

Previsão estatística da precipitação de verão no centro-oeste da Argentina

Statistical prediction of summer rainfall in central west argentina

Diana A. Domínguez^{1,2}, Marcela H. González^{2,3,4}

¹ Servicio Meteorológico Nacional (SMN)

² Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos (FCEN - UBA)

³ Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CONICET- UBA)

⁴ Instituto Franco Argentino de estudios del clima y sus impactos (UMI IFAECI/CNRS)

Resumo

Este artigo tenta compreender a variabilidade interanual das chuvas sazonais usando um modelo de regressão linear. Este trabalho analisa as chuvas de verão (dezembro, janeiro e fevereiro), no centro-oeste da Argentina com base na comparação entre o comportamento das variáveis atmosféricas anteriores (em novembro) e oceânica em anos de seca extrema e chuvas excessivas. Os principais preditores foram a altura geopotencial e aquecimento do Oceano Pacífico central. Em geral, os casos da precipitação sobrenormal são associados ao enfraquecimento do subpolar baixo e subtropical, um enfraquecimento do fluxo zonal e, portanto, um maior intercâmbio de energia entre as baixas e altas latitudes e anomalias de temperatura quente mar raso em novembro no leste do Pacífico equatorial. Esta análise nos permitiu definir os preditores que foram usados para gerar uma regressão linear múltipla utilizando a metodologia para frente gradual que responde por 28 % da variação na precipitação de verão.

Palavras-chave: Precipitação. Previsão estatística. Argentina Central. Temperatura da superfície do mar.

Abstract

This paper attempts to understand the rainfall interannual variability in order to predict seasonal precipitation using a linear regression model. This work analyze summer precipitation (December, January and February) in central-west Argentina based on comparing the behavior of previous (in November) atmospheric and oceanic variables in extreme years with drought and excess precipitation. The main predictors were geopotential height and warming of central Pacific Ocean. Generally, higher than normal precipitation cases were associated with the weakening of the subtropical high and subpolar low, a weakening of zonal flow and therefore greater energy exchange between low and high latitudes and warm anomalies of sea surface temperature in November in the eastern equatorial Pacific. This analysis allowed us to define, predictors that were used to generate a multiple linear regression model using forward stepwise methodology which explained 28% of variance of summer precipitation.

Keywords: Precipitation. Statistical forecasting. Central Argentina. Sea surface temperature

1 Introducción

Para poder estudiar la variabilidad interanual de la lluvia es importante conocer el efecto que sobre ella producen algunos forzantes de gran escala y su influencia sobre la precipitación especialmente en Sudamérica.

A continuación se detallan algunos resultados probados en distintas regiones. El fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) tiene gran influencia en la lluvia del Sudeste de Sudamérica. Por ejemplo, Ropelewsky y Halpert (1987) detectaron un incremento de precipitación estival en el este de Argentina durante la fase cálida y particularmente con señal intensa en primavera (Vargas et al. 1999; Grimm et al. 2000).

Otro forzante que tiene influencia sobre la región es la Oscilación Antártica (AAO) (Thompson y Wallace, 2000). Existen varios trabajos que investigan sus efectos sobre el clima de Sudamérica, entre ellos Reboita et al. (2009) estudiaron la función frontogénesis durante las distintas fases de AAO y las distintas estaciones del año. Encontraron que la función frontogénesis es intensa durante la fase negativa y que la trayectoria de los ciclones se desplaza hacia el Sur durante la fase positiva de la AAO. Silvestri y Vera (2003) examinaron la relación entre AAO y la precipitación del Sudeste de Sudamérica. Ellos encontraron que en particular durante la primavera austral, la fase negativa está asociada a la intensificación de la anomalía ciclónica de niveles altos, aumento de la convergencia de humedad e incremento de la precipitación sobre el Sudeste de Sudamérica. González et al. (2012) analizaron la influencia de varios de los factores antes mencionados sobre la precipitación

en la región chaqueña y encontraron resultados alentadores aunque la respuesta varió en distintas zonas y estaciones del año.

