables también se observa en el Pacífico oriental cerca de la costa chilena y en el Atlántico subtropical; sin embargo en ambos casos la correlación es más débil. Por otro lado, el enfriamiento (calentamiento) anómalo en la región oriental del océano Índico y en el Pacífico occidental subtropical aparecen asociadas a primaveras más lluviosas (secas) en BS.

Los campos de correlación simultánea entre el viento zonal en niveles altos y las anomalías de precipitación en SON (Figura 4a) muestran que cuando el flujo se debilita (intensifica) en el norte argentino y el cinturón de los oestes sobre el océano Pacífico, los acumulados trimestrales son mayores (menores) a lo normal en BS. Por otro lado, las anomalías de viento norte (sur) en capas bajas sobre la cuenca (Figura 4b) se asocian a precipitación por encima (debajo) de lo normal en primavera, lo que corresponde físicamente con el incremento (disminución) del flujo de humedad. Además, un contenido más (menos) elevado de vapor de agua en la atmósfera en el centro – norte de Argentina (Figura 5) está relacionado con mayor (menor) disponibilidad de humedad, y por lo tanto favorece la ocurrencia de una primavera más lluviosa (seca). Por otro lado, en forma simultánea no se encontró relación significativa entre la OLR y las anomalías de precipitación en BS (no se muestra).



Figura 4.- Campos de correlación simultánea entre las anomalías de precipitación en BS a) versus el viento zonal en 250 hPa, y b) versus el viento meridional en 850 hPa.



Figura 5.- Campos de correlación simultánea entre las anomalías de precipitación en BS y el agua precipitable.

Para analizar la predictabilidad de la precipitación en BS, se estudiaron los campos de correlación lineal desfasada entre la serie de anomalías de precipitación en SON y las variables de reanálisis en el agosto previo. El campo de correlación desfasada entre la altura geopotencial en 500 hPa y la lluvia (Figura 6a) difiere del observado en el caso simultáneo (Figura 3a), sugiriendo que el patrón de circulación del último caso tiene un efecto más inmediato sobre la precipitación. La Figura 6a muestra la presencia de un tren de ondas de latitudes medias sobre el océano Pacífico en 500 hPa, que deja una anomalía anticiclónica (ciclónica) en el Pacífico oriental en años con primaveras lluviosas (secas). Este patrón también aparece en otros niveles de la atmósfera, con lo cual se definen a los predictores como las anomalías de altura geopotencial en las regiones de alta correlación asociadas a los trenes de ondas; de esta forma, se obtienen 13 predictores para las anomalías de precipitación en BS (Tabla 1).

De la totalidad de señales detectadas en la TSM (Figura 3b) aquella asociada al ENOS y al enfriamiento en el Pacífico occidental es la que persiste con mayor intensidad al considerar la variable en agosto (Figura 6b), lo que indicaría que la predictabilidad de la precipitación en BS a partir de la TSM depende principalmente del Pacífico tropical. Se observa además que permanece la correlación negativa en el océano Atlántico tropical, asociada a un enfriamiento (calentamiento) anómalo previo a una primavera lluviosa (seca) en BS. Por lo tanto, se definen 4 predictores basados en la TSM (Tabla 1).



Figura 6.- Campos de correlación desfasada entre las anomalías de precipitación en BS a) versus la altura geopotencial en 500 hPa, y b) versus la TSM.



Figura 7.- Campos de correlación desfasada entre las anomalías de precipitación en BS a) versus el viento zonal en 250 hPa, y b) versus el viento meridional en 850 hPa.



Figura 8.- Campos de correlación desfasada entre las anomalías de precipitación en BS y la OLR.

La correlación asociada al flujo zonal de niveles altos (Figura 7a) muestra un dipolo norte-sur en latitudes subtropicales, de forma tal que una anomalía del este (oeste) en el Pacífico oriental en agosto está asociado a un mayor (menor) acumulado trimestral en primavera en BS. Además en niveles bajos una anomalía del norte en la región central de Sudamérica, correspondiente a un flujo que se carga de humedad en el Amazonas en su trayectoria hacia BS, está relacionado a una anomalía positiva de precipitación en SON. Como consecuencia, se definen 5 predictores basados en anomalías de flujo zonal en 250 hPa y flujo meridional en 850 hPa (Tabla 1).