En un trabajo previo (Domínguez y González 2013) se estudió el comportamiento de la precipitación de verano en una región del centro-este de Argentina pudiendo detectarse los patrones de circulación y temperatura de superficie del mar (TSM) del mes de noviembre que tienen influencia sobre la precipitación estival. El modelo predictivo conformado por un predictor de geopotencial en 1000 hPa y TSM en el pacífico subtropical resultó muy eficiente, explicando el 43,3% de la precipitación estival y clasificando bien la lluvia en sobre/sub normal en el 60% de los casos.

En el presente trabajo se pretende continuar el mencionado estudio proponiendo un esquema de predicción para la lluvia de verano en una región central de Argentina ubicada al oeste de la estudiada anteriormente y se evalúa la habilidad de dicha predicción.

2 Datos y metodologías

Se utilizaron datos de precipitación acumulada mensual del período 1980 -2009 de 3 estaciones meteorológicas distribuidas en el área central de Argentina (Figura 1), provenientes de la red de medición del Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Esta región es climáticamente homogénea, según los resultados obtenidos por el método de agrupación de Lund aplicado en Domínguez y González (2013).

Con el fin de representar a la región, se construyó la

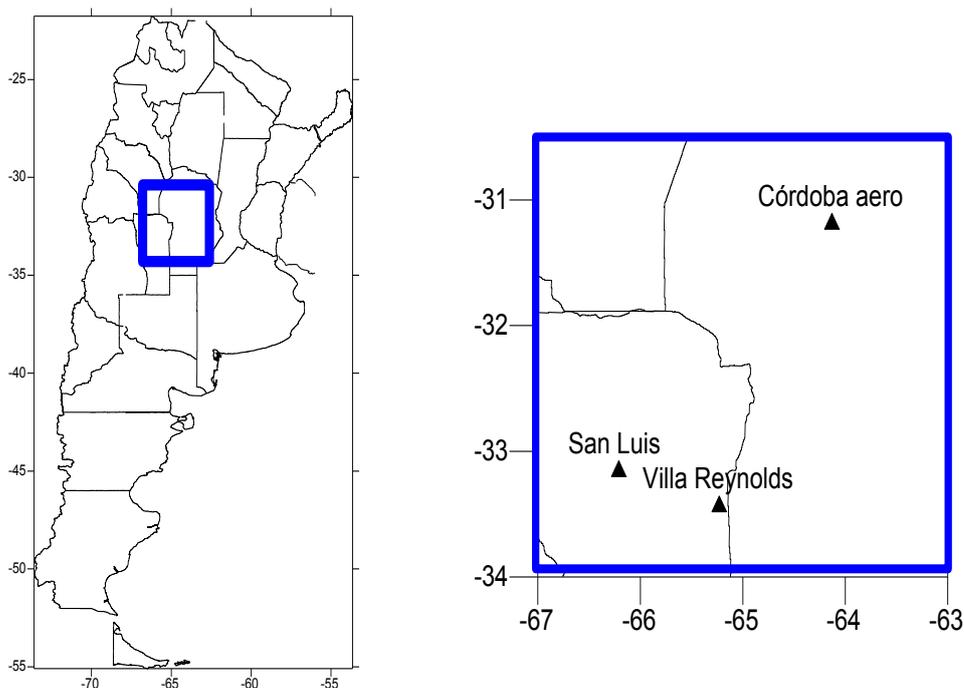


Figura 1 - Región y estaciones utilizadas

serie de precipitación mensual promediando los valores de precipitación de las tres estaciones individuales. Se decidió estudiar la variabilidad de la lluvia en el verano, considerando como variable la precipitación acumulada durante diciembre, enero y febrero de cada año. Esta decisión se tomó debido a que es el verano la estación con mayores acumulados de lluvia (Figura 2). En efecto, el ciclo anual medio de precipitación muestra una onda muy marcada con máximos en verano y mínimos en invierno.

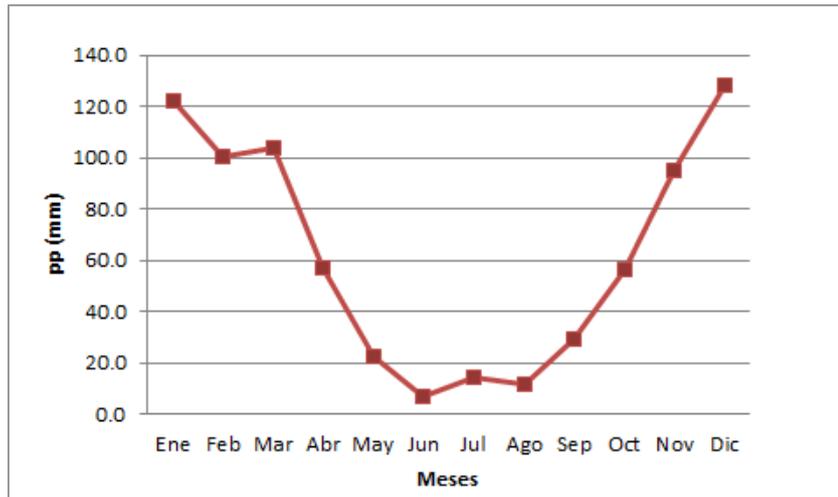


Figura 2 - Onda anual promedio para la serie de precipitación representativa del área de estudio, período 1980-2009

Se estudiaron los posibles forzantes de la variabilidad interanual de la precipitación de verano mediante el cálculo de las correlaciones entre las anomalías de la precipitación estival de la serie representativa detallada anteriormente y las anomalías de las siguientes variables durante el mes previo (noviembre): altura geopotencial en 1000 hPa (G1000), 500 hPa (G500) y 200 hPa (G200), viento zonal (U) y meridional (V) en 850 hPa, agua precipitable (AP) integrada en la capa desde superficie hasta 700 hPa y TSM obtenidas del reanálisis NCEP/NCAR (Kalnay et al, 1996). Las correlaciones fueron calculadas tanto en forma simultánea como desfasada en 1 mes para detectar aquellas variables que pueden colaborar con la predictibilidad de la precipitación. De acuerdo al número de datos (30) las correlaciones mayores a 0,37 fueron estadísticamente significativas con el 95% de confianza utilizando un test Normal.

Además, se analizó el comportamiento de las variables para los casos extremos en que se observara exceso y déficit de lluvia. Se tomaron como extremos deficitarios a la precipitación estival de los años con precipitación subnormal (déficit: años 1982, 1989, 1994, 1996, 1999, 2001, 2004, 2009), definida como aquella que no supera el valor del primer cuartil. Y como extremos húmedos a los años con precipitación sobrenormal (exceso; años 1981, 1984, 1985, 1993, 1997, 1998, 2000 y 2007), definida

como aquella que supera el tercer cuartil. Los cuartiles fueron determinados utilizando la serie de precipitación estival representativa promedio. Luego de separados los eventos, se calcularon los campos compuestos, es decir el campo promedio, de las anomalías de las variables en noviembre, tanto para los casos de déficit como para los excesos, con el fin de identificar las áreas donde estas anomalías presentan la mayor diferencia en años de excesos respecto a los años de déficit. Además, se calculó el campo diferencia entre las anomalías de los

años con excesos y de los años con déficit de lluvia. La significancia de estos campos diferencia fue calculada utilizando el test T-Student al 95%.

Finalmente se generó un modelo de predicción de la precipitación de verano. Para ello se definieron posibles predictores, en base al estudio realizado anteriormente, como el promedio de las variables en áreas donde se observaron las mayores señales. Los predictores considerados fueron independientes entre sí para evitar la multicorrelación. Se utilizó la metodología Forward Stepwise (Wilks, 1995) para generar los modelos de regresión lineal múltiple. Los resultados se validaron con la metodología de cros-validación (Wilks, 1995) donde se utilizaron todos los años menos uno para la construcción del modelo y el año restante para el cálculo. El proceso fue repetido tantas veces como años se quisieron predecir, 30 en este caso. Este proceso permite al mismo tiempo validar el pronóstico y verificar la estabilidad del modelo.