Predictor	Variable	Nivel [hPa]	Región	
g1000S.1	GEO	1000	$1^{\circ}S - 16^{\circ}S; 174^{\circ}E - 129^{\circ}O$	
g700S.1	GEO	700	5°S – 16°S; 173°O – 130°O	
g700S.2	GEO	700	34°S – 38°S; 87°O – 72°O	
g700S.dp1	GEO	700	g700S.2 - g700S.1	
g500S.1	GEO	500	2°S – 11°S; 116°O – 90°O	
g500S.2	GEO	500	35°S – 40°S; 88°O – 78°O	
g500S.3	GEO	500	$40^{\circ}S - 46^{\circ}S; 142^{\circ}O - 130^{\circ}O$	
g500S.dp1	GEO	500	g500S.2 - g500S.1	
g500S.dp2	GEO	500	g500S.2 - g500S.3	
g250S.1	GEO	250	$10^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}; 98^{\circ}\text{O} - 80^{\circ}\text{O}$	
g250S.2	GEO	250	$38^{\circ}S - 41^{\circ}S; 90^{\circ}O - 78^{\circ}O$	
g250S.3	GEO	250	11° S - 19° S; 42° O - 28° O	
g250S.dp1	GEO	250	g250S.2 - g250S.1	
g250S.dp2	GEO	250	g250S.2 - g250S.3	
sstS.1	TSM	-	$10^{\circ}N - 4^{\circ}S; 171^{\circ}E - 155^{\circ}O$	
sstS.2	TSM	-	20°S – 28°S; 175°E -180°O	
sstS.dp1	TSM	-	sstS.1 – sstS.2	
sstS.3	TSM	-	$17^{\circ}N - 12^{\circ}N$; $60^{\circ}O - 40^{\circ}O$	
u250S.1	Viento zonal	250	5°S – 10°S; 117°O – 90°O	
u250S.2	Viento zonal	250	25°S – 28°S; 100°O – 87°O	
u250S.dp1	Viento zonal	250	u250S.1 - u250S.2	
v850S.1	Viento meridional	850	$0^{\circ}S - 4^{\circ}S; 69^{\circ}O - 61^{\circ}O$	
v850S.2	Viento meridional	850	$4^{\circ}S - 11^{\circ}S; 69^{\circ}O - 67^{\circ}O$	
olrS.1	OLR	-	$18^{\circ}S - 25^{\circ}S; 58^{\circ}O - 52^{\circ}O$	

Tabla 1 Predictores (agosto) de las anomalías de precipitación en BS (SON). Se indica la variable a la que hace
referencia el predictor, el nivel al que corresponde y la región donde se define.

La señal observada en el campo de correlación de agua precipitable (Figura 5) se debilita al considerar el campo desfasado (no se muestra) indicando que esta variable no incrementaría en forma significativa la predictabilidad de la lluvia en SON. Por otro lado, la correlación entre la OLR en agosto y las anomalías de

precipitación en primavera (Figura 8) aumenta respecto al campo simultáneo. El patrón observado en este caso sugiere que una mayor (menor) presencia de convección en Sudamérica central (posiblemente relacionado con mayor (menor) disponibilidad de humedad cercana a BS) se asocia a acumulados trimestrales más abundantes (escasos) en SON. Por lo tanto, se define 1 predictor basado en la OLR (Tabla 1).

Diseño de modelos estadísticos de predicción de la precipitación de primavera

Los predictores fueron agrupados según su independencia estadística en distintos sets. A partir del método de regresión lineal múltiple, de cada set se derivaron varios modelos estadísticos de predicción de las anomalías de precipitación en BS. Los predictores que conforman cada modelo fueron seleccionados mediante el método backward stepwise, que se inicia a partir de un modelo que contiene todos los predictores del set. La ecuación inicial usualmente presenta overfitting debido a la redundancia de predictores, con lo cual en cada paso del procedimiento la variable menos importante es substraída del modelo para optimizar su capacidad de predicción. Este proceso continúa hasta que la varianza explicada por el modelo no puede mejorarse significativamente (Hyndman y Athanasopoulos, 2013). De cada set se seleccionó el modelo que presentara el mínimo CV y que explicara al menos el 45% de la variabilidad de las anomalías de precipitación en BS. Los principales predictores de la lluvia en primavera que surgen de los modelos elegidos (Tabla 2) son la altura geopotencial en el Pacífico oriental en 1000 hPa (g1000S.1), en 700 hPa (g700S.1, g700S.dp1), en 500 hPa (g500S.3, g500S.dp1, g500S.dp2) y en 250 hPa (g250S.dp1, g250S.dp2), asociados a los trenes de onda que se desplazan hacia el este, la TSM en la región del Pacífico ecuatorial y subtropical (sstS.1, sstS.dp1), la TSM en la región tropical del Atlántico (sstS.3) y el flujo meridional en capas bajas en la región central de Sudamérica (v850S.2). En la Tabla 2 se puede notar que de los 8 modelos encontrados, el BS2a tiene el menor error de cross -validation (3205) y el máximo valor de coeficiente de determinación ajustado (61%).

Modelos		Predie	CV	Adj R ² [%]		
BS1a	g700S.1	g500S.dp1	sstS.1	v850S.2	3540	57
BS2a	g700S.1	g700S.dp1	sstS.1	v850S.2	3205	61
BS3a	g700S.1	g500S.dp2	v850S.2		3953	49
BS4a	g700S.1	g250S.dp1	sstS.1	v850S.2	3826	55
BS5a	g700S.1	g250S.dp2	sstS.1	v850S.2	3991	53
BS8a	g1000S.1	g700S.dp1	v850S.2		3783	54
BS12a	g700S.dp1	g500S.3	sstS.3	v850S.2	4136	50
BS14a	g700S.dp1	sstS.dp1	v850S.2		3394	58

Tabla 2.- Modelos seleccionados, predictores que conforman a cada uno, valor de CV y de Adj R².

Los modelos siguen aproximadamente el comportamiento de la serie temporal de las anomalías de precipitación observadas en BS para el período de estudio (Figura 9), aunque tienen dificultad en reproducir algunos extremos secos y húmedos. A partir de los percentiles 33 y 66 de la serie observada en 1981-2010 se determinaron los años con precipitación de primavera sobrenormal (anomalías por encima del percentil 66), subnormal (anomalías por debajo del percentil 33) y normal (anomalías entre ambos percentiles), y se buscó determinar si los modelos lograban distinguir la clasificación observada.



Figura 9.- Serie temporal (1981-2010) de las anomalías de precipitación en SON observadas (línea negra) y estimadas por los 8 modelos elegidos (sombreado gris). Se indica además el promedio de los modelos (línea naranja), el percentil 33 (línea amarilla) y el percentil 66 (línea verde).

La Figura 10a muestra que todos los modelos presentan más del 50% de aciertos en el período 1981-2010. A pesar de que BS2a posee el máximo valor de Adj R² (Tabla 2) los modelos BS5a, BS8a y BS14a están asociados a mayor porcentaje de pronósticos buenos. Además, BS8a y BS14a presentan mínima proporción de pronósticos regulares (el pronóstico difiere en una categoría de la observación) pero por otro lado BS8a es el único modelo que realizó un pronóstico malo (el pronóstico difiere en dos categorías de la observación).

Para determinar si los modelos tienen más facilidad de pronosticar un evento extremo en particular, se calcularon el POD y el FAR de los eventos subnormales, normales y sobrenormales en el período de estudio para cada modelo elegido; la Figura 10b muestra el gráfico de dispersión construido a partir de ambos parámetros. Se puede observar que la mayor parte de los modelos tiene una relación POD/FAR favorable. El único modelo por debajo de la línea de identidad corresponde al modelo BS12a, que tiene dificultad en pronosticar los eventos normales (POD menor a FAR). Además se puede notar que en general los modelos presentan mayor skill al pronosticar anomalías de precipitación subnormales en BS, pues los modelos en ese caso están asociados a altos valores de POD, y FAR mínimo. Los mejores modelos bajo este criterio (FAR nulo) son BS5a y BS14a, con POD equivalente a 0.7 y 0.6 respectivamente.



Figura 10.- a) Proporción de pronósticos buenos (barras verdes), regulares (barras amarillas), y malos (barras rojas) en el período 1981-2010 para cada modelo elegido. b) Gráfico de dispersión entre el POD y el FAR de eventos subnormales (amarillo), normales (negro) y sobrenormales (azul). La línea punteada representa la línea POD = FAR y cada punto simboliza un modelo (notar que puede haber puntos superpuestos).