Para probar la eficiencia de los modelos, se consideraron los casos equiprobables llamados, subnormales (menores que el primer tercil), normales (entre el primer y segundo tercil) y sobrenormales (mayores que el segundo tercil), refiriéndose cada uno al espectro completo de casos posibles desde los años más secos hasta los años más húmedos, respectivamente. Se construyeron tres tablas de contingencia entre valores pronosticados y

observados, resumiendo las 3 categorías en 2: subnormal y no subnormal, normal y no normal y sobrenormal y no sobrenormal. Para ellas se calcularon algunos índices que se detallan a continuación (Wilks, 1995). Se calcularon los índices de probabilidad de detección (POD), relación de falsa alarma (FAR) y la tasa de acierto (HIT). El índice POD cuenta la proporción de eventos de una clase que fueron pronosticadas como tal, por lo tanto los valores cercanos a 1 son los de mejor pronóstico. En cambio el índice FAR da la proporción de los pronósticos que fallaron en producirse, esperándose que un buen pronóstico de como resultado valores cercanos a 0. Por último la tasa de acierto (HIT) indica la proporción de casos clasificados correctamente. Además (Wilks, 1995) y se compararon las funciones de probabilidad de la precipitación observada y estimada.

3 Resultados

Relación entre la precipitación estival, las variables atmosféricas y la temperatura de superficie del mar en el mes de noviembre

Con el fin de poder definir predictores de la precipitación estival que actúan como forzantes de la misma y que pueden detectarse previamente, se analizaron los campos de correlación entre la serie representativa de la

lluvia acumulada en verano y las variables atmosféricas y oceánicas observadas en el mes de noviembre anterior.

Los campos de correlación entre la precipitación estival y G1000, G500 y G200 (figura 3 para G1000, G500 y G200 figuras no mostradas) evidencian que las situaciones de mayor precipitación están relacionadas con un debilitamiento de las altas subtropicales y las bajas subpolares en el Océano Pacífico Occidental alrededor de 150°E. Este efecto también se manifiesta en la diferencia entre los campos de geopotencial en noviembre compuestos de años con déficit y con excesos de lluvia: se distingue en todos los niveles de la atmósfera máximas diferencias centradas en 55°S 150°E (figura 3) y en 25°S 150°E (G1000, figura 4).

El campo de correlación entre la precipitación estival y la TSM en noviembre muestra correlaciones significativas en el océano Pacífico centroeccuatorial y subtropical (figura 5). El campo diferencia de la TSM en noviembre entre los años de exceso y de déficit muestra también que la precipitación estival sobrenormal está asociada a anomalías cálidas de TSM en el Pacífico ecuatorial y anomalías frías en el Pacífico subtropical (figura no mostrada) características de la fase El Niño.

Los años con excesos de precipitación están asociados con anomalías de viento del sursobre el centro de Brasil y anomalías positivas de AP en el centro-este de Argentina (figura 6).

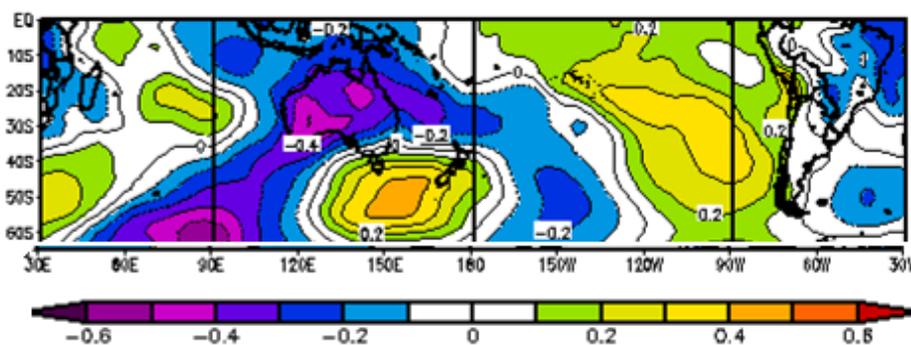


Figura 3 - Correlación entre la precipitación estival y las anomalías de G1000 en Noviembre (m). Valores superiores a 0,37 son significativos con el 95% de confianza

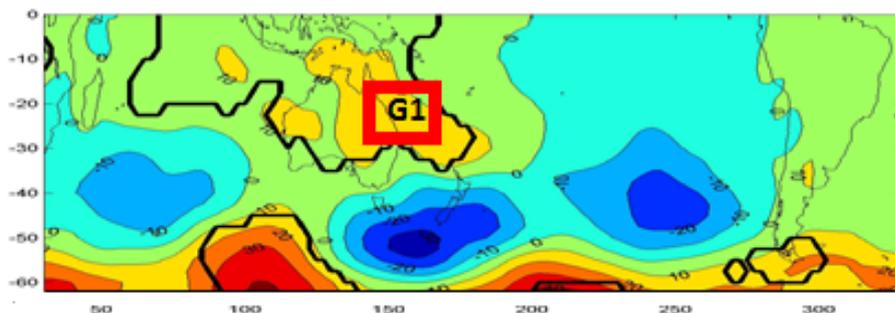


Figura 4 - Diferencia de la composición de las anomalías de G1000 de noviembre de los años déficit y con exceso (en m). La línea negra muestra el área de diferencia significativa al 95%. El recuadro rojo muestra la región de alta correlación donde se ha definido el predictor G1

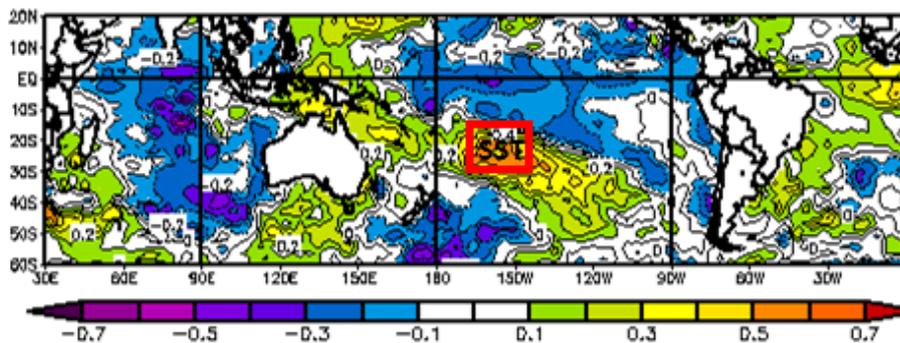


Figura 5 - Correlación entre la precipitación estival y las anomalías de TSM en noviembre. Valores mayores a 0,37 son significativos al 95% de confianza. El recuadro muestra la región de alta correlación donde se ha definido el predictor SST

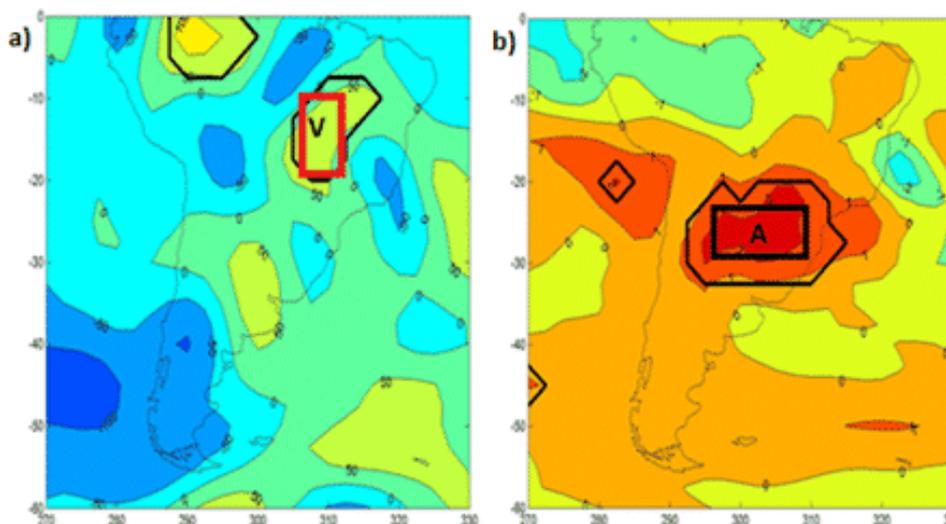


Figura 6 - a) Diferencia de la Composición de las anomalías de V de los años exceso y déficit (en m/s). La línea negra muestra el área de diferencia significativa al 95%. El recuadro rojo muestra la región de alta correlación donde se ha desarrollado el predictor V. b) Idem a para Agua precipitable (en kg/m²)

3.1 Modelo de predicción estadístico

Utilizando los análisis de la sección anterior se definieron posibles predictores para el modelo como el promedio areal de las variables en las zonas donde la

correlación (superior a 0,37) o la diferencia entre casos de déficit y de exceso fueran significativas al 95%. Posteriormente se seleccionó sólo un grupo de predictores de forma tal que no estuvieran correlacionados entre sí para evitar el problema de multicorrelación (Tabla 1).