CONCLUSIONES

En el presente trabajo se buscaron los posibles forzantes remotos de la precipitación de primavera en la subcuenca superior de la cuenca del río Bermejo, mediante la utilización de observaciones provenientes de la red de pluviómetros presentes en la región y datos de reanálisis. Los resultados encontrados en los campos de correlación desfasados destacan la importancia de los trenes de onda de latitudes medias sobre el océano Pacífico, la TSM en el Pacífico tropical y subtropical, y el flujo de humedad hacia BS en agosto como fuentes de predictabilidad de la precipitación estacional de primavera en BS. Los modelos de regresión múltiple creados en base a los predictores hallados fueron generados a partir del método backward stepwise, obteniéndose así ocho modelos estadísticos de predicción que explicaran más del 45% de la variabilidad de las anomalías de precipitación observadas en el período 1981-2010. Los mismos presentan una proporción más alta de pronósticos buenos que regulares, obteniéndose solamente un pronóstico malo. Los modelos presentan

una relación POD/FAR favorable en la mayoría de los casos, observándose que los modelos tienen mayor habilidad en pronosticar eventos subnormales que normales y sobrenormales.

Si bien los resultados a los que se arribaron permiten estimar que las anomalías de precipitación en SON presentan cierto grado de predictabilidad a partir de información de la circulación atmosférica y la TSM en el agosto previo, es necesario expandir el estudio con un análisis de la eficiencia de los modelos en años no involucrados en la confección de los mismos. La comparación entre las anomalías observadas y estimadas en años posteriores a 2010 permitiría profundizar en la habilidad que los modelos tienen para generar un pronóstico certero y en la ventaja que podría representar su utilización por parte de los tomadores de decisiones ante posibles eventos de precipitación abundante o escasa en la subcuenca superior del río Bermejo.

Agradecimientos. Al SMN, COREBE, APA y SRH por los datos de lluvia, a NCEP por los datos de reanálisis y al proyecto UBACYT 2017-2019 20020160100009ba por la financiación. Las Figuras 3 a 8 fueron adaptadas de https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/.

REFERENCIAS

Comisión Regional del Río Bermejo (COREBE). http://corebe.org.ar/web2015/. Visitado en julio de 2017.

Ferreira, L., 2008. Causas y variabilidad de la depresión del noroeste argentino e impactos sobre los patrones regionales de circulación. *Tesis doctoral*. DCAO, FCEyN, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina.

González, M. H.; Cariaga, M. L. y Skansy, M., septiembre 2012. Some factors that influence precipitation in Argentinean Chaco. *Advances in Meteorology*, vol. 2012, Article ID 359164, 13 pages, doi:10.1155/2012/359164, editors: Youmin Tang, Soon-II An and Wansuo Duan, Hindawi Publishing Corporation.

González, M. H.; Domínguez, D. y Núñez, M., 2012. Long term and interannual rainfall variability in argentinean Chaco plain region. *Rainfall: Behavior, Forecasting and Distribution*, Chapter 4, 68-89, editors: Olga E. Martín and Tricia M. Roberts, Nova Science Publishers Inc.

González, M. H. y Flores, O. K., 2010. Análisis de la precipitación en la llanura chaqueña argentina y su relación con el comportamiento de la circulación atmosférica y las temperaturas de la superficie del mar. *METEOROLOGICA*, 35, 2, pp. 53-66.

González, M. H. y Murgida, A. M., 2012. Seasonal Summer rainfall prediction in Bermejo River Basin in Argentina, *Climate Variability - Some Aspects, Challenges and Prospects*, Chapter 7, pp. 141-160. ISBN 978-953-307-641-6, editor: Dr. Abdel Hannachi, Department of Meteorology, University of Reading, UK. INTech, 192p.

Hyndman, R.J.; Athanasopoulos, G., 2013. *Forecasting: principles and practice*. Otexts, Melbourne, Australia. *http://otexts.org/fpp/*. Visitado en julio de 2017.

Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Zhu, I.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgings, W.; Janowiak, J.; Mo, K.C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Leetmaa, A.; Reynolds, R.; Jenne, R.; Joseph, D, 1996. The NCEP/NCAR Reanalysis 40 year-project. *Bull Amer Meteor Soc*, 77, pp. 437-471.

Murgida, A. M., González, M. H. y Tiessen, H., 2014. Rainfall trends, land use and adaptation in the Chaco Salteño region of Argentina. *Regional Environmental Change*, Volume 14, Issue 4 (2014), pp. 1387-1394, Springer .ISSN: 1436-3798.

Reboita, M. S.; Gan M. A.; Da Rocha, R. P.; Ambrizzi, T., 2010. Regimes de Precipitacao na America Do Sul. *Revista Brasilera de Meteorologia*, 25 (2), pp. 185-204.

Wilks, D. S., 2011. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. Editoral Elsevier (3ed), p. 308-311.