Tabla 1 - Definición de los predictores para el mes de noviembre y su correlación (R) con la precipitación acumulada estival

| Predictor | Variable | Área | Figura | R |
|-----------|----------|-------------------------------|--------|-------|
| G1 | G1000 | 20°S- 30°S ; 150°E - 170°E | 4 | 0,44 |
| SST | TSM | 20°S- 30°S ; 140°O -160°O | 5 | -0,53 |
| V | V | 10°S- 20°S ; 45°O - 55°O | 6a | 0,44 |
| A | AP | 20°S- 30°S ; 45°O - 65°O | 6b | 0,45 |

Se generó un modelo de regresión lineal múltiple utilizando la metodología forward Stepwise, resultando la ecuación

$$PP_{\text{verano}} = 1905,14 - 67,35 * SST$$

Donde PP_{verano} (mm) es la precipitación estimada para el verano y SST es el promedio de la TSM (°C) en el área delimitado por 20°S- 30°S; 140°O -160°O. Este modelo explica el 28% de la variabilidad de la lluvia de verano y quedó definido solamente por la variable TSM. Esto indica que la precipitación estival está realzada cuando la región del Océano Pacífico subtropical presenta un enfriamiento, asociado al patrón Niño de calentamiento en la zona tropical (Rasmusson y Carpenter, 1982).

Se aplicó el método de cros-validación para evaluar

la eficiencia del modelo, lo cual requirió el cómputo del mismo 30 veces, cada una de las veces sacando un año en particular y utilizando el modelo para pronosticar ese año. De esta forma se obtuvo una serie de valores pronosticados. Se pudo comprobar la estabilidad del mismo, dado que en la mayoría de los casos los modelos obtenidos fueron similares y eligieron los mismos predictores al aplicar la metodología de forward Stepwise. Las serie de precipitaciones estimadas utilizando este método de cros-validación pueden verse en la figura 7a, donde se detectaron varios años (1982, 1983, 1991, 1999 y 2000) para los cuales la estimación no resultó eficiente. Justamente en estos años el modelo utilizado en la cros-validación utilizó otros predictores. Para los años 1982, 1983 y 2000 los predictores seleccionados por el modelo fueron SST y A mientras que para los años

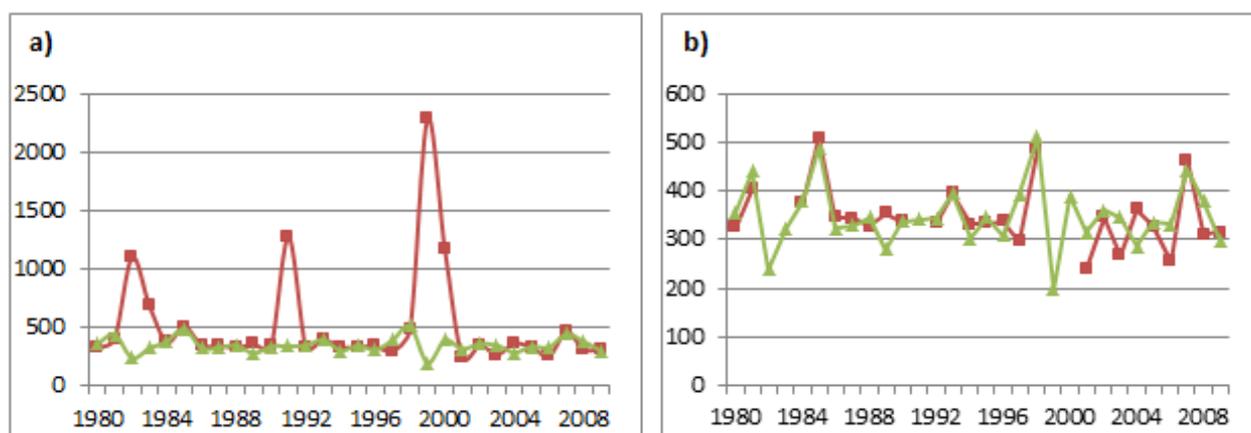


Figura 7 - a) Serie de precipitación observada (en mm) (verde) y estimada con método de Cros-validación (rojo). b) Serie de precipitación observada (verde) y estimada con método de Cros-validación (rojo) sin los años de mayor diferencia entre el valor pronosticado y observado.

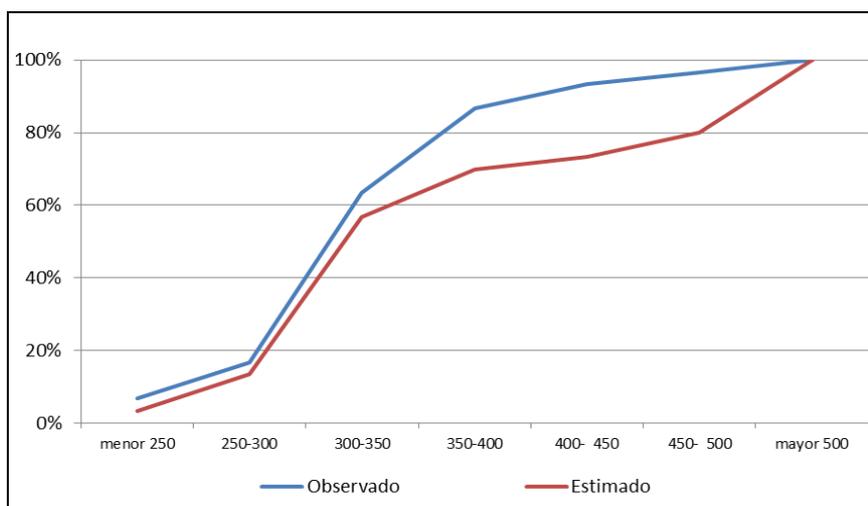


Figura 8 - Funciones de probabilidad empírica observada (línea azul) y estimada (línea roja) para la precipitación de verano (en mm).

1991 y 1999 el método eligió a SST y V como predictores. La figura 7b muestra que si no se consideran esos 5 años en el pronóstico la eficiencia del modelo mejora sustancialmente y la correlación entre la precipitación estimada y observada es de 0,73.

Para evaluar la precisión de las categorías pronosticadas se calcularon los índices de probabilidad de detección (POD), relación de falsa alarma (FAR) y la tasa de acierto (HIT). Los resultados se indican en la Tabla 3. La categoría sobrenormal obtuvo los mayores valores

Tabla 2 - Tabla de contingencia entre categorías observada y pronosticada (% total casos)

| | | Categorías pronosticada | | |
|----------------------|--------------|-------------------------|--------|--------------|
| | | Subnormal | Normal | Sobre normal |
| Categorías Observada | Sub normal | 10 | 13,33 | 10 |
| | Normal | 16,67 | 13,33 | 3,33 |
| | Sobre normal | 6,67 | 6,67 | 20 |

Tabla 3 - Medidas de eficiencia para los eventos subnormales, normales y sobrenormales

| | POD | FAR | HIT |
|-------------|-----|-----|------|
| Subnormal | 0,3 | 0,7 | 0,53 |
| Normal | 0,4 | 0,6 | 0,6 |
| Sobrenormal | 0,6 | 0,4 | 0,73 |

POD: probabilidad de detección; FAR: relación de falsa alarma; HIT: tasa de acierto

Una medida para evaluar cuantitativamente el ajuste de la predicción a los valores observados es mediante una tabla de contingencia (Tabla 2). En ella puede observarse que el modelo predijo la misma categoría que efectivamente se produjo en el 43% de los casos. El 23% de los casos aproximadamente fueron sobrestimados por el modelo mientras que el 13% subestimados. Así mismo puede observarse que sólo alrededor del 16% de los pronósticos fallaron en 2 categorías, es decir pronosticaron sub (sobre) cuando en realidad se produjo sobre (sub). Estos resultados indican una buena eficiencia del modelo en general.

Además se calcularon las funciones de probabilidad empírica (con datos observados) y la derivada de las predicciones con el modelo (Figura 8), resultando que ambas no difieren con un 95% de confianza, utilizando un test chi-cuadrado. En esta puede observarse que hubo un menor porcentaje de casos estimados de los que se produjeron realmente.

de índice POD y HIT a su vez que los menores valores de FAR, resultando la categoría de casos sobrenormales la mejor representada por el modelo.

4 Conclusiones

El modelo de predicción de la precipitación estival en la zona de estudio quedó definido por la variable TSM aunque se observó una dependencia importante con el geopotencial en todos los niveles. La precipitación estival está favorecida por el debilitamiento de las bajas subpolares y las altas subtropicales en el Océano Pacífico y por el fenómeno El Niño. La varianza explicada de la serie de precipitación de verano fue del 28% y se observó que algunos años fueron mal pronosticados (1982, 1983, 1991, 1999 y 2000). Si se comparan los resultados con los obtenidos por Domínguez y González (2013) usando las mismas técnicas pero en una región al este de la

estudiada en este trabajo, se puede concluir la pérdida de predictibilidad en las regiones ubicadas más hacia el oeste. Se debe trabajar en mejorar la selección de predictores y técnicas de previsión en el futuro para establecer si el pronóstico puede mejorarse o si la predictibilidad en esa zona no es buena. En cuanto a la precisión de las categorías pronosticadas, la categoría sobrenormal fue la mejor representada por el modelo.

Agradecimientos

Al Servicio Meteorológico Nacional por la generosa provisión de datos de precipitación. Las imágenes de las figuras de correlaciones fueron provistas por NOAA/ESRL Physical Sciences Division, Boulder Colorado desde su página web: <http://www.esrl.noaa.gov/psd>. Este trabajo fue subsidiado por los proyectos: UBACyT 2013-2016 20620120100003BA, UBACyT 2011-2014 01/y028, CONICET PIP 112-200801-00195, Préstamo BID-PICT 2010-2110y CLARIS LPB.

Bibliografía

DOMÍNGUEZ, D.A.; GONZÁLEZ, M. H, Variabilidad de la precipitación en el centro oeste de Argentina y un modelo de predicción estadística, *Meteorológica*, Buenos Aires, v. 38, n. 2, pp. 105-120, 2013.

GONZÁLEZ, M.H; et al. Some factors that influence precipitation in Argentinean Chaco. *Advances in Meteorology*, Hindawi Publishing Corporation, 2012. Article ID 359164, 13 pages doi:10.1155/2012/359164

GRIMM, A. M.; et al. Variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, v.13, p.35-58, 2000.

KALNAY, E.; et al. The NCEP/NCAR Reanalysis 40 years-project. *Bulletin of American Meteorological Society*, v. 77, p. 437-471, 1996.

RASMUSSEN, E. M.; CARPENTER, T. H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, v.110, p. 354-384, 1982.

ROPELEWSKI C.F.; HALPERT. M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, v.115, p. 2161-2165, 1987.

REBOITA M. S.; et al. Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere Atmospheric Systems. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.24, n.1, p. 48-55, 2009.

SILVESTRI, G.; VERA, C.S. Antarctic Oscillation signal on precipitation anomalies over southeastern South America. *Geophysical Research Letters*, v. 30, n. 21, p.21-15, 2003.

THOMPSON, D.W.; WALLACE, J.M. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: month-to-month variability. *Journal of Climate*, v.13, p.1000-1016, 2000.

VARGAS, W.; et al. Las precipitaciones mensuales en zonas de la Argentina y el ENOS. Un enfoque hacia problemas de decisión. *Meteorológica*, Buenos Aires, v. 24, p. 3-22, 1999.

WILKS, D. S. *Statistical methods in the atmospheric sciences (An introduction)*, International Geophysics Series, Academic Press, San Diego, California, v. 59, p.464, 1965